

WMO
8 (S)
1996

ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL

Guía

de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos

Sexta edición



OMM-Nº 8

Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial – Ginebra– Suiza
1996

NOTA SOBRE LA SEXTA EDICIÓN

La sexta edición de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* consta de tres partes: Parte I — Medición de variables meteorológicas, Parte II — Sistemas de observación, y Parte III — Garantía de calidad y gestión de sistemas de observación.

Las tres partes contienen capítulos sobre temas tratados en la quinta edición, complementados con otros sobre temas que no han aparecido anteriormente en esta *Guía*. Todos los capítulos de la Parte I, con excepción de los Capítulos 16 y 17 sobre la medición del ozono y sobre la composición de la atmósfera, respectivamente, son versiones revisadas de los capítulos correspondientes que figuraban ya en la quinta edición. Los otros capítulos de la quinta edición se mantendrán hasta que sean sustituidos por los capítulos revisados de las Partes II y III de la sexta edición. También procede señalar que las Partes I y II de la sexta edición contendrán cinco capítulos adicionales sobre materias importantes.

Las técnicas de las mediciones meteorológicas evolucionan constantemente. Por lo tanto, las revisiones

de los distintos capítulos de la nueva edición de la *Guía* se publicarán en forma de hojas cambiables cuando existan modificaciones significativas que así lo justifiquen. La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación examinará constantemente la *Guía* y tomará disposiciones para redactar las revisiones. Se espera que los miembros de la Comisión, los grupos de trabajo y los ponentes sometan propuestas de enmiendas, aunque también se acogerán con agrado las sugerencias de todos los usuarios de la *Guía*, de otras comisiones de la OMM, de los Miembros de la OMM y de otras organizaciones interesadas en las mediciones meteorológicas con fines operativos. Todas las sugerencias deben dirigirse a:

Secretario General
Organización Meteorológica Mundial
P.O. Box 2300
CH-1211 Ginebra 2
Suiza
Fax: (+41 22) 734 23 26

PREFACIO

Una de las finalidades de la Organización Meteorológica Mundial, según se dice en su Convenio, es fomentar la normalización de las observaciones meteorológicas y asegurar la publicación uniforme de observaciones y estadísticas. Por lo tanto, el Congreso Meteorológico Mundial ha venido adoptando, en el transcurso del tiempo, un Reglamento Técnico en el que se estipulan las prácticas y los procedimientos meteorológicos que deben seguir los países Miembros de la Organización. Ese Reglamento Técnico está complementado por una serie de *Guías* y *Manuales* en donde se describen con mayor detalle las prácticas, los procedimientos y las especificaciones que los Miembros deben seguir o aplicar.

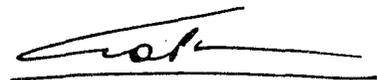
La primera edición de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* se publicó en 1954, y constaba de 12 capítulos. La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación ha revisado periódicamente el contenido de la *Guía*, formulando recomendaciones, adiciones y enmiendas. La presente edición es una versión totalmente revisada, y comprende temas adicionales que reflejan la evolución reciente. Su finalidad, así como la de ediciones anteriores, es proporcionar una orientación completa y actualizada de los medios más eficaces de llevar a cabo observaciones y mediciones meteorológicas, incluidas las realizadas con sistemas tales como radares meteorológicos y estaciones meteorológicas automáticas. Es de esperar que los datos obtenidos con esos sistemas sean de una calidad y exactitud estándar — comparable en el espacio y en el tiempo — y apropiados para la

prestación de servicios meteorológicos y el mantenimiento de registros climáticos.

En la *Guía* se describen los instrumentos, los sistemas y las técnicas utilizados regularmente, desde los más sencillos a los más complejos y sofisticados, pero no se tratan los métodos utilizados únicamente con fines de investigación experimentales. Además, no se pretende que sea un manual de instrucciones detallado para uso de observadores, sino que está destinado más bien a servir de base para la preparación de manuales en cada Servicio Meteorológico de acuerdo con sus propias necesidades. Tampoco se trata de especificar el diseño detallado de instrumentos para no obstaculizar la evolución de las mejoras. Más bien, se ha considerado preferible circunscribir la normalización a los requisitos esenciales de los instrumentos, y limitar las recomendaciones a las características generalmente comunes a las diversas configuraciones de un sistema de instrumentos o de medición.

La *Guía* está destinada fundamentalmente a los Servicios Meteorológicos Nacionales. Sin embargo, muchas otras organizaciones e instituciones, que efectúan mediciones meteorológicas, la han encontrado útil, y también se han tenido en cuenta sus necesidades al preparar la *Guía*.

Deseo dejar constancia, en nombre de la Organización Meteorológica Mundial de mi gratitud a la totalidad de los Servicios Meteorológicos, comisiones técnicas, grupos de trabajo y personas que han contribuido a preparar la presente publicación.



(G. O. P. Obasi)
Secretario General

ÍNDICE

	<i>Página</i>
Nota sobre la sexta edición	v
Prefacio	vii

PARTE I: MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

CAPÍTULO 1 — GENERALIDADES	I.1-1
CAPÍTULO 2 — MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA	I.2-1
CAPÍTULO 3 — MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA	I.3-1
CAPÍTULO 4 — MEDICIÓN DE LA HUMEDAD	I.4-1
CAPÍTULO 5 — MEDICIÓN DEL VIENTO EN SUPERFICIE	I.5-1
CAPÍTULO 6 — MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	I.6-1
CAPÍTULO 7 — MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN	I.7-1
CAPÍTULO 8 — MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN	I.8-1
CAPÍTULO 9 — MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD	I.9-1
CAPÍTULO 10— MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN	I.10-1
CAPÍTULO 11— MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO	I.11-1
CAPÍTULO 12— MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD	I.12-1
CAPÍTULO 13— MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD	I.13-1
CAPÍTULO 14— TIEMPO PRESENTE Y TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO	I.14-1
CAPÍTULO 15— OBSERVACIÓN DE LA NUBES	I.15-1
CAPÍTULO 16— MEDICIÓN DEL OZONO	I.16-1
CAPÍTULO 17— MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA	I.17-1

PARTE II: SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

CAPÍTULO 1 — MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS	II.1-1
CAPÍTULO 2 — MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS	II.2-1
CAPÍTULO 3 — OBSERVACIONES DESDE AERONAVES	II.3-1
CAPÍTULO 4 — OBSERVACIONES MARINAS	II.4-1
CAPÍTULO 5 — TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILAMIENTO PARA LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA	II.5-1
CAPÍTULO 6 — MEDICIONES CON COHETES EN LA ESTRATOSFERA Y LA MESOSFERA ..	II.6-1
CAPÍTULO 7 — LOCALIZACIÓN DE LOS FOCOS DE PARÁSITOS ATMOSFÉRICOS	II.7-1
CAPÍTULO 8 — OBSERVACIONES DESDE SATÉLITES	II.8-1
CAPÍTULO 9 — MEDICIONES POR RADAR	II.9-1
CAPÍTULO 10— TÉCNICAS DE GLOBOS	II.10-1

PARTE III: GARANTÍA DE CALIDAD Y GESTIÓN DE SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

CAPÍTULO 1 — MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS	III.1-1
CAPÍTULO 2 — REDUCCIÓN DE DATOS	III.2-1
CAPÍTULO 3 — GESTIÓN DE LA CALIDAD	III.3-1
CAPÍTULO 4 — CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS	III.4-1
CAPÍTULO 5 — PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN	III.5-1

Apéndice I Bibliografía sobre instrumentos meteorológicos y prácticas de observación	Ap. I-1
Apéndice II Lista de colaboradores de la <i>Guía</i>	Ap. II-1

CAPÍTULO 1 — GENERALIDADES

		<i>Página</i>
1.1	Observaciones meteorológicas.....	I.1-1
1.1.1	Generalidades.....	I.1-1
1.1.2	Representatividad.....	I.1-1
1.1.3	Metadatos.....	I.1-1
1.2	Sistemas de observación meteorológica	I.1-2
1.3	Requisitos generales que debe cumplir una estación meteorológica.....	I.1-2
1.3.1	Estaciones meteorológicas automáticas.....	I.1-2
1.3.2	Observadores.....	I.1-2
1.3.3	Emplazamiento y exposición.....	I.1-3
1.3.3.1	Elección del emplazamiento.....	I.1-3
1.3.3.2	Coordenadas de la estación.....	I.1-3
1.3.4	Cambios en el empleo de instrumentos y homogeneidad.....	I.1-4
1.3.5	Inspección y mantenimiento.....	I.1-4
1.3.5.1	Inspección de las estaciones.....	I.1-4
1.3.5.2	Mantenimiento.....	I.1-4
1.4	Requisitos generales que deben cumplir los instrumentos	I.1-4
1.4.1	Características convenientes.....	I.1-4
1.4.2	Instrumentos registradores.....	I.1-4
1.5	Normas y definiciones de medición.....	I.1-5
1.5.1	Definiciones de los patrones de medición.....	I.1-5
1.5.2	Procedimientos de normalización.....	I.1-6
1.5.3	Unidades y constantes.....	I.1-6
1.5.3.1	Unidades.....	I.1-6
1.5.3.2	Constantes.....	I.1-6
1.6	Exactitud de las mediciones.....	I.1-6
1.6.1	Mediciones meteorológicas.....	I.1-6
1.6.1.1	Generalidades.....	I.1-6
1.6.1.2	Fuentes y estimaciones de error.....	I.1-7
1.6.2	Definiciones de mediciones y sus errores.....	I.1-7
1.6.3	Características de los instrumentos.....	I.1-8
1.6.4	Incertidumbres de medición de un solo instrumento.....	I.1-9
1.6.4.1	Distribuciones estadísticas de las observaciones.....	I.1-9
1.6.4.2	Estimación del valor verdadero.....	I.1-9
1.6.4.2.1	Estimación del valor verdadero — cuando n es grande.....	I.1-10
1.6.4.2.2	Estimación del valor verdadero — cuando n es pequeño.....	I.1-10
1.6.4.2.3	Estimación del valor verdadero — comentarios adicionales.....	I.1-10
1.6.5	Exactitud requerida.....	I.1-11
1.6.5.1	Generalidades.....	I.1-11
1.6.5.2	Rendimiento requerido y alcanzable.....	I.1-11
Referencias	I.1-11
Anexo 1.A	Centros Regionales de Instrumentos (CRI).....	I.1-13
Anexo 1.B	Requisitos de exactitud operativa y rendimiento de los instrumentos típicos.....	I.1-14
Anexo 1.C	Especificación de necesidades de datos de observación para los datos del Sistema Mundial de Proceso de Datos.....	I.1-17

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 Observaciones meteorológicas

1.1.1 Generalidades

Las observaciones meteorológicas (así como las ambientales y geofísicas conexas) se realizan por diversas razones. Se utilizan para la preparación en tiempo real de análisis y predicciones meteorológicas, para el estudio del clima, para operaciones locales dependientes del tiempo (por ejemplo, operaciones locales de vuelos en los aeródromos, trabajos de construcción en tierra y en el mar), para la hidrología y la agrometeorología, y con fines de investigación meteorológica y climatológica. La finalidad de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* es apoyar esas actividades proporcionando asesoramiento sobre buenas prácticas para realizar mediciones y observaciones meteorológicas.

Por supuesto, existen muchas otras fuentes para tal asesoramiento, y se remite a los usuarios al apéndice de esta *Guía*, que es una amplia bibliografía de la teoría y la práctica de los instrumentos y métodos de observación. En el apéndice figuran asimismo referencias a prácticas nacionales, a normas nacionales e internacionales y a la literatura en general. También comprende una lista de informes sobre conferencias técnicas, instrumentación y comparaciones internacionales de instrumentos, publicados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO). Los otros manuales y guías publicados por la OMM se refieren a aplicaciones particulares de observaciones meteorológicas (véanse especialmente los relativos al Sistema Mundial de Observación (OMM, 1981a y 1989), meteorología aeronáutica (OMM, 1990), hidrología (OMM, 1994), meteorología agrícola (OMM, 1981b) y climatología (OMM, 1983)).

Por recomendación de la CIMO¹, varias asociaciones regionales de la OMM han establecido Centros Regionales de Instrumentos (CRI) con el fin de mantener normas y de proporcionar asesoramiento. Su mandato y sus ubicaciones se indican en el Anexo 1.A.

A lo largo de esta *Guía*, la incertidumbre, cuando se expresa estadísticamente, se da al nivel de probabilidad de 2σ o del 95 por ciento, salvo cuando se indica otra cosa (véase la sección 1.6).

1.1.2 Representatividad

La densidad o resolución requerida de datos observados está relacionada con las escalas temporales y espaciales apropiadas para los fenómenos que han de analizarse, y con la aplicación. En OMM (1981a) se clasifican las escalas horizontales de los fenómenos meteorológicos como sigue:

- a) pequeña escala (menos de 100 km); por ejemplo, tormentas, vientos locales, tornados;
- b) mesoescala (100 a 1.000 km), por ejemplo, frentes y formaciones de nubes;
- c) gran escala (1.000-5.000 km); por ejemplo, depresiones y anticiclones;
- d) escala planetaria (más de 5.000 km); por ejemplo, ondas largas en la troposfera superior.

Las escalas horizontales están estrechamente relacionadas con las escalas temporales de los fenómenos; por tanto, para las predicciones meteorológicas a corto plazo se requieren observaciones más frecuentes desde una red más densa en una zona limitada, con el fin de detectar cualquier fenómeno en pequeña escala y el desarrollo subsiguiente. Cuanto más largo es el período de predicción, mayor es la zona sobre la que se requieren observaciones.

La observación meteorológica debe ser representativa de una zona conforme a su aplicación. Por ejemplo, las observaciones sinópticas deben ser normalmente representativas de una zona de hasta 100 km en torno a la estación, para definir la mesoescala y las escalas mayores. Para las aplicaciones de pequeña escala o locales, la zona puede tener dimensiones de 10 km o mucho menos. La exposición de la estación es esencial (véase la sección 1.3.3), y los errores de representatividad pueden ser mucho mayores que los previstos para el sistema de instrumentos aislado. Una estación situada en terreno accidentado o en la costa probablemente no sea representativa en gran escala o mesoescala. Sin embargo, incluso en estaciones no representativas la homogeneidad de las observaciones en el tiempo puede permitir a los usuarios emplear eficazmente los datos.

En la sección 1.6 se trata de las exactitudes requeridas y alcanzables de los sistemas de instrumentos. Las exactitudes alcanzables especificadas pueden obtenerse con buenos sistemas de instrumentos operados debidamente, pero en la práctica no siempre se consiguen. Las buenas prácticas de observación requieren aptitudes, formación, equipo y apoyo, de los que no siempre se dispone en medida suficiente. También es difícil lograr una buena exposición y representatividad en escalas de entre unos pocos metros a 100 km.

1.1.3 Metadatos

Las observaciones meteorológicas deben tener en cuenta siempre la exposición, el tipo y la condición del equipo y las operaciones. Tal vez los usuarios deban conocer las circunstancias de las observaciones; ahora esto es particularmente importante en el estudio del clima, en el que deben examinarse los historiales detallados de la estación. Hay que llevar metadatos (datos sobre datos) de todas las cuestiones relacionadas con el establecimiento

¹ Formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión, 1985.

y el mantenimiento de la estación, según se describen en la sección 1.3, y de los cambios que se producen, inclusive el historial de la calibración y el mantenimiento (cuando proceda) y los cambios en la exposición y de personal. Los metadatos son importantes sobre todo para los elementos particularmente sensibles a la exposición, como precipitación, viento y temperatura.

Una forma especialmente importante de metadatos son los datos sobre la existencia y la disponibilidad de datos meteorológicos y los metadatos sobre ellos.

1.2 Sistemas de observación meteorológica

Los requisitos de los datos de observación pueden cumplirse utilizando sistemas de medición *in situ* o teledetección (incluso a bordo de vehículos espaciales), según la capacidad de los diversos sistemas de teledetección para medir los elementos necesarios. En OMM (1981a) se describen los requisitos en términos de escalas mundial, regional y nacional, y según las aplicaciones. El Sistema Mundial de Observación, concebido para cumplir estos requisitos, se compone del subsistema de superficie y del subsistema espacial. El subsistema de superficie comprende una amplia variedad de tipos de estaciones según las aplicaciones particulares (por ejemplo estación sinóptica de superficie, estación de observaciones en altitud, estación climatológica, etc.). El subsistema espacial comprende varios vehículos espaciales con misiones de observación a bordo y el segmento terrestre asociado para el mando, el control y la recepción de datos. Los párrafos y capítulos siguientes de esta *Guía* tratan sobre el subsistema de superficie y, en menor medida, del subsistema espacial.

1.3 Requisitos generales que debe cumplir una estación meteorológica

En OMM (1981a) se indican en forma pormenorizada los requisitos de los elementos que deben observarse según el tipo de estación y la red de observación. En esta sección se consideran los requisitos de observación de una estación climatológica típica o una estación de la red sinóptica de superficie.

En una estación que realiza observaciones de superficie se observan los siguientes elementos (los capítulos hacen referencia a la Parte I de esta *Guía*):

Tiempo presente	(Capítulo 14)
Tiempo pasado	(Capítulo 14)
Dirección y velocidad del viento	(Capítulo 5)
Nubosidad	(Capítulo 15)
Tipo de nube	(Capítulo 15)
Altura de la base de la nube	(Capítulo 15)
Visibilidad	(Capítulo 9)
Temperatura	(Capítulo 2)
Humedad relativa	(Capítulo 4)
Presión atmosférica	(Capítulo 3)
Precipitación	(Capítulo 6)
Capa de nieve	(Capítulo 6)
Insolación y/o radiación solar	(Capítulos 7 y 8)

Temperatura del suelo (Capítulo 2)

Evaporación (Capítulo 10)

Existen instrumentos que pueden medir todos estos elementos, salvo el tipo de nube. Sin embargo, con la tecnología actual, los instrumentos para observar el tiempo presente y pasado, la nubosidad y la altura de las nubes y la capa de nieve, no permiten hacer las observaciones de toda la gama de los fenómenos como las puede efectuar un observador humano.

Algunas estaciones meteorológicas realizan mediciones en altitud (Capítulos 12 y 13 de la Parte I), mediciones de la humedad del suelo (Capítulo 11 de la Parte I), ozono (Capítulo 16 de la Parte I) y composición de la atmósfera (Capítulo 17 de la Parte I), y en algunas se recurre a sistemas de instrumentos especiales que se describen en la Parte II de esta *Guía*.

Los detalles de los métodos de observación y los instrumentos apropiados se recogen en los capítulos siguientes de esta *Guía*.

1.3.1 Estaciones meteorológicas automáticas

La mayoría de los elementos requeridos para fines sinópticos, climatológicos o aeronáuticos pueden medirse con instrumentos automáticos (Capítulo 1 de la Parte II).

A medida que aumentan las capacidades de los sistemas automáticos, también lo hace constantemente la relación entre las estaciones meteorológicas meramente automáticas y las estaciones meteorológicas dotadas de observadores (con instrumentos automáticos o sin ellos). Las orientaciones que se dan en los siguientes párrafos sobre el emplazamiento y la exposición, los cambios de instrumentos y la inspección y el mantenimiento se aplican igualmente a las estaciones meteorológicas automáticas y a las estaciones meteorológicas atendidas.

1.3.2 Observadores

Los observadores meteorológicos son necesarios por varias razones:

- para efectuar las observaciones sinópticas y climatológicas con la debida precisión, utilizando los instrumentos apropiados;
- para mantener los instrumentos y los emplazamientos de observación en buen estado;
- para codificar y enviar las observaciones (a falta de sistemas automáticos de codificación y comunicación);
- para mantener dispositivos de registro *in situ*, incluido el cambio de mapas, dado el caso;
- para hacer o cotejar registros semanales y/o mensuales de datos climatológicos cuando no se dispone de sistemas automáticos o éstos son inadecuados;
- para proporcionar observaciones suplementarias o de reserva cuando el equipo automático no hace observaciones de todos los elementos requeridos, o cuando está fuera de servicio.

Los observadores deben estar especializados o tener un diploma de un servicio meteorológico apropiado que

acredite su competencia para efectuar observaciones con arreglo a las normas exigidas. Deben tener aptitudes para interpretar instrucciones sobre el uso de instrumentos y técnicas manuales aplicables a sus propios sistemas particulares de observación. Las orientaciones sobre los requisitos de formación en instrumentos de los observadores figuran en el Capítulo 4 de la Parte III.

1.3.3 *Emplazamiento y exposición*

1.3.3.1 ELECCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO

Las estaciones meteorológicas de observación están concebidas para poder efectuar mediciones (u observaciones) representativas según el tipo de la estación en cuestión. Por tanto, una estación de la red sinóptica debe hacer observaciones que se ajusten a los requisitos de la escala sinóptica, en tanto que una estación de observación meteorológica para la aviación debe hacer observaciones que describan las condiciones específicas del emplazamiento local (aeródromo). Cuando las estaciones se utilizan con diversos fines, por ejemplo, aeronáuticos, sinópticos y climatológicos, los requisitos más estrictos determinarán la ubicación precisa de un emplazamiento de observación y sus sensores asociados.

Por ejemplo, las siguientes consideraciones se aplican a la elección del emplazamiento y a los requisitos de exposición de los instrumentos de una estación sinóptica o climatológica típica en una red regional o nacional (en los capítulos siguientes se da información pormenorizada sobre los instrumentos y mediciones específicos):

- a) los instrumentos exteriores deben instalarse en un terreno llano, aproximadamente de 10 metros por 7 metros (el recinto), cubierto de hierba baja, o en una superficie representativa de la localidad, rodeada de una cerca o estacas para impedir la entrada de personas no autorizadas. En el recinto se reserva una parcela de unos 2 metros por 2 metros para las observaciones referidas al estado del suelo y su temperatura a profundidades inferiores a su 30 centímetros;
- b) no debe haber laderas inclinadas en las proximidades, y el emplazamiento no debe encontrarse en una hondonada. Si no se cumplen estas condiciones, las observaciones pueden presentar peculiaridades de significación puramente local;
- c) el emplazamiento debe estar suficientemente alejado de árboles, edificios, muros u otros obstáculos. La distancia entre cualquiera de esos obstáculos (incluidas las vallas) y el pluviómetro no debe ser inferior al doble de la altura del objeto por encima del borde del aparato, y preferentemente debe cuadruplicar la altura;
- d) el registrador de luz solar, el pluviómetro y el anemómetro han de encontrarse en emplazamientos con exposiciones que satisfagan sus requisitos, y en el mismo lugar que los otros instrumentos;
- e) debe señalarse que el recinto puede no ser el mejor lugar para estimar la velocidad y dirección del viento; tal vez convenga otro punto de observación,

más expuesto al viento;

- f) los emplazamientos muy abiertos, satisfactorios para la mayoría de los instrumentos, son inapropiados para los pluviómetros. En tales lugares, la captación del agua de lluvia es reducida, salvo con vientos débiles, y se necesita algún grado de protección;
- g) si el recinto de los instrumentos no permite una visión suficientemente amplia del paraje circundante, deben elegirse otros puntos para las observaciones de visibilidad;
- h) el lugar desde donde se realice la observación de las nubes y de la visibilidad debe ser lo más despejado posible y permitir la visión más amplia posible del cielo y del paraje circundante;
- i) en las estaciones costeras, conviene que la estación domine el mar abierto, pero no debe estar demasiado cerca del borde de un acantilado porque los remolinos de viento creados por éste afectarán a las mediciones de la cantidad de precipitación y del viento;
- j) la mejor manera de realizar observaciones de nubes y visibilidad durante la noche es desde un emplazamiento no afectado por luces extrañas.

1.3.3.2 COORDENADAS DE LA ESTACIÓN

La posición de una estación debe conocerse y registrarse con precisión. Las coordenadas de una estación son:

- a) la latitud, redondeada al minuto más próximo;
- b) la longitud, redondeada al minuto más próximo; y
- c) la altura de la estación sobre el nivel medio del mar, es decir, la elevación de la estación, redondeada al metro más próximo.

Estas coordenadas se refieren a la parcela desde la que se efectúan las observaciones y pueden no ser las mismas que las de la ciudad, el pueblo o el aeródromo que dan el nombre a la estación. Para algunos fines puede requerirse mayor precisión.

La elevación de la estación se define como la altura sobre el nivel medio del mar del terreno en que se encuentra el pluviómetro o, cuando no lo hay, el terreno situado bajo la garita meteorológica. Si no hay pluviómetro ni garita, es el nivel medio del terreno en las proximidades de esta estación. Si la estación proporciona datos sobre la presión, la elevación a la cual se refiere la presión de la estación ha de especificarse por separado. Se trata del nivel de referencia a que se refieren los informes barométricos en la estación; esos valores barométricos se denominan "presión en la estación", y se sobrentiende que se refieren al nivel indicado para dar continuidad a los registros de presión (OMM, 1993).

Si la estación se encuentra en un aeródromo, han de especificarse otras elevaciones (véase el Capítulo 2 de la Parte II, y OMM, 1990). En OMM (1992) se dan definiciones de medidas de la altura y del nivel medio del mar.

1.3.4 *Cambios en el empleo de instrumentos y homogeneidad*

Las características de un emplazamiento de observación cambian generalmente con el tiempo; por ejemplo,

debido al crecimiento de árboles o a la construcción de edificios en terrenos adyacentes. Los emplazamientos deben elegirse de manera que se reduzcan al mínimo estos efectos, cuando sea posible. Es particularmente importante minimizar los efectos de los cambios de instrumentos y de los cambios de emplazamiento de instrumentos específicos. Aunque se conozcan bien las características estáticas de nuevos instrumentos, cuando éstos se desplieguen operacionalmente podrán introducir cambios aparentes en la climatología del emplazamiento. Para obviar esta eventualidad, las observaciones realizadas con nuevos instrumentos deben compararse durante un amplio período (al menos un año) antes de abandonar el sistema de medición anterior. Y lo mismo se aplica en caso de un cambio de emplazamiento. Si este procedimiento no puede aplicarse en todos los emplazamientos, es esencial realizar comparaciones en emplazamientos representativos seleccionados, para tratar de deducir cambios en los datos de medición que pueden deberse a una nueva tecnología o a cambios forzados de emplazamiento.

1.3.5 *Inspección y mantenimiento*

1.3.5.1 **INSPECCIÓN DE LAS ESTACIONES**

Todas las estaciones sinópticas terrestres y las estaciones climatológicas principales deben inspeccionarse al menos una vez cada dos años. Las estaciones meteorológicas agrícolas y las estaciones especiales deben inspeccionarse a intervalos suficientemente cortos para garantizar el mantenimiento de una elevada calidad de las observaciones, así como el correcto funcionamiento de los instrumentos.

La principal finalidad de dichas inspecciones es comprobar que:

- a) el emplazamiento y la exposición de los instrumentos sean conocidos y aceptables;
- b) los instrumentos sean del tipo apropiado, estén en buen estado y sean contrastados regularmente con sus instrumentos patrón, según proceda;
- c) exista uniformidad en los métodos de observación y en los procedimientos para el cálculo de cantidades derivadas de las observaciones;
- d) los observadores sean competentes para realizar sus tareas.

En la sección 1.5 se da más información sobre la normalización de instrumentos.

1.3.5.2 **MANTENIMIENTO**

El emplazamiento y los instrumentos de observación deben recibir un mantenimiento regular para evitar un deterioro significativo de la calidad de las observaciones entre las inspecciones de estaciones. Los programas de mantenimiento periódico (preventivo) comprenden el cuidado regular de los emplazamientos de observación (por ejemplo, corte de la hierba y limpieza de las superficies de los instrumentos expuestos), así como la verificación de los instrumentos automáticos recomendada por

los fabricantes. Las verificaciones rutinarias de control de calidad realizadas en la estación o en un punto central deben concebirse de manera que las fallas del equipo se detecten lo antes posible. Según la naturaleza de la avería y de la estación, el equipo deberá sustituirse o repararse con arreglo a las prioridades y a la periodicidad convenidas. Es especialmente importante llevar un registro de las averías de los instrumentos, y tomar medidas correctivas cuando los datos se utilicen con fines climatológicos.

En OMM (1989) figura más información sobre inspección y gestión de estaciones.

1.4 **Requisitos generales que deben cumplir los instrumentos**

1.4.1 *Características convenientes*

Los requisitos más importantes que han de satisfacer los instrumentos meteorológicos son los siguientes:

- a) exactitud (según el requisito especificado para la variable de que se trate);
- b) fiabilidad;
- c) facilidad de funcionamiento y mantenimiento;
- d) sencillez de diseño (conforme a los requisitos);
- e) durabilidad.

Con respecto a los dos primeros requisitos, es importante que un instrumento pueda mantener la exactitud conocida durante un largo período. Esto es mucho mejor que disponer de una elevada exactitud inicial que no puede mantenerse mucho tiempo en condiciones operativas.

Las calibraciones iniciales de los instrumentos revelan, en general, desviaciones del resultado ideal, por lo que es preciso efectuar correcciones en los datos observados durante las operaciones normales. Es importante conservar las correcciones con los instrumentos en el emplazamiento de observación y dar a los observadores indicaciones claras sobre su uso.

La sencillez, la robustez y la facilidad de funcionamiento y mantenimiento son importantes, ya que la mayoría de los instrumentos meteorológicos se utilizan continuamente, año tras año, y pueden estar situados lejos de las instalaciones de reparación adecuadas. La construcción robusta es especialmente conveniente en los instrumentos total o parcialmente expuestos a la intemperie. El respeto de estas características permitirá, frecuentemente, reducir los gastos generales para proporcionar buenas observaciones, con lo que se compensa el costo inicial.

1.4.2 *Instrumentos registradores*

Muchos de los instrumentos registradores utilizados en meteorología son de un tipo en que el movimiento de las partes activas de un instrumento es amplificado por palancas que mueven una pluma sobre una banda adosada a un tambor accionado a su vez por un aparato de relojería. Estos instrumentos registradores deben estar lo más exentos posible de fricción, no solamente en

los cojinetes, sino también entre la pluma y el papel. Se debe disponer de algún medio para ajustar la presión de la pluma sobre el papel, aunque dicha presión debe reducirse al mínimo que permita lograr un trazo continuo legible. En los registradores accionados por un aparato de relojería debe disponerse también de medios para registrar las horas. Al diseñar instrumentos registradores para utilizarlos en climas fríos hay que cuidar especialmente de que su funcionamiento no resulte afectado adversamente por fríos extremos y por la humedad, y de que los observadores puedan realizar los procedimientos habituales (registro de las horas, etc.), aunque lleven guantes.

Los instrumentos registradores deben compararse frecuentemente con instrumentos de lectura directa.

Cada vez es mayor el número de instrumentos que utilizan registros electrónicos en cinta magnética o en microcircuitos de semiconductores. Muchas de las consideraciones especificadas para los cojinetes, la fricción y el funcionamiento con tiempo frío se aplican también a los componentes mecánicos de estos instrumentos.

1.5 Normas y definiciones de medición

1.5.1 Definiciones de los patrones de medición

Con los términos "patrón" y otros similares se conocen diversos instrumentos, métodos y escalas utilizados para determinar la exactitud de las mediciones. La Organización Internacional de Normalización (ISO, 1993a), en colaboración con la Organización Internacional de Metrología Legal, la Oficina Internacional de Pesas y Medidas, y otras, ha elaborado una nomenclatura para los patrones de medición. A continuación figuran algunas definiciones:

Patrón (de medición): medida material, instrumento de medición, material de referencia o sistema de medición para definir, realizar, conservar o reproducir una unidad o uno o más valores de una magnitud para que sirvan de referencia.

Ejemplos: patrón másico de 1 kg;
resistor patrón de 100 Ω .

- NOTAS: 1. Una serie de medidas materiales o instrumentos de medición similares que, utilizados conjuntamente, constituyen un patrón se denomina "patrón colectivo".
2. Un conjunto de patrones de valores elegidos que, individualmente o combinados, proporciona una serie de valores de cantidades de la misma clase se denomina "patrón de grupo".

Patrón internacional: patrón reconocido mediante un acuerdo internacional a fin de que sirva internacionalmente de base para asignar valores a otros patrones de la magnitud de que se trate.

Patrón nacional: patrón reconocido mediante decisión nacional a fin de que sirva de base en un país para asignar valores a otros patrones de la misma magnitud.

Patrón primario: patrón designado o reconocido ampliamente como poseedor de las mayores calidades metrológicas, y cuyo valor es aceptado sin referencia a

otros patrones de la misma magnitud.

Patrón secundario: patrón cuyo valor se asigna por comparación con un patrón primario de la misma magnitud.

Patrón de referencia: patrón que tiene generalmente la más alta calidad metrológica de que se dispone en un lugar dado o en una organización dada, del que se derivan mediciones realizadas allí.

Patrón de trabajo: patrón utilizado rutinariamente para calibrar o comprobar medidas materiales, instrumentos de medición o materiales de referencia.

- NOTAS: 1. Un patrón de trabajo se calibra normalmente con un patrón de referencia.
2. Un patrón de trabajo utilizado rutinariamente para tener la seguridad de que las mediciones se realizan correctamente se denominan "patrón de verificación".

Patrón de transferencia: patrón utilizado como intermediario para comparar patrones.

NOTA: Cuando el intermediario no es un patrón debe utilizarse el término "dispositivo de transferencia".

Patrón itinerante: patrón, a veces de una construcción especial, destinado al transporte entre diferentes lugares.

Patrón colectivo: serie de medidas materiales o instrumentos de medición similares que cumplen, mediante su uso combinado, la función de un patrón.

Ejemplo: La Referencia Radiométrica Mundial.

- NOTAS: 1. Un patrón colectivo está destinado normalmente a proporcionar un solo valor de una magnitud.
2. El valor proporcionado por un patrón colectivo es una media apropiada de los valores proporcionados por cada uno de los instrumentos.

Trazabilidad: propiedad del resultado de una medición o del valor de un patrón que permite relacionarlo con referencias especificadas, generalmente patrones nacionales e internacionales, a través de una cadena ininterrumpida de comparaciones, todas con incertidumbres especificadas.

Calibración: serie de operaciones que determinan, en condiciones especificadas, la relación entre valores indicados por un instrumento de medición o un sistema de medición, o valores representados por una medida material, y los correspondientes valores conocidos de una magnitud sometida a medición.

- NOTAS: 1. El resultado de una calibración permite estimar los errores de indicación del instrumento de medición, el sistema de medición o la medida material, o la asignación de intervalos en escalas arbitrarias.
2. Una calibración puede determinar también otras propiedades metrológicas.
3. El resultado de una calibración puede registrarse en un documento, denominado a veces certificado de calibración o informe de calibración.
4. El resultado de una calibración se expresa a veces como factor de calibración, o como una serie de factores de calibración en forma de una curva de calibración.

1.5.2 *Procedimientos de normalización*

Con objeto de controlar eficazmente la normalización de los instrumentos meteorológicos a escala nacional e internacional, la OMM ha adoptado un sistema de patrones nacionales y regionales. Las ubicaciones de los patrones regionales para la presión y la radiación se indican en el Capítulo 3 de la Parte I (Anexo 3.B) y en el Capítulo 7 de la Parte I (Anexo 7.C), respectivamente. En general, los patrones regionales son designados por las asociaciones regionales, y los patrones nacionales, por cada uno de los Miembros. Salvo que se especifique otra cosa, los instrumentos designados como patrones regionales y nacionales deben compararse mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada cinco años. No es indispensable que los instrumentos utilizados como patrones itinerantes tengan la exactitud de los patrones primarios o secundarios; sin embargo, deben ser suficientemente robustos para soportar el transporte sin que cambie su calibración.

Análogamente, los instrumentos utilizados en la práctica en un Servicio deben compararse periódicamente, directa o indirectamente, con los patrones nacionales. Las comparaciones de instrumentos dentro de un Servicio deben realizarse, en la medida de lo posible, en el momento en que los instrumentos se envían a una estación y, posteriormente, durante cada una de las inspecciones periódicas de la estación, tal y como se recomienda en la sección 1.3.5. Los instrumentos patrón portátiles utilizados por los inspectores deben verificarse con los instrumentos patrón del Servicio antes y después de cada gira de inspección.

Deben efectuarse comparaciones entre instrumentos operativos de diferentes diseños (o principios de funcionamiento), para garantizar la homogeneidad de las mediciones en el espacio y en el tiempo (véase la sección 1.3.4).

1.5.3 *Unidades y constantes*

1.5.3.1 UNIDADES

En las observaciones meteorológicas deben utilizarse las siguientes unidades:

- a) presión atmosférica en hectopascales (hPa);
- b) temperatura en grados Celsius (°C);
- c) velocidad del viento, tanto en las observaciones de superficie como en altitud, en metros por segundo (m s^{-1}) o en nudos (kt);
- d) dirección del viento en grados dextrórum (en el sentido de las agujas del reloj) a partir del norte o en la escala 0-36, donde 36 es el viento del norte y 09 el viento del este (°);
- e) humedad relativa en porcentaje (%);
- f) precipitación en milímetros (mm);
- g) evaporación en milímetros (mm);
- h) visibilidad en metros y kilómetros (m, km);
- i) irradiancia en vatios por m^2 y exposición radiante en julios por m^2 (W m^{-2} , J m^{-2});

- j) duración de la insolación en horas (h);
- k) altura de las nubes en metros (m);
- l) nubosidad en octas;
- m) geopotencial, utilizado en las observaciones en altitud, en metros geopotenciales tipo (m').

NOTA: Se debe utilizar el Sistema Internacional de Unidades (SI) como sistema de unidades para la evaluación de los elementos meteorológicos incluidos en los informes destinados al intercambio internacional.

El metro geopotencial tipo se define como 0,980 665 del metro dinámico; para los niveles de la troposfera, el geopotencial se aproxima en valor numérico a la altura expresada en metros.

1.5.3.2 CONSTANTES

Se han adoptado para uso meteorológico las siguientes constantes:

- a) temperatura absoluta del punto normal de hielo $T_0 = 273,15 \text{ K}$;
- b) temperatura absoluta del punto triple del agua $T = 273,16 \text{ K}$;
- c) gravedad normal tipo (g_n) = $9,806 65 \text{ m s}^{-2}$;
- d) densidad del mercurio a $0^\circ\text{C} = 1,359 51 \cdot 10^4 \text{ kg m}^{-3}$.

Los valores de otras constantes figuran en OMM (1988; 1973).

1.6 *Exactitud de las mediciones*

1.6.1 *Mediciones meteorológicas*

1.6.1.1 GENERALIDADES

Esta sección trata de aquellas definiciones que corresponden a la evaluación de la exactitud y a la medición de incertidumbres en mediciones físicas, y concluye con especificaciones de incertidumbres requeridas y alcanzables en meteorología. Primero, se consideran algunas cuestiones que surgen particularmente en las mediciones meteorológicas.

El término *medición* se define minuciosamente en la sección 1.6.2, pero en la mayor parte de esta *Guía* se utiliza menos estrictamente con el significado de proceso de medición o su resultado, que también puede denominarse "observación". Una *muestra* es una sola medición, en general una de una serie de lecturas puntuales o instantáneas de un sistema de sensores, de la que se deriva un valor medio o suavizado para hacer una observación. Para un enfoque más teórico de este aspecto, véanse los Capítulos 1 y 2 de la Parte III.

Los términos *exactitud*, *error* e *incertidumbre* se definen minuciosamente en la sección 1.6.2, en la que se explica que la exactitud es un término cualitativo cuya expresión numérica es la incertidumbre. Ésta es una buena práctica y debe alentarse. Sin embargo, en la presente *Guía* se ha permitido el uso común y menos preciso de exactitud, como en "una exactitud de $\pm x$ ", que debe leerse "una incertidumbre de $\pm x$, en el nivel de confianza del 95 por ciento".

1.6.1.2 FUENTES Y ESTIMACIONES DE ERROR

Las fuentes de error en las diversas mediciones meteorológicas se tratan en forma detallada en los siguientes capítulos de la *Guía*, pero en general pueden considerarse como la acumulación producida a través de la cadena de trazabilidad y las condiciones de medición.

Como ejemplo para considerar cómo surgen los errores conviene tomar la temperatura del aire, pero no es difícil adaptar el siguiente argumento a la presión, al viento y a otras magnitudes meteorológicas. En cuanto a la temperatura, las fuentes de error en una medición individual son:

- a) errores en los patrones internacionales, nacionales y de trabajo, y en las comparaciones realizadas entre ellos. Pueden considerarse desdeñables para aplicaciones meteorológicas;
- b) errores en las comparaciones entre patrones de trabajo, itinerantes y/o de verificación y los instrumentos de campo utilizados en el laboratorio o en los baños líquidos sobre el terreno (si así se establece la trazabilidad). Son pequeños si la práctica es buena (por ejemplo, con una incertidumbre de $\pm 0,1^\circ\text{K}$ en el nivel de confianza del 95 por ciento, incluidos los errores mencionados en el párrafo a) anterior), pero pueden muy bien ser mayores, según las aptitudes del operador y la calidad del equipo;
- c) no linealidad, deriva, repetibilidad y reproducibilidad en el termómetro sobre el terreno y su transductor (según el tipo de elemento de termómetro);
- d) eficacia de la transferencia de calor entre el elemento de termómetro y el aire en la garita meteorológica, que debe garantizar que el elemento se encuentra en equilibrio térmico con el aire. En una garita ventilada y de diseño apropiado este error será muy pequeño, pero en otros casos puede ser grande;
- e) eficacia de la garita meteorológica, que debe garantizar que el aire de la garita se encuentre a la misma temperatura que el aire inmediatamente circundante. Cuando la garita está debidamente concebida este error es pequeño, pero la diferencia entre una garita eficaz y otra ineficaz puede ser de 3°C o más, en determinadas circunstancias;
- f) exposición, que debe garantizar que la garita se encuentre a una temperatura representativa. Las fuentes y sumideros de calor próximos (edificios, otras superficies no representativas que rodeen a la garita) y la topografía (montículos, límites de tierra-agua) pueden introducir grandes errores.

Los efectos de las tres o cuatro últimas de estas fuentes de error pueden ser reducidos si las operaciones se efectúan con sumo cuidado y el terreno es adecuado para el emplazamiento, por un lado, pero, por otro, pueden aportar errores muy grandes (que no obstante pueden ser manejables para algunos fines estadísticos si no se producen cambios). Sin embargo, a veces no se tienen en cuenta al considerar los errores, como si la calibración en laboratorio del sensor pudiera definir

totalmente los errores. Tanto los errores sistemáticos como los aleatorios surgen en todas las fases anteriores.

En meteorología es difícil establecer el valor verdadero. Comparando sobre el terreno instrumentos bien concebidos pueden determinarse las características de los instrumentos para dar una buena estimación de la incertidumbre derivada de las fases a) a e) anteriores. Como mejor se determinan los efectos de la exposición es comparando los datos de la estación con estaciones vecinas que utilizan campos analizados numéricamente; este es un procedimiento operativo eficaz de control de calidad.

Las diferencias entre las observaciones individuales en estación y los valores interpolados del campo analizado se deben a los errores en el campo, así como a la calidad del funcionamiento de la estación. Sin embargo, durante un período dado, el error medio en cada punto del campo analizado puede ser considerado cero si las estaciones circundantes son adecuadas para un buen análisis. En ese caso, es posible calcular las desviaciones media y típica de las diferencias entre la estación y el campo analizado y pueden considerarse como los errores en el sistema de medición de la estación (incluidos los efectos de exposición). La incertidumbre en la estimación del valor medio durante un largo período puede resultar, pues, muy reducida (si las circunstancias en la estación no cambian), lo cual sirve de base para estudiar el cambio climático.

1.6.2 Definiciones de mediciones y sus errores

La siguiente terminología relativa a la exactitud de las mediciones se ha extraído de ISO (1993a), que contiene numerosas definiciones aplicables a las prácticas de observaciones meteorológicas. ISO (1993b) da orientaciones prácticas sumamente útiles y detalladas sobre el cálculo y la expresión de la incertidumbre en las mediciones.

Medición: serie de operaciones con el fin de determinar el valor de una magnitud.

NOTA: Las operaciones pueden realizarse automáticamente.

Resultado de una medición: valor atribuido a una magnitud sometida a medición, obtenido por medición.

NOTAS: 1. Cuando se da un resultado, debe precisarse si se refiere a la indicación; al resultado incorrecto o al resultado correcto, y si se han promediado varios valores.

2. La especificación completa de los resultados de una medición comprende información sobre la incertidumbre de la medición.

Resultado correcto: el resultado de una medición después de corregir el error sistemático.

Valor (de una cantidad): la magnitud de determinada cantidad expresada generalmente como una unidad de medición multiplicada por un número.

Ejemplo: longitud de una varilla: 5,34 metros

Valor verdadero (de una cantidad): valor coherente con la definición de determinada cantidad.

- NOTAS: 1. Valor que se obtendría con una medición perfecta.
2. Los valores verdaderos son, por su propia naturaleza, indeterminados.

Exactitud de medición: el grado de concordancia entre el resultado de una medición y un valor verdadero de la magnitud sometida a medición.

- NOTAS: 1. "Exactitud" es un concepto cualitativo.
2. El término "precisión" no debe utilizarse en lugar de "exactitud".

Repetibilidad (de resultados de mediciones): el grado de concordancia entre los resultados de mediciones sucesivas de la misma magnitud realizadas en las mismas condiciones de medición:

- NOTAS: 1. Estas condiciones se denominan condiciones de repetibilidad.
2. Las condiciones de repetibilidad comprenden:
a) el mismo procedimiento de medición;
b) el mismo observador;
c) el mismo instrumento de medición, usado en las mismas condiciones (incluidas las meteorológicas);
d) el mismo lugar;
e) repetición durante un período breve.
3. La repetibilidad puede expresarse cuantitativamente en función de las características de dispersión de los resultados.

Reproducibilidad (de resultados de mediciones): el grado de concordancia entre los resultados de mediciones de la misma magnitud realizadas en distintas condiciones de medición.

- NOTAS: 1. Para que la especificación de reproducibilidad sea válida hay que especificar las condiciones que han cambiado.
2. Tales condiciones pueden comprender lo siguiente:
a) el principio de medición;
b) el método de medición;
c) el observador;
d) el instrumento de medición;
e) el patrón de referencia;
f) el lugar;
g) las condiciones de utilización (incluidas las meteorológicas);
h) el tiempo.
3. La reproducibilidad puede expresarse cuantitativamente en función de las características de dispersión de los resultados.
4. Por resultado se entiende generalmente aquí resultados corregidos.

Incertidumbre (de medición): una variable asociada con el resultado de una medición que caracteriza la dispersión de los valores que pueden atribuirse razonablemente a la magnitud sometida a medición.

- NOTAS: 1. La variable puede ser, por ejemplo, una desviación típica (o determinado múltiplo de ella), o bien la semianchura de un intervalo con un nivel de confianza especificado.
2. La incertidumbre de medición comprende, en general, muchos componentes. Algunos de ellos pueden evaluarse a partir de la distribución estadística de los resultados de series de mediciones y pueden caracterizarse por desviaciones típicas experimentales. Los otros componentes, que también

pueden caracterizarse por desviaciones típicas, se evalúan a partir de distribuciones de probabilidad supuestas basadas en la experiencia o en otra información.

3. Se sobreentiende que los resultados de la medición son la mejor estimación del valor de la magnitud sometida a medición, y que todos los componentes de incertidumbre, incluidos los derivados de efectos sistemáticos, como los componentes asociados con correcciones y patrones de referencia, contribuyen a la dispersión.

Error (de medición): el resultado de una medición menos un valor verdadero de la magnitud sometida a medición.

NOTA: Como no puede determinarse un valor verdadero, en la práctica se utiliza un valor verdadero convencional.

Desviación: el valor menos su valor verdadero convencional.

Error aleatorio: el resultado de una medición menos la media que resultaría de un número infinito de mediciones de la misma magnitud sometida a medición realizada en condiciones de repetibilidad.

- NOTAS: 1. Error aleatorio es igual a error menos error sistemático.
2. Como sólo puede realizarse un número finito de mediciones, únicamente es posible determinar una estimación de error aleatorio.

Error sistemático: media que resultaría de un número infinito de mediciones de la misma magnitud sometida a medición, realizadas en condiciones de repetibilidad, menos un valor verdadero de la magnitud.

- NOTAS: 1. Error sistemático es igual a error menos error aleatorio.
2. Lo mismo que ocurre con el valor verdadero, el error sistemático y sus causas no pueden conocerse totalmente.

Corrección: valor añadido algebraicamente al resultado no corregido de una medición para compensar un error sistemático.

1.6.3 Características de los instrumentos

Se han extraído de ISO (1993a) otras propiedades de instrumentos que es preciso conocer para considerar su exactitud.

Sensibilidad: cambio en la respuesta de un instrumento de medición dividido por el correspondiente cambio en el estímulo.

NOTA: La sensibilidad puede depender del valor del estímulo.

Discriminación: capacidad de un instrumento de medida para responder a pequeños cambios en el valor del estímulo.

Resolución: expresión cuantitativa de la capacidad de un dispositivo de indicación para distinguir significativamente entre valores situados muy cerca de la cantidad indicada.

Histéresis: propiedad de un instrumento de medición según la cual su respuesta a determinado estímulo depende de la secuencia de los estímulos precedentes.

Estabilidad (de un instrumento): capacidad de un instrumento para mantener constantes sus características metrológicas en el tiempo.

Deriva: variación lenta con el tiempo de una característica metrológica de un instrumento de medición.

Tiempo de respuesta: intervalo entre el instante en que un estímulo está sometido a determinado cambio repentino y el instante en que la respuesta alcanza los límites especificados, y se mantiene en ellos, en torno a su valor estable definitivo.

En meteorología se utilizan frecuentemente otras definiciones, como las siguientes:

Especificaciones de tiempo de respuesta: con frecuencia se da el tiempo correspondiente al 90 por ciento del cambio instantáneo. El tiempo correspondiente al 50 por ciento del cambio se denomina a veces semitiempo.

Cálculo del tiempo de respuesta: en la mayoría de los sistemas sencillos, la respuesta ante un cambio instantáneo es:

$$Y = A(1 - e^{-t/\tau}) \quad (1.1)$$

en donde: Y es el cambio después del tiempo transcurrido t ; A es la amplitud del cambio instantáneo aplicado; t es el tiempo transcurrido a partir del cambio instantáneo; τ es una variable característica del sistema que tiene la dimensión del tiempo.

La variable τ se denomina constante tiempo o coeficiente de inercia. Es el tiempo que tarda el instrumento, tras un cambio instantáneo, en alcanzar $1/e$ de la lectura estable definitiva.

En otros sistemas, la respuesta es más complicada y no se considerará aquí.

Error de inercia: error que puede darse en una serie de mediciones debido al tiempo finito de respuesta del instrumento de observación.

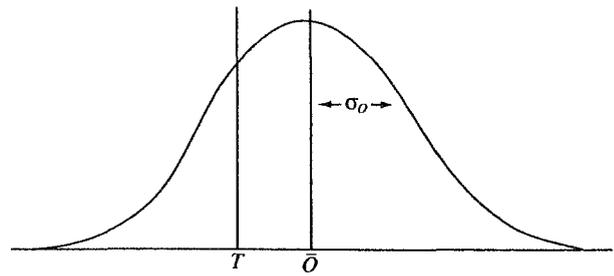
1.6.4 Incertidumbres de medición de un solo instrumento

Para la expresión y el cálculo de incertidumbres debe utilizarse ISO (1993b), donde figura una serie de definiciones y métodos prácticos de información detallados, y una exposición completa de métodos estadísticos apropiados, con numerosos ejemplos.

1.6.4.1 DISTRIBUCIONES ESTADÍSTICAS DE LAS OBSERVACIONES

Si se efectúan n comparaciones de un instrumento operativo, manteniendo constantes la variable medida y todas las demás variables significativas, y se establece un valor verdadero utilizando un patrón de referencia, y la variable medida tiene una distribución gaussiana, los resultados pueden representarse como en la siguiente figura.

Donde: T es el valor verdadero; \bar{O} es la media de los n valores O observados con un instrumento; y σ_o , es la desviación típica de los valores observados con respecto a sus valores medios.



Distribución de datos en una comparación de instrumentos

En esta situación se pueden identificar las siguientes características:

- el error sistemático, dado por la diferencia algebraica $\bar{O} - T$;
- la precisión, relacionada con la desviación típica σ_o . Si esta es pequeña, las observaciones operativas pueden ser reproducibles dentro de límites estadísticos próximos. Si la desviación típica es grande, las observaciones quizás sean reproducibles, pero sólo dentro de amplios límites estadísticos, y la medición puede considerarse poco precisa o incierta;
- la exactitud, expresada por la magnitud de:

$$(O - T) \pm f(\sigma_o, n) \quad (1.2)$$

en donde f es una función de probabilidad. Es necesario tener un gran valor de n para establecer la desviación típica y el carácter de la curva de error.

El valor de la media cuadrática (RMS) se utiliza a menudo como aproximación de la desviación típica.

1.6.4.2 ESTIMACIÓN DEL VALOR VERDADERO

En la práctica habitual, las observaciones se utilizan para hacer una estimación del valor verdadero. Si no existe un error sistemático o ha sido eliminado de los datos, podemos aproximarnos al valor verdadero tomando la media de un gran número de mediciones independientes realizadas cuidadosamente. Cuando se dispone de pocas mediciones, el valor medio tiene una distribución propia y podemos indicar únicamente ciertos límites dentro de los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero. Para proceder así, hemos de elegir una probabilidad estadística (nivel de confianza) para los límites, y tenemos que conocer el error de distribución de las medias.

Natrella (1966) ofrece un planteamiento muy práctico y claro de este tema y de otros conexos. También Eisenhart (1963) da una nueva explicación al respecto.

1.6.4.2.1 ESTIMACIÓN DEL VALOR VERDADERO - CUANDO n ES GRANDE

Cuando el número de n observaciones es grande, la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, incluso cuando los propios errores de observación no lo son. En esta situación, o cuando se sabe por otras

razones que la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, los límites entre los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero de la media se obtienen a partir de las operaciones siguientes:

$$\text{Límite superior: } L_U = \bar{X} + z \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1.3)$$

$$\text{Límite inferior: } L_L = \bar{X} - z \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1.4)$$

en donde X es el promedio de las observaciones O , corregido en función del error sistemático; σ es la desviación típica de toda la población, y z es un factor, de conformidad con el nivel de confianza elegido, que puede obtenerse a partir de las tablas de la distribución normal (unilateral).

He aquí algunos valores de z :

Nivel de confianza (unilateral)	95%	97,5%	99,5%
z	1,645	1,960	2,575

El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no esté fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando se quiere determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre ambos límites, hay que considerar las zonas exteriores, tanto superior como inferior. Teniendo esto presente, puede verse que z toma el valor 1,96 para un 95 por ciento de la probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentre entre los límites L_U y L_L .

1.6.4.2.2 ESTIMACIÓN DEL VALOR VERDADERO - CUANDO n ES PEQUEÑO

Cuando n es pequeño, las medias de las muestras siguen la distribución t de Student, siempre que los errores de observación tengan una distribución gaussiana o casi gaussiana. En esta situación, para un nivel de confianza elegido, podemos obtener los límites superior e inferior a partir de las operaciones siguientes:

$$\text{Límite superior: } L_U \approx \bar{X} + t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \quad (1.5)$$

$$\text{Límite inferior: } L_L \approx \bar{X} - t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \quad (1.6)$$

en donde: t es un factor (t de Student), que depende del nivel de confianza elegido y del número n de mediciones, y s es la estimación de la desviación típica de toda la población, efectuada a partir de las mediciones obtenidas, utilizando:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1} = \frac{n}{n-1} \cdot \sigma_0^2 \quad (1.7)$$

en donde: X_i es un valor individual O_i corregido en función del error sistemático.

He aquí algunos valores de t :

Nivel de confianza (unilateral)	95%	97,5%	99,5%
df			
1	6,314	12,706	63,657
4	2,132	2,776	4,604
8	1,860	2,306	3,355
60	1,671	2,000	2,660

en donde df son los grados de libertad en relación con el número de mediciones por $df = n - 1$. El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no se encuentra fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando deseemos determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre los dos límites, hay que dejar un margen para el caso en que n sea grande. Teniendo esto presente, se puede ver que t toma el valor 2,306 para un 95 por ciento de probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentre entre los límites L_U y L_L , cuando la estimación se hace a partir de nueve mediciones ($df = 8$).

Los valores de t se aproximan a los valores de z a medida que n es más grande, y puede verse que los valores de z son casi igualados por los valores de t cuando df es igual a 60. Por esta razón se utilizan con frecuencia las tablas de z (en lugar de las tablas de t), cuando el número de mediciones de un valor medio es superior a 60, más o menos.

1.6.4.2.3 ESTIMACIÓN DEL VALOR VERDADERO - COMENTARIOS ADICIONALES

Los investigadores deben considerar si es probable que la distribución de errores sea o no gaussiana. La distribución de algunas variables, como insolación, visibilidad, humedad y altura de las bases de las nubes, no es gaussiana y, por consiguiente, su tratamiento matemático ha de hacerse de conformidad con reglas válidas para cada distribución particular (Brooks y Carruthers, 1953).

En la práctica, las observaciones contienen tanto errores aleatorios como sistemáticos. En cada caso hay que corregir el error sistemático del valor medio observado, si se sabe que existe. Al proceder así, la estimación del valor verdadero resulta imprecisa, a causa de los errores aleatorios indicados por las expresiones, y a cualquier componente desconocido del error sistemático. Deben establecerse límites de incertidumbre del error sistemático y sumarse aquellos correspondientes a los errores aleatorios para obtener la incertidumbre total. Sin embargo, a menos que pueda expresarse en términos probabilísticos la incertidumbre del error sistemático, y que pueda combinarse debidamente con el error aleatorio, no conoceremos el nivel de confianza. Por lo tanto, conviene determinar completamente el error sistemático.

1.6.5 *Exactitud requerida*

1.6.5.1 GENERALIDADES

La exactitud con que debe medirse una variable meteorológica cambia conforme el fin específico para el que se requiere la medición. En general, los límites de rendimiento de un dispositivo o sistema de medición estarán determinados por la variabilidad del elemento que ha de medirse en las escalas espaciales y temporales apropiadas para la aplicación.

Puede considerarse que toda medición se compone de dos partes: la señal y el ruido. La señal constituye la cantidad que se quiere determinar, y el ruido es la parte irrelevante. El ruido puede proceder de varias fuentes: del error de observación, porque la observación no se realiza en el momento ni el lugar adecuados, o porque en la cantidad observada se producen irregularidades de corta duración o pequeña escala sin interés para las observaciones, y hay que corregirlas. Suponiendo que el error de observación pueda reducirse conforme se desee, el ruido derivado de otras causas fijaría un límite a la exactitud. Una mayor perfección en la técnica de observación permitiría mejorar la medición del ruido, pero no daría resultados mucho mejores de la señal.

En el otro extremo, un instrumento — cuyo error es mayor que la amplitud de la propia señal — puede proporcionar poca información o ninguna sobre la señal. Así pues, para diversos fines, las amplitudes del ruido y de la señal sirven, respectivamente, para determinar:

- a) los límites de rendimiento por encima de los cuales es innecesaria la mejora; y
- b) los límites de rendimiento por debajo de los cuales los datos obtenidos tendrían un valor insignificante.

Este argumento de definir y determinar los límites a) y b) anteriores fue desarrollado ampliamente por la OMM (1970) para los datos de observación en altitud. Sin embargo, las especificaciones de los requisitos no se derivan normalmente de ese razonamiento, sino de las percepciones del rendimiento que puede lograrse en la práctica, por un lado, y las necesidades de los usuarios de los datos, por otro.

1.6.5.2 RENDIMIENTO REQUERIDO Y ALCANZABLE

El rendimiento de un sistema de medición comprende su fiabilidad, el capital, los gastos fijos y de amortización, y la resolución espacial, pero el rendimiento que interesa se limita a la exactitud (incluida la resolución de escala) y la resolución en el tiempo.

Se han hecho varias especificaciones de requisitos, y tanto las necesidades como la capacidad cambian con el tiempo. Las especificaciones señaladas aquí eran las más fidedignas en el momento de redactarse el texto, y muchas pueden considerarse orientaciones útiles para el desarrollo, si bien no son totalmente definitivas.

Los requisitos de las variables más utilizadas en meteorología sinóptica, aeronáutica y marina y en climatología se resumen en el Anexo 1.B², en el que sólo se indican los requisitos para las mediciones de superficie

intercambiadas internacionalmente. El requisito de incertidumbre para las mediciones del viento se indica por separado para la velocidad y la dirección, por ser así como se consigna la información sobre el viento.

En el Anexo 1.C³ se exponen los requisitos de los centros del Sistema Mundial de Proceso de Datos para campos tridimensionales y de superficie, y se describen los datos necesarios para obtener resultados óptimos en la predicción meteorológica numérica, con respecto a las aplicaciones de predicciones a corto y a medio plazo.

La capacidad de los distintos sensores o sistemas de observación para cumplir los requisitos especificados cambia constantemente, a medida que avanza la tecnología relativa a instrumentos y observación. Las características de los sensores o sistemas típicos de que se dispone actualmente se indican en el Anexo 1.B⁴. Debe señalarse que la exactitud operativa alcanzable en muchos casos no responde a los requisitos especificados. Sin embargo, las exactitudes que pueden lograrse en todos los casos son mejores que los valores límite por encima de los cuales los datos obtenidos tendrían un valor insignificante (nivel *b*) en las categorías de 1970 de la OMM). En el caso de algunas de las cantidades, estas exactitudes sólo pueden lograrse con el equipo y los procedimientos de la máxima calidad.

Referencias

- Brooks, C. E. P. y Carruthers, N., 1953: *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*. MO 538, Meteorological Office, Londres.
- Eisenhart, C., 1963: Realistic evaluations of precision and accuracy of instrument calibration systems. National Bureau of Standards – C, Engineering and Instrumentation, *Journal of Research*, Volumen 67C, Número 2 (abril–junio 1963).
- Natrella, M. G., 1966: *Experimental Statistics*. National Bureau of Standards Handbook 91, Washington, D.C.
- Organización Internacional de Normalización, 1993a: *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology*. ISBN 92-67-01075-1.
- Organización Internacional de Normalización, 1993b: *Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*. ISBN 92-67-10188-9.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981a: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I, Aspectos Mundiales, OMM-N° 544, Ginebra.

² Especificados por la *Meeting of Experts on Operational Accuracy Requirements* (1991) y aprobados por la cuádragesimocuarta reunión del Consejo Ejecutivo (1992) para incluirlos en esta edición de la *Guía*.

³ Adoptados por la Comisión de Sistemas Básicos, en su reunión extraordinaria (1994).

⁴ Especificadas por el Grupo de trabajo de la CIMO sobre mediciones de superficies (1993), y confirmadas para incluirlas en esta *Guía* para la undécima reunión de la CIMO (1994).

- Organización Meteorológica Mundial, 1981*b*: *Guía de Prácticas Agrometeorológicas*. Segunda edición, OMM-Nº 134, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1983: *Guía de Prácticas Climatológicas*. Segunda edición, OMM-Nº 100, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*. OMM-Nº 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, Apéndice A, OMM-Nº 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994: *Guía de Prácticas Hidrológicas*. Quinta edición, OMM-Nº 168, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments* (C. L. Hawson). Technical Note No. 112, WMO-No. 267.TP.151, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1973: *International Meteorological Tables* (S. Letestu). WMO-No. 188, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993: *Weather Reporting*. Volume A, Observing stations, WMO-No. 9, Ginebra.

ANEXO 1.A

CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS (CRI)

1. Considerando la necesidad de realizar la calibración y el mantenimiento regulares de instrumentos meteorológicos para atender las crecientes necesidades de datos meteorológicos e hidrológicos de gran calidad, los requerimientos de los Miembros sobre la normalización de instrumentos meteorológicos, la necesidad de comparaciones y evaluaciones internacionales de instrumentos, y de formar expertos en instrumentos, se recomendó establecer Centros Regionales de Instrumentos⁵.
2. Los Centros Regionales de Instrumentos deben cumplir las siguientes funciones:
 - a) disponer de una serie de instrumentos meteorológicos patrón de acuerdo con las normas internacionales y nacionales reconocidas y llevar un registro de su funcionamiento y elementos de comparación;
 - b) ayudar a los Miembros de la Región a calibrar sus instrumentos meteorológicos nacionales patrón y a compararlos con los instrumentos patrón mencionados en el apartado c), y mantener informados a los Miembros de la Región y a la Secretaría de la OMM de los instrumentos patrón disponibles;
 - c) estar preparados para certificar la conformidad de los instrumentos con las normas, de acuerdo con las recomendaciones de la OMM;
 - d) organizar evaluaciones y comparaciones de instrumentos, siguiendo métodos normalizados;
 - e) asesorar a los Miembros de la Región interesados sobre sus consultas en relación con el funcionamiento de los instrumentos y la disponibilidad de material de orientación pertinente;
 - f) asistir a la OMM en la organización de simposios, seminarios o cursillos regionales sobre el mantenimiento, la calibración y la comparación de instrumentos meteorológicos, proporcionando instalaciones de laboratorio y sobre el terreno, y prestando asistencia en lo relativo al equipo de demostración y al asesoramiento de expertos;
 - g) mantener una biblioteca de libros y revistas sobre la teoría y la práctica de los instrumentos;
 - h) cooperar con otros Centros Regionales de Instrumentos con miras a la normalización de instrumentos meteorológicos.
3. Las Asociaciones Regionales interesadas han designado los siguientes Centros Regionales de Instrumentos: Seddika-Orán (Argelia), El Cairo (Egipto), Nairobi (Kenya) y Gaborone (Botswana), para la AR I; Beijing (China) y Tsukuba (Japón) para la AR II; Buenos Aires (Argentina) para la AR III; Barbados, Costa Rica y los Estados Unidos para la AR IV, y Trappes (Francia) para la AR VI.

⁵ Recomendación de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión, 1985.

ANEXO I.B

REQUISITOS DE EXACTITUD OPERATIVA Y RENDIMIENTO DE LOS INSTRUMENTOS TÍPICOS

(1) Variable	(2) Gama	(3) Resolución comunicada	(4) Modo de medición/ observación	(5) Exactitud requerida	(6) Constante de tiempo del sensor	(7) Tiempo medio de obtención	(8) Exactitud operativa alcanzable	(9) Observaciones
1. Temperatura								
1.1 Temperatura del aire	-60 – +60°C	0,1 K	I	±0,1 K	20 s	1 min	±0,2 K	En la exactitud alcanzable y en la constante de tiempo efectiva puede influir el diseño de la protección del termómetro contra la radiación solar
1.2 Extremos de la temperatura del aire	-60 – +60°C	0,1 K	I	±0,5 K	20 s	1 min	±0,2 K	
1.3 Temp. de la sup. del mar	-2 – +40°C	0,1 K	I	±0,1 K	20 s	1 min	±0,2 K	
2. Humedad								
2.1 Temp. del punto de rocío	<-60 – +35°C	0,1 K	I	±0,5 K	20 s	1 min	±0,5 K	Si se mide directamente. Tendencia ±0,1 K cuando la humedad relativa se aproxima a la saturación
2.2 Humedad relativa	5 – 100%	1%	I	±3%	20 s	<i>Temp. termómetro húmedo</i>		Problemas de aspiración y limpieza pueden provocar grandes errores. Si se mide directamente. Tendencia a ±1% cuando la humedad relativa se aproxima a la saturación
						1 min	±0,2 K	
					40 s	<i>Estado sólido y otros</i>		Sensores de estado sólido pueden depender considerablemente de la temp. y humedad
						1 min	±3 – 5%	
3. Presión atmosférica								
3.1 Presión	920 – 1.080 hPa	0,1 hPa	I	±0,1 hPa	20 s	1 min	±0,3 hPa	Hasta el nivel del mar. La presión dinámica debida al coeficiente del viento y de la temp. del transductor influye mucho en la exactitud.
3.2 Tendencia	No especificada	0,1 hPa	I	±0,2 hPa			±0,2 hPa	Diferencia entre valores instantáneos

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
4. Nubes								
4.1 Nubosidad	0 – 8/8	1/8	I	±1/8	n/a		± 1/8	Con algoritmos de formación de nubes del período (30 s) puede estimarse automáticamente la cantidad de nubes bajas
4.2 Altura de la base de la nube	< 30 m – 30 km	30 m	I	±10 m para ≤100 m ±10% para > 100 m	n/a		≈10 m repetibilidad*	*Exactitud difícil de determinar por no existir ninguna definición de la altura de la base de nubes medida con instrumentos.
5. Viento								
5.1 Velocidad	0 – 75 m s ⁻¹	0,5 m s ⁻¹	P	±0,5 m s ⁻¹ para ≤ 5 m s ⁻¹ ±10% para > 5 m s ⁻¹	Cont. dist. 2 – 5 m	2 y/o 10 min	±0,5 m s ⁻¹	Promedio superior a 2 y/o 10 minutos. Dispositivos no lineales. El proceso de promediación debe concebirse minuciosamente.
5.2 Dirección	0 – 360°	10°	P	±5%	1 s	2 y/o 10 min	±5°	
5.3 Ráfagas	5 – 75 m s ⁻¹	0,5 m s ⁻¹	P	±10%		3 s	±0,5 m s ⁻¹	
6. Precipitación								
6.1 Cantidad	0 – >400 mm	0,1 mm	T	±0,1 mm para ≤ 5 mm ±2% para > 5 mm	n/a	n/a	±5%	La exactitud depende de la buena recogida aerodinámica del pluviómetro y de las pérdidas por evaporación en el pluviómetro calentado
6.2 Espesor de la nieve	0 – 10 m	1 cm	P	±1 cm para ≤ 20 cm ±5% for > 20 cm				Profundidad media en una zona representativa del lugar de observación.
6.3 Espesor de la acumulación de hielo en buques	No especificada	1 cm	I	±1 cm para ≤10 cm ±10% para >10 cm				
7. Radiación								
7.1 Duración de la insolación	0 – 24 h	0,1 h	T	±0,1 h	20 s	n/a	±2%	
7.2 Radiación neta	No especificada	1 MJ m ⁻² d ⁻¹	T	±0,4 MJ m ⁻² d ⁻¹ para ≤ 8 MJ m ⁻² d ⁻¹ ±5% para > 8 MJ m ⁻² d ⁻¹	20 s	n/a	±5%	
8. Visibilidad								
8.1 AOM	<50 m – 70 km	50 m	I	±50 m para ≤ 500 m ±10 % para > 500 m		3 min	±10 – 20%	La exactitud alcanzable con instrumentos puede depender de la causa del oscurecimiento

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
8. Visibilidad (cont.) 8.2 AVP	50 m – 1 500 m	25 m	P	±25 m para ≤150 m ±50 m para >150 – ≤500 m ±100 m para >500 – ≤1.000 m ±200 m para >1.000 m		1 y 10 min		
9. Olas 9.1 Altura de las olas	0 – 30 m	0,1 m	P	±0,5 m para ≤5 m ±10% para >5 m	0,5 s	20 min	±10%	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.2 Período de las olas	0 – 100 s	1 s	P	±0,5 s	0,5 s	20 min	0,5 s	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.3 Dirección de las olas	0 – 360°	10°	P	±10°	0,5 s	20 min	20°	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
10. Evaporación 10.1 Cantidad de evaporación en la tina de evaporación	0 – 10 mm	0,1 mm	T	±0,1 mm para ≤5 mm ±2% para >5 mm				

NOTAS:

- En la columna 1 figura la variable básica.
- En la columna 2 se da la gama común para la mayoría de las variables; los límites dependen de las condiciones climatológicas locales.
- En la columna 3 figura la resolución más estricta determinada por el *Manual de Claves* (OMM-Nº 306).
- En la columna 4:
 - Instantánea. Con el fin de excluir la variabilidad natural en pequeña escala y el ruido, un valor medio correspondiente a un período de un minuto se considera como el mínimo y el más apropiado; los promedios para períodos de hasta 10 minutos son aceptables
 - P: Promedio. Valores medios correspondientes a un período de tiempo determinado, especificados por los requisitos de codificación.
 - T: Totales. Totales para uno o más períodos de tiempo determinados, especificados por los requisitos de codificación.
- En la columna 5 se da el requisito de exactitud recomendado para uso operativo general. Las distintas aplicaciones pueden tener requisitos menos estrictos. El valor especificado de la exactitud requerida representa la incertidumbre del valor comunicado con respecto al valor verdadero, e indica el intervalo en que se encuentra el valor verdadero con una probabilidad especificada. El nivel de probabilidad recomendado es 95 por ciento, que corresponde al nivel de 2σ para una distribución normal (gaussiana) de la variable. La hipótesis de que todas las correcciones conocidas se tienen en cuenta supone que los errores en los valores comunicados tendrán un valor medio (o error sistemático) próximo a cero. Todo error sistemático residual debe ser pequeño en comparación con el requisito de exactitud especificado. El valor verdadero es el valor que, en condiciones de funcionamiento, caracteriza perfectamente la variable que ha de medirse/observarse en el intervalo de tiempo, la zona y/o el volumen representativo requerido, teniendo en cuenta el emplazamiento y la exposición.
- Las columnas 2 a 5 se refieren a los requisitos especificados por la Reunión de expertos sobre los requisitos de exactitud operativa, celebrada en 1991.
- Las columnas 6 a 8 se refieren al rendimiento operativo típico especificado por el Grupo de trabajo de la CIMO sobre medidas en superficie, en 1993.

ANEXO 1.C

ESPECIFICACIÓN DE NECESIDADES DE DATOS DE OBSERVACIÓN PARA LOS CENTROS DEL SISTEMA MUNDIAL DE PROCESO DE DATOS

a) campos tridimensionales

Variable	Resolución horizontal (km)	Resolución vertical (km)	Resolución temporal (horas)	Exactitud (error de la RMS)
Viento (horizontal) ^{1,2}	100	0,1 hasta 2 0,5 hasta 16 2,0 hasta 30	3	2 m s ⁻¹ en la troposfera 3 m s ⁻¹ en la estratosfera
Temperatura (T) ³	100	0,1 hasta 2 0,5 hasta 16 2,0 hasta 30	3	0,5 K en la troposfera 1 K en la estratosfera
Humedad relativa (HR)	100	0,1 hasta 2,0 0,5 hasta la tropopausa	3	5% (HR)

b) campos de superficie

Variable	Resolución horizontal (km)	Resolución temporal	Exactitud (error de la RMS)
Presión	100	1 hora	0,5 hPa
Viento ⁴	100	1 hora	2 m s ⁻¹
Temperatura	100	1 hora	1 K
Humedad relativa	100	1 hora	5%
Precipitación acumulada ⁵	100	3 horas	0,1 mm
Temperatura de la superf. del mar	100	1 día	0,5 K
Temperatura del suelo	100	3 horas	0,5 K
Capa de hielos marinos	100	1 día	10%
Capa de nieve	100	1 día	10%
Equivalente en agua de la capa de nieve	100	1 día	5 mm
Humedad del suelo, 0-10 cm	100	1 día	0,02 m ³ m ⁻³
Humedad del suelo, 10-100 cm	100	1 semana	0,02 m ³ m ⁻³
Porcentaje de vegetación	100	1 semana	10% (relativo)
Temperatura del suelo, 20 cm	100	6 horas	0,5 K
Temp. en suelo profundo, 100 cm	100	1 día	0,5 K
Albedo visible	100	1 día	1%
Albedo cerca del infrarrojo	100	1 día	1%
Emisividad de onda larga	100	1 día	1%
Altura de las olas marinas	100	1 hora	0,5 m

- NOTAS:
- Exactitud especificada como error de la RMS del vector.
 - También se necesitan cada hora datos sobre el viento suministrados por satélites geoestacionarios y por perfiladores del viento.
La resolución horizontal y vertical troposférica y la exactitud pueden alcanzarse mediante un lidar espacial de viento Doppler en una órbita heliosincrónica.
 - La altura geopotencial puede obtenerse con suficiente exactitud a partir de la T y HR especificadas.
 - Viento a 10 m sobre tierra. Sobre el mar, la altura se sitúa en la gama de 1 a 40 m (debe transmitirse con la observación).
 - Requerida principalmente para la validación de modelos; el tiempo no es fundamental.

CAPÍTULO 2 — MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

		<i>Página</i>
2.1	Generalidades.....	I.2-1
2.1.1	Definición	I.2-1
2.1.2	Unidades y escalas	I.2-1
2.1.3	Requisitos meteorológicos	I.2-1
2.1.3.1	Generalidades.....	I.2-1
2.1.3.2	Requisitos de exactitud	I.2-1
2.1.3.3	Tiempos de respuesta de los termómetros	I.2-2
2.1.3.4	Registro de las circunstancias en que se efectúan las mediciones	I.2-2
2.1.4	Métodos de medición.....	I.2-2
2.1.4.1	Exposición y emplazamiento de los termómetros	I.2-2
2.1.4.2	Patrones de temperatura	I.2-3
2.2	Termómetros de líquido en cápsula de vidrio	I.2-3
2.2.1	Descripción general	I.2-3
2.2.1.1	Termómetros (de estación) ordinarios	I.2-3
2.2.1.2	Termómetros de máxima.....	I.2-4
2.2.1.3	Termómetros de mínima	I.2-4
2.2.1.4	Termómetros de suelo	I.2-4
2.2.2	Procedimientos de medición	I.2-4
2.2.2.1	Lectura de termómetros ordinarios	I.2-4
2.2.2.2	Medición de mínimas del césped	I.2-5
2.2.2.3	Medición de las temperaturas del suelo	I.2-5
2.2.3	Emplazamiento y exposición del termómetro.....	I.2-5
2.2.4	Causas de error en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio.....	I.2-5
2.2.4.1	Errores elásticos	I.2-5
2.2.4.2	Errores causados por el tubo saliente.....	I.2-6
2.2.4.3	Paralaje y errores de lectura ostensibles	I.2-6
2.2.4.4	Errores debidos a diferencias de dilatación	I.2-6
2.2.4.5	Errores asociados a los termómetros de alcohol	I.2-6
2.2.5	Comparación y calibración en condiciones reales y en el laboratorio.....	I.2-7
2.2.5.1	Calibración en el laboratorio.....	I.2-7
2.2.5.2	Comprobaciones y calibración en condiciones reales	I.2-7
2.2.6	Correcciones	I.2-7
2.2.7	Mantenimiento	I.2-8
2.2.7.1	Rotura de la columna de líquido	I.2-8
2.2.7.2	Ilegibilidad de la escala	I.2-8
2.2.8	Seguridad	I.2-8
2.3	Termógrafos mecánicos	I.2-8
2.3.1	Descripción general	I.2-8
2.3.1.1	Termógrafo bimetálico.....	I.2-8
2.3.1.2	Termógrafo de tubo de Bourdon.....	I.2-8
2.3.2	Procedimientos de medición	I.2-9
2.3.3	Exposición y emplazamiento	I.2-9
2.3.4	Fuentes de error.....	I.2-9
2.3.5	Comparación y calibración	I.2-9
2.3.5.1	Calibración en laboratorio.....	I.2-9
2.3.5.2	Comparación en condiciones reales.....	I.2-9
2.3.6	Correcciones	I.2-9
2.3.7	Mantenimiento	I.2-9
2.4	Termómetros eléctricos	I.2-9
2.4.1	Descripción general	I.2-9
2.4.1.1	Termómetros de resistencia eléctrica	I.2-9
2.4.1.2	Termómetros de semiconductor	I.2-10
2.4.1.3	Termopares.....	I.2-10
2.4.2	Procedimientos de medición	I.2-11

	<i>Página</i>
2.4.2.1	Resistencias eléctricas y termistores I.2-11
2.4.2.2	Termopares I.2-11
2.4.3	Exposición y emplazamiento I.2-11
2.4.4	Fuentes de error I.2-12
2.4.4.1	Resistencias eléctricas y termistores I.2-12
2.4.4.2	Termopares I.2-12
2.4.5	Comparación y calibración I.2-13
2.4.5.1	Resistencias eléctricas y termistores I.2-13
2.4.5.2	Termopares I.2-13
2.4.6	Correcciones I.2-13
2.4.7	Mantenimiento I.2-13
2.5	Protección contra radiaciones I.2-13
2.5.1	Garitas de persiana I.2-13
2.5.2	Otras protecciones ventiladas artificialmente I.2-14
Referencias I.2-14
Anexo	Determinación de los puntos fijos de la escala internacional de temperatura (ITS)-90 I.2-15

MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

2.1. Generalidades

2.1.1 Definición

La temperatura es la condición que determina la dirección del flujo neto de calor entre dos cuerpos. En un sistema de este tipo, se dice que el cuerpo que pierde calor globalmente en favor del otro, está a mayor temperatura.

2.1.2 Unidades y escalas

La temperatura termodinámica (*T*), expresada en grados kelvin (*K*), es la temperatura básica. Un kelvin equivale a 1/273,16 de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. En meteorología se utiliza casi siempre la temperatura (*t*) en grados Celsius definida por la ecuación (2.1):

$$t = T - 273,16 \quad (2.1)$$

Una diferencia de temperatura de un grado Celsius (°C) es igual a un grado kelvin (K). En la escala termodinámica de temperaturas, las mediciones se expresan como diferencias respecto del cero absoluto (0 K), que es la temperatura a la cual las moléculas de cualquier sustancia carecen de energía cinética. La escala de temperaturas generalmente utilizada desde 1990 es la Escala Internacional de Temperaturas (ITS)-90 (véase el anexo), basada en determinados valores de temperatura asignados a ciertos estados de equilibrio reproducibles (véase el Cuadro 1 del anexo), y en determinados instrumentos patrón calibrados a esas temperaturas. La ITS se definió de tal manera que la temperatura medida en esa escala coincide con la temperatura termodinámica, y cualquier diferencia está dentro de los márgenes de exactitud actuales de las mediciones. Además de los puntos fijos de esta escala, existen también otros puntos de referencia secundarios; los puntos de interés meteorológico, así como el método habitualmente utilizado para interpolar entre ellos, figuran en el Cuadro 2 del anexo. La temperatura medida en la escala ITS se denominará "grados Celsius".

2.1.3 Requisitos meteorológicos

2.1.3.1 GENERALIDADES

Los requisitos meteorológicos para las mediciones de temperatura en meteorología están relacionados principalmente con:

- a) el aire cerca de la superficie de la Tierra;
- b) la superficie del terreno;
- c) el suelo a diversas profundidades;
- d) los niveles de superficie del mar y de los lagos;
- e) la atmósfera superior.

Estas mediciones son necesarias, conjuntamente o por separado, y a nivel local o mundial, para introducir datos en los modelos de predicción meteorológica numérica, para fines hidrológicos y agrícolas, y como

indicadores de la variabilidad del clima. La temperatura local tiene también importancia fisiológica para las actividades cotidianas de la población mundial. Las mediciones de temperatura pueden necesitarse en forma de registros continuos, o pueden obtenerse a intervalos de tiempo diferentes. En este capítulo se examinan los requisitos relacionados con a), b) y c).

2.1.3.2 REQUISITOS DE EXACTITUD

El intervalo de valores, el grado de resolución de la información y el margen de exactitud requeridos en las mediciones de temperatura aparecen detallados en el Capítulo 1 de la Parte I. En la práctica, puede no ser económico proporcionar termómetros que cumplan directamente las condiciones requeridas. En cambio, se utilizan termómetros menos costosos, calibrados con arreglo a un patrón de laboratorio, introduciendo las correcciones necesarias en las lecturas que se obtengan. Es preciso limitar la magnitud de las correcciones, a fin de mantener dentro de un margen los errores residuales. Los valores de funcionamiento del termómetro se escogerán, asimismo, de modo que reflejen el margen de variación del clima local. A título de ejemplo, en el cuadro siguiente figura una gama aceptable de valores de calibración y de error para termómetros que abarcan una escala de medición típica.

Características requeridas de los termómetros

Tipo de termómetro	Ordinario	Máximo	Mínimo
Ámbito de la escala (°C)	-30 a 45	-30 a 50	-40 a 40
Gama de calibración (°C)	-30 a 40	-25 a 40	-30 a 30
Error máximo	<0,2 K	±0,2 K	±0,3 K
Diferencia máxima entre corrección máxima y mínima dentro de la escala	0,2 K	0,3 K	0,5 K
Variación máxima de la corrección en cualquier intervalo de 10°C	0,1 K	0,1 K	0,1 K

Todos los instrumentos de medición de temperatura se entregarán acompañados de un certificado que confirme el cumplimiento de las especificaciones adecuadas en cuanto a exactitud de las mediciones o a prestaciones del instrumento, o bien de un certificado de calibración que indique las correcciones que se han de introducir para obtener la exactitud de medición requerida. Esta comprobación y calibración iniciales deberán ser realizadas por una institución nacional competente o por un laboratorio de calibración acreditado. Posteriormente, se verificarán los instrumentos de medición de temperatura a intervalos regulares, utilizando para ello un aparato adecuado según el instrumento o sensor que se someta a calibración.

2.1.3.3 TIEMPOS DE RESPUESTA DE LOS TERMÓMETROS

Para las observaciones meteorológicas de rutina no hay ventaja alguna en utilizar termómetros con una constante de tiempo muy pequeña, ya que la temperatura del aire fluctúa constantemente hasta en uno o dos grados en pocos segundos. Por eso, para obtener una lectura representativa con este tipo de termómetros habrá que calcular la media de varias lecturas, en tanto que los termómetros con una constante de tiempo mayor tienden a igualar las fluctuaciones rápidas. Sin embargo, una constante de tiempo demasiado prolongada, puede dar lugar a errores si los cambios de temperatura duran períodos largos. Se recomienda que la constante de tiempo, definida como el tiempo necesario para que el termómetro registre el 63,2 por ciento de un cambio discreto de la temperatura del aire, sea entre 30 y 60 segundos para una velocidad del viento de 5 m s^{-1} . La constante de tiempo es, en términos aproximados, inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la velocidad del viento.

2.1.3.4 REGISTRO DE LAS CIRCUNSTANCIAS EN QUE SE EFECTÚAN LAS MEDICIONES

La temperatura es uno de los parámetros meteorológicos cuya medición es muy sensible a la exposición. Para los estudios sobre el clima, en particular, las mediciones de temperatura resultan afectadas por el estado del entorno circundante, la vegetación, la presencia de edificios u otros objetos, la cubierta del suelo, el estado y las diferencias de diseño del blindaje o de la pantalla contra las radiaciones, y otros cambios en el equipo. Es importante llevar registros no sólo de los datos de temperatura, sino también de las circunstancias en que se han realizado las mediciones. Esta información se conoce como metadatos, es decir, datos acerca de datos.

2.1.4 *Métodos de medición*

Una manera de medir la temperatura de un objeto consiste en dejar que el termómetro alcance la temperatura del objeto (es decir, ponerlo en equilibrio termodinámico con éste), y efectuar entonces la medición. También, se puede determinar la temperatura mediante un radiómetro, sin necesidad de alcanzar un equilibrio térmico.

Toda propiedad física de una sustancia, que esté en función de la temperatura, puede servir de base para construir un termómetro. Las propiedades utilizadas generalmente en meteorología son la dilatación térmica y el cambio de resistencia eléctrica con la temperatura. Los termómetros radiométricos operan en la banda infrarroja del espectro electromagnético, y se utilizan, entre otras cosas, para medir la temperatura desde satélites.

Los termómetros que indican la temperatura ambiente suelen denominarse termómetros ordinarios, y los que indican las temperaturas extremas a lo largo de un período de tiempo se denominan termómetros de máxima o de mínima.

Existen varios textos de uso corriente sobre el diseño de instrumentos y prácticas de laboratorio para la medición de temperaturas, por ejemplo, Jones (1992).

2.1.4.1 EXPOSICIÓN Y EMPLAZAMIENTO DE LOS TERMÓMETROS

La radiación del Sol, las nubes, el suelo y otros objetos circundantes atraviesan el aire sin modificar apreciablemente su temperatura, pero un termómetro expuesto al aire libre puede absorber una cantidad de radiación considerable. En consecuencia, su temperatura puede diferir de la temperatura verdadera del aire, en una medida que dependerá de la intensidad de la radiación y del cociente entre la radiación absorbida y el calor disipado. Para algunos elementos de estos termómetros, como el finísimo alambre de los termómetros de resistencia de hilo descubierto, la diferencia de temperatura puede ser muy pequeña o incluso despreciable, pero con los utilizados más habitualmente la diferencia de temperatura puede alcanzar los 25 K en condiciones extremadamente desfavorables. Así pues, para asegurarse de que el termómetro esté a la temperatura verdadera del aire es necesario protegerlo de la radiación mediante una garita o protección que le sirva a la vez de soporte. Esta garita lo protegerá también de la precipitación, permitirá al aire circular libremente a su alrededor e impedirá que se dañe accidentalmente. No obstante, la circulación de aire puede verse obstaculizada cuando se forma escarcha. Hay diversas maneras de reducir los errores de observación en tales circunstancias, entre ellas el diseño especial de las pantallas o de los instrumentos de medición de la temperatura.

A fin de obtener resultados representativos cuando se comparan las lecturas termométricas de lugares y momentos diferentes, es también indispensable normalizar la exposición de la pantalla y, por consiguiente, del termómetro propiamente dicho. En las actividades meteorológicas habituales, la temperatura observada deberá ser representativa del estado del aire que rodea la estación en un área lo más extensa posible, y a una altura de entre 1,25 y 2 metros por encima del nivel del suelo. Este último dato se especifica porque en las capas más bajas de la atmósfera pueden haber importantes gradientes de temperatura verticales. El mejor lugar para realizar las mediciones es, pues, por encima del nivel del suelo, con exposición directa al sol y al viento, y libre de la sombra o proximidad de árboles, edificios u otros objetos que obstruyan. Las pendientes muy inclinadas y las depresiones del terreno están expuestas a condiciones excepcionales, por lo que convendrá evitarlas. En los pueblos y ciudades, las características locales suelen ser más marcadas que en las zonas rurales. Las observaciones de temperatura en las cimas de los edificios son de dudoso valor y utilidad, debido al gradiente de temperatura vertical variable que existe en esos lugares, y al efecto del propio edificio sobre la distribución de temperatura.

2.1.4.2 PATRONES DE TEMPERATURA

PATRONES DE LABORATORIO

Los laboratorios nacionales de patrones tendrán y mantendrán termómetros patrón primarios. Un laboratorio meteorológico nacional u otro laboratorio de calibración acreditado tendrá, como patrón de trabajo, un termómetro de resistencia de platino de gran pureza, basado en el patrón nacional. La exactitud de este termómetro podrá ser verificada periódicamente en una celda en las condiciones del punto triple de agua. El punto triple del agua está definido con exactitud, y puede ser reproducido en una celda en punto triple con una incertidumbre de $1 \cdot 10^{-4}$ K.

PATRONES DE CAMPO

El psicrómetro de referencia de la OMM (OMM, 1992) es el instrumento de referencia para determinar la relación entre la temperatura del aire, medida mediante instrumentos de superficie convencionales, y la temperatura verdadera del aire. Este instrumento ha sido diseñado como aparato autónomo, y no necesita pantalla ni protección; es el más exacto de que se dispone para evaluar y comparar sistemas de instrumentos. No está concebido para ser utilizado en las actividades cotidianas de meteorología. Permite medir temperaturas con un margen de incertidumbre de $\pm 0,04$ K (con un nivel de confianza del 95 por ciento). El Capítulo 4 de la Parte I contiene más información al respecto.

2.2 Termómetros de líquido en cápsula de vidrio

2.2.1 Descripción general

Para las observaciones de rutina de la temperatura del aire, incluidas las temperaturas máxima, mínima y de bulbo húmedo, se utilizan todavía habitualmente termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Estos termómetros indican la temperatura mediante la dilatación relativa de un líquido puro con respecto al vidrio que lo contiene. El tubo tiene una delgada perforación conectada al bulbo principal; el volumen del líquido en el termómetro está calculado de modo que el bulbo esté completamente lleno, mientras que el tubo lo estará sólo parcialmente para todas las temperaturas que sea posible medir. Los cambios de volumen del líquido respecto de su recipiente se traducirán en cambios en la columna líquida; calibrando el instrumento mediante un termómetro patrón, será posible marcar una escala de temperaturas sobre el tubo o sobre un soporte firmemente unido a aquél.

El líquido que se emplea depende del intervalo de temperaturas que se requiera; se suele utilizar el mercurio, para temperaturas superiores a su punto de congelación ($-38,3^{\circ}\text{C}$), o bien el alcohol etílico u otros líquidos orgánicos puros para temperaturas más bajas. El vidrio será normal o borosilicatado, del tipo aprobado para su uso en termómetros. El vidrio del bulbo es delgado pero suficientemente resistente, para facilitar la

conducción de calor hacia y desde el bulbo y su contenido. Una perforación más estrecha facilita el movimiento del líquido en el tubo para un cambio de temperatura dado, pero reduce la gama útil de temperaturas del termómetro para una longitud dada del tubo. Antes de graduarlo, el termómetro deberá estar adecuadamente recocido, a fin de atenuar los lentos cambios que se producen en el vidrio por efecto del envejecimiento.

La construcción de los termómetros meteorológicos responde a cuatro tipos principales:

- revestidos, con la escala grabada en el tubo del termómetro;
- revestidos, con la escala grabada en una tira de vidrio opalino fijada al tubo del termómetro en el interior del receptáculo;
- sin revestimiento, con la graduación marcada en el tubo y montado sobre un soporte de metal, porcelana o madera donde figuran los números de la escala;
- sin revestimiento, con la escala grabada sobre el tubo.

En algunos termómetros el vidrio del tubo forma una lente en su parte frontal para ofrecer una imagen aumentada de la columna de mercurio. El ejemplo más conocido es el termómetro clínico, diseñado para fines médicos, pero este tipo de termómetros no se usa mucho en meteorología.

Los tipos *a*) y *b*) presentan, frente a los tipos *c*) y *d*), la ventaja de que las marcas de su escala están protegidas de la intemperie. En los dos últimos tipos es necesario volver a ennegrecer las marcas del termómetro de cuando en cuando; por otra parte, son más fáciles de construir que los de tipo *a*) y *b*). Los tipos *a*) y *d*) tienen la ventaja de ser menos susceptibles a los errores de paralaje (véase la sección 2.2.4).

Sea cual sea el tipo que se adopte, ni el revestimiento ni la montura deberán ser demasiado voluminosos, ya que su capacidad de calor sería muy baja. Al mismo tiempo, deberán ser suficientemente robustos para no resultar dañados durante las manipulaciones o el transporte.

Para los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, especialmente los de máxima, es importante que el vacío que queda por encima de la columna de mercurio sea casi perfecto. Todos los termómetros deberán estar graduados para una inmersión total, excepto los que miden la temperatura del suelo. A continuación se exponen, en los apartados correspondientes, los requisitos especiales que deberán reunir los termómetros, según su finalidad.

2.2.1.1 TERMÓMETROS (DE ESTACIÓN) ORDINARIOS

Estos termómetros son los más exactos de todos los de uso meteorológico. Generalmente son del tipo de mercurio en cápsula de vidrio. Las marcas de su escala están intervalos de 0,2 K ó 0,5 K, y la escala es más amplia que la de los demás termómetros meteorológicos.

El termómetro ordinario se utiliza cubierto por una pantalla, para evitar errores debidos a la radiación. Un soporte lo mantiene en posición vertical, con el bulbo en el extremo inferior. El bulbo es o bien cilíndrico, o en forma de cebolla.

Un par de termómetros ordinarios puede ser utilizado como psicrómetro.

2.2.1.2 TERMÓMETROS DE MÁXIMA

El tipo recomendado es el de mercurio en cápsula de vidrio, con un estrechamiento entre el bulbo y el comienzo de la escala. Dicho estrechamiento impide que la columna de mercurio descienda aunque disminuya la temperatura. En cualquier caso, el observador puede "poner a cero" el termómetro sujetándolo firmemente, con el extremo del bulbo hacia abajo, y sacudiendo a continuación el brazo hasta que la columna de mercurio se reunifique. Los termómetros de máxima deberían estar montados a un ángulo de unos dos grados respecto de la horizontal, con el bulbo en el extremo inferior para que la columna de mercurio se apoye en el estrechamiento sin que la gravedad la obligue a atravesarlo. Es conveniente que la perforación se ensanche en el extremo superior del tubo, para que las partes de la columna que hayan quedado separadas se puedan unir fácilmente.

2.2.1.3 TERMÓMETROS DE MÍNIMA

El instrumento más habitual es un termómetro de alcohol con índice de vidrio oscuro, de unos 2 cm de longitud, sumergido en el alcohol. En el tubo de estos termómetros hay siempre algo de aire, por lo que conviene dotarlos de una cámara de seguridad en su extremo superior, de un tamaño suficiente para que el instrumento pueda soportar una temperatura de 50°C sin sufrir daños. Los termómetros de mínima deberán estar sustentados de manera análoga a los termómetros de máxima, en posición casi horizontal.

Los termómetros de mínima pueden utilizar diversos tipos de líquidos como, por ejemplo, el alcohol etílico, el pentano, o el toluol. Es importante que el líquido sea lo más puro posible, ya que la presencia de ciertas impurezas aumenta la tendencia del líquido a polimerizarse bajo los efectos de la luz y con el paso del tiempo; la polimerización modifica los resultados de la calibración. En el caso del alcohol etílico, por ejemplo, el alcohol deberá estar completamente libre de acetona.

Los termómetros de mínima se utilizan también para obtener la temperatura mínima del césped.

2.2.1.4 TERMÓMETROS DE SUELO

Para medir las temperaturas del suelo a profundidades iguales o inferiores a 20 cm se utilizan habitualmente termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, cuyos tubos forman un ángulo recto u otro ángulo apropiado por debajo de la graduación más baja. El bulbo del termómetro se inserta en el suelo hasta la profundidad requerida, y la lectura de la escala se hace con el

termómetro *in situ*. Estos termómetros están graduados para ser introducidos hasta la profundidad de medición. Como el resto del instrumento se mantiene a la temperatura del aire, es conveniente que haya una cámara de seguridad en el extremo del tubo.

Para medir temperaturas a profundidades superiores a 20 cm se recomienda usar termómetros de mercurio en cápsula de vidrio montados sobre tubos de madera, vidrio o plástico, con los bulbos recubiertos de cera o de pintura metálica. El conjunto termómetro/tubo se suspende o se introduce entonces en tubos de metal o de plástico, de paredes delgadas, previamente hundidos en el suelo hasta la profundidad requerida. En climas fríos, el extremo superior del tubo externo deberá sobresalir del suelo hasta una altura superior a la de la cubierta de nieve que se espere tener.

La técnica consistente en utilizar tubos verticales de acero no es adecuada para medir la variación diurna de la temperatura del suelo, particularmente en suelos secos, y un cálculo de las propiedades térmicas del suelo basado en esas mediciones podría tener un margen de error importante.

El alto valor de la constante tiempo, como consecuencia de una mayor capacidad calorífica, permite extraer estos termómetros del tubo externo y efectuar la lectura antes de que la temperatura varíe apreciablemente respecto de la temperatura del suelo.

Cuando el suelo esté cubierto de nieve, para que el observador pueda acercarse a la línea de termómetros sin alterar la cubierta de nieve, se recomienda construir una pasarela de poco peso paralela a dicha línea. Esta pasarela deberá estar diseñada de manera que su parte superior se pueda desmontar, entre una serie de lecturas y la siguiente, sin alterar la cubierta de nieve.

2.2.2 Procedimientos de medición

2.2.2.1 LECTURA DE TERMÓMETROS ORDINARIOS

La lectura de los termómetros deberá hacerse lo más rápidamente posible, a fin de evitar cambios de temperatura imputables a la presencia del observador. Dado que el menisco o índice del líquido y la escala del termómetro no están en un mismo plano, convendrá poner cuidado para evitar los errores de paralaje. Para no incurrir en estos errores, el observador deberá cerciorarse de que la línea recta definida por su ojo y el menisco o índice forme un ángulo recto con el tubo del termómetro. Como las escalas de los termómetros no contienen, por lo general, subdivisiones inferiores a la quinta parte de un grado, las lecturas redondeadas a la décima de grado más próxima, que son esenciales en psicrometría, deberán hacerse por estimación. Si hubiera errores de escala, las lecturas deberán ser corregidas en consonancia. La lectura y puesta a cero de los termómetros de máxima y de mínima debería efectuarse al menos dos veces al día. Convendrá comparar con frecuencia estas lecturas con las de un termómetro ordinario para asegurarse de que no haya errores importantes.

2.2.2.2 MEDICIÓN DE MÍNIMAS DEL CÉSPED

La temperatura mínima del césped es la temperatura más baja alcanzada a lo largo de una noche por un termómetro expuesto al aire libre sobre la hierba corta. Esta temperatura se mide con un termómetro de mínimas como el que se describe en la sección 2.2.1.3. El termómetro deberá estar montado sobre un soporte adecuado que lo sustente con una inclinación de unos 2° respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo, entre 25 y 50 mm por encima del suelo, y en contacto con las puntas de la hierba. Cuando el suelo esté cubierto de nieve, el termómetro deberá estar situado inmediatamente por encima de la superficie de la nieve, lo más cerca posible de ésta sin llegar a tocarla.

Normalmente, el termómetro se expone a la última hora de observación antes de la puesta del sol, y la lectura se realiza a la mañana siguiente. Durante el día, el instrumento se guarda protegido por una pantalla, o en el interior. No obstante, en las estaciones que no cuentan con ningún observador a la puesta del sol podría ser necesario dejar el termómetro expuesto durante todo el día. En ese caso, el sol es intenso, el alcohol del instrumento podría evaporarse y condensarse en la parte superior del tubo. Este efecto puede reducirse al mínimo colocando una pantalla metálica negra revestida de una funda de algodón sobre el extremo del termómetro que contiene la cámara de seguridad; esta pantalla absorbe más radiación y alcanza, por consiguiente, una temperatura mayor que el resto del instrumento. De ese modo, si se forma vapor, éste se condensará en un punto del tubo, por debajo del extremo superior de la columna de alcohol.

2.2.2.3 MEDICIÓN DE LAS TEMPERATURAS DEL SUELO

Usualmente, las mediciones se efectúan a las profundidades de 5, 10, 25, 50 y 100 cm por debajo de la superficie, si bien es posible efectuarlas también a otras profundidades. El lugar de medición será una porción de terreno llano y despejado, de unos 75 cm², representativa del suelo circundante del que se deseen tomar datos. Si la superficie no es representativa de los contornos, su extensión no deberá ser inferior a 100 m². Cuando el suelo esté cubierto de nieve, es conveniente medir también la temperatura de la cubierta de nieve. Si la nieve fuera escasa, se la podría apartar del suelo antes de efectuar las lecturas, y colocarla después de nuevo en su lugar.

Al describir un emplazamiento para medir la temperatura del suelo, convendrá anotar el tipo de suelo, la cubierta de éste y el grado y dirección de su pendiente. Siempre que sea posible, se indicarán las constantes físicas del suelo, por ejemplo su densidad aparente, su conductividad térmica o su contenido de humedad a la capacidad de campo. Convendrá anotar también el nivel de la capa freática (si no estuviera a más de cinco metros de la superficie) y la estructura del suelo.

En las estaciones agrometeorológicas será conveniente registrar continuamente las temperaturas del suelo y del aire a diferentes niveles en la capa adyacente al suelo (entre el nivel del suelo y unos 10 metros por encima del nivel superior de la vegetación predominante).

2.2.3 Emplazamiento y exposición del termómetro

Tanto los termómetros ordinarios como los de máxima y mínima se usan siempre protegidos por una pantalla instalada en un soporte. Los termómetros de extremas van montados sobre un soporte adecuado que los mantienen un ángulo de unos 2° respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo.

El termómetro de mínimas del césped se coloca y se expone en el lugar de medición tal como se indica en la sección 2.2.2.2. En una estación en que la nieve sea persistente y de profundidad variable, puede utilizarse un soporte que permita subir o bajar el termómetro a fin de mantener la altura correcta por encima de la superficie de la nieve.

2.2.4 Causas de error en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio

Los errores más comunes en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio son:

- a) errores elásticos;
- b) errores causados por el tubo saliente;
- c) errores de paralaje y errores de lectura ostensibles;
- d) cambios en el volumen del bulbo producidos por presión externa o interna;
- e) capilaridad;
- f) errores de división de la escala y de calibración;
- g) dilatación desigual del líquido y del vidrio en la gama de valores considerada.

Los tres últimos tipos de errores pueden reducirse a un mínimo en el proceso de fabricación, e incluirse entre las correcciones que se aplicarán a los valores observados. Los tres primeros merecen cierta consideración. Los errores de tipo *d*) no suelen producirse cuando los termómetros se utilizan para fines meteorológicos.

2.2.4.1 ERRORES ELÁSTICOS

Hay dos tipos de errores elásticos: reversibles e irreversibles. El primero sólo reviste importancia cuando se expone un termómetro a una gama de temperaturas muy amplia en un corto período de tiempo. Así, si se observa la lectura de un termómetro en el punto de ebullición y, poco después, en el punto de congelación, la temperatura indicada será un poco baja al principio, y luego aumentará lentamente hasta alcanzar el valor correcto. La magnitud de este error dependerá de la calidad del vidrio empleado en el termómetro, y podría llegar a ser de 1 K – con vidrio de la mejor calidad no pasaría de 0,03 K – y sería proporcionalmente menor para gamas de temperatura más reducidas. Este efecto carece de importancia en las mediciones meteorológicas, si se descarta la posibilidad de un error en la calibración original.

Los cambios irreversibles podrían tener mayor relevancia. El bulbo del termómetro tiende a contraerse lentamente a lo largo de los años, haciendo con ello que el valor cero aumente. El mayor cambio tendrá lugar durante el primer año, y a partir de entonces la tasa de variación disminuirá progresivamente. Esta alteración puede reducirse sometiendo el bulbo a tratamiento térmico y utilizando el vidrio más adecuado. Incluso, con el vidrio de mejor calidad, este cambio podría ser al principio de 0,01 K al año. Para que las mediciones sean precisas, especialmente con los termómetros de inspección o de comprobación, convendrá volver a determinar el cero periódicamente, y aplicar las correcciones adecuadas.

2.2.4.2 ERRORES CAUSADOS POR EL TUBO SALIENTE

Por lo general, los termómetros utilizados para medir la temperatura del aire están completamente rodeados de aire a una temperatura más o menos uniforme, y se calibran sumergiéndolos completamente, o sólo hasta el punto más alto de la columna de mercurio (es decir, se los calibra por inmersión total o parcial). Si se utiliza uno de estos termómetros para determinar la temperatura de un medio físico que no rodee el tubo, de manera que la temperatura efectiva de éste sea distinta de la del bulbo, se obtendrá un error.

En las aplicaciones meteorológicas, lo más probable es que esto ocurra al comprobar la calibración de un termómetro ordinario en un recipiente que contenga otro líquido a una temperatura apreciablemente diferente de la del ambiente, y en el que sólo esté sumergido el bulbo o la parte inferior del tubo.

2.2.4.3 PARALAJE Y ERRORES DE LECTURA OSTENSIBLES

Si el termómetro no se observa a la altura del plano perpendicular al tubo, que pasa por el punto más alto de la columna de líquido, se obtendrán errores de paralaje. El error será mayor cuanto más grueso sea el tubo y cuanto mayor sea el ángulo entre la línea de observación efectiva y la correcta. Este error sólo puede ser evitado extremando la precaución en el momento de la observación. Si el termómetro es de mercurio en cápsula de vidrio y está suspendido verticalmente, como en una pantalla ordinaria, la lectura deberá efectuarse en el plano horizontal que pasen por el punto más alto de la columna de mercurio.

También pueden producirse errores debido a que, generalmente, al aproximarse para realizar la lectura, el observador, que suele alterar de algún modo el medio circundante. Así pues, es necesario que el observador efectúe la lectura lo más rápido posible, redondeada a la décima de grado más próxima. Los errores de lectura ostensibles suelen tener una magnitud de 1°, 5° o 10°. Se pueden evitar si el observador verifica por segunda vez las decenas y unidades del valor medido después de realizar la primera lectura.

2.2.4.4 ERRORES DEBIDOS A DIFERENCIAS DE DILATACIÓN

El coeficiente de dilatación cúbica del mercurio es de $1,82 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$, y el de la mayoría de los vidrios está comprendido entre $1,0 \cdot 10^{-5}$ y $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$. El coeficiente de dilatación del vidrio es, pues, una fracción importante del coeficiente de dilatación del mercurio, y no es posible ignorarlo. Dado que ni los coeficientes de dilatación cúbica del mercurio y del vidrio ni la sección transversal de la perforación del tubo son estrictamente constantes en toda la gama de temperaturas y en toda la longitud del tubo que se utilice, el valor unitario de la escala variará a lo largo del tubo, por lo que, antes de que pueda ser utilizado, el termómetro debe ser calibrado por el fabricante en base a un termómetro patrón.

2.2.4.5 ERRORES ASOCIADOS A LOS TERMÓMETROS DE ALCOHOL

Los coeficientes de dilatación de los líquidos utilizados en los termómetros de alcohol son mucho mayores que los del mercurio, y sus puntos de congelación, mucho más bajos (el alcohol etílico se congela a -115°C). En los termómetros de mínima se utiliza el alcohol porque es incoloro, y porque su mayor coeficiente de dilatación permite utilizar una perforación mayor. Los termómetros de este tipo son menos precisos que los de mercurio de igual precio y calidad. Además de las desventajas que generalmente presentan los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, los termómetros de líquido, a excepción de los de mercurio, tienen algunas peculiaridades propias:

- a) adhesión del alcohol al vidrio. A diferencia del mercurio, los líquidos orgánicos suelen humedecer el vidrio, con lo cual, cuando la temperatura cae rápidamente, cierta cantidad de líquido puede quedar en las paredes de la perforación, haciendo que la lectura del termómetro sea más baja. Si el instrumento está suspendido verticalmente, el líquido va escurriendo gradualmente hacia abajo;
- b) rotura de la columna de líquido. En la parte superior del tubo del termómetro se suelen formar gotas del líquido por evaporación y condensación. Aunque estas gotas pueden llegar a reunirse con la columna principal, podrían producirse errores al comienzo del proceso, antes de que el fenómeno sea perceptible. La columna se rompe también a veces durante el transporte. Este error se aminora, durante la fabricación, sellando el termómetro a su temperatura más baja, de modo que contenga la cantidad máxima de aire en el tubo;
- c) lentos cambios del líquido. Los líquidos orgánicos utilizados tienden a polimerizarse con el paso del tiempo y con la exposición a la luz, lo que hace disminuir gradualmente el volumen del líquido. Este efecto resulta acelerado por la presencia de impurezas; se ha demostrado, en particular, que la presencia de acetona en el alcohol etílico es muy nociva.

Por consiguiente, habrá que extremar las precauciones al preparar el líquido para el termómetro. Este efecto podría acentuarse si se utilizan tinturas para colorear el líquido, con el fin de que éste sea más visible.

La reducción de los errores producidos por la rotura de la columna de líquido, y los cuidados generales de los termómetros de alcohol, se abordan al final del capítulo.

2.2.5 *Comparación y calibración en condiciones reales y en el laboratorio*

2.2.5.1 CALIBRACIÓN EN EL LABORATORIO

La calibración de termómetros en el laboratorio deberá ser realizada por instituciones nacionales especializadas o por laboratorios de calibración acreditados. Para los termómetros de líquido en cápsula de vidrio se aplicará un baño líquido, en el interior del cual deberá ser posible mantener la temperatura al valor deseado, dentro del intervalo requerido. La rapidez con que varíe la temperatura mediante el líquido no deberá rebasar los límites recomendados, y el aparato de calibración deberá disponer de algún medio para agitar el líquido. Los termómetros de referencia y los que se someta a prueba deberán estar suspendidos independientemente del recipiente y no tocar los lados.

Convendrá efectuar un número suficiente de mediciones para asegurarse de que las correcciones que se introducir representen el funcionamiento del instrumento en condiciones normales con errores causados por la interpolación en cualquier punto intermedio que no sean mayores que los errores no sistemáticos.

2.2.5.2 COMPROBACIONES Y CALIBRACIÓN EN CONDICIONES REALES

Todos los termómetros de líquido en cápsula de vidrio experimentan cambios graduales del nivel cero. Por esta razón, será conveniente comprobarlos a intervalos regulares, en términos generales una vez cada dos años. Deberán mantenerse en posición vertical, a temperatura ambiente, al menos durante 24 horas antes de comenzar el proceso de comprobación.

El punto de congelación puede comprobarse llenando casi completamente un matraz Dewar con hielo picado hecho de agua destilada, y humedeciéndolo con más agua destilada. El espacio entre los trozos de hielo, así como el fondo del matraz, deberá estar exento de aire. El agua deberá mantenerse a 2 cm por debajo de la superficie del hielo. Un termo ordinario bastará para sumergir totalmente la mayoría de los termómetros hasta que alcancen un punto de congelación. Los termómetros deberán insertarse de manera que la columna de mercurio o de alcohol sobresalga lo menos posible del hielo. Antes de leer la temperatura indicada se dejarán transcurrir al menos 15 minutos para que el termómetro alcance la temperatura del punto de fusión del hielo. Cada termómetro se moverá hacia atrás y hacia adelante entre la mezcla, e inmediatamente se leerá hasta una

décima parte del intervalo de la escala. A continuación, se tomarán otras lecturas a intervalos de cinco minutos y se calculará un valor medio.

Para cubrir otros puntos de la escala puede tomarse como referencia un patrón portátil, o un termómetro de inspector. La comparación se efectuará sumergiendo el termómetro de referencia junto con el termómetro o termómetros sometidos a prueba en un recipiente hondo lleno de agua. Suele ser más conveniente operar en el interior, especialmente si brilla el sol, y los mejores resultados se obtendrán cuando el agua esté a la temperatura ambiente, o próxima a ella.

Se comparará cada termómetro con el termómetro de referencia; los que sean de un mismo tipo podrán ser comparados entre sí. Para cada comparación, se sujetarán los termómetros con los bulbos juntos, se moverán hacia adelante y hacia atrás en el agua durante aproximadamente un minuto, y seguidamente se hará la lectura. Deberá ser posible leer ambos termómetros sin variar la profundidad de inmersión; con esta condición, los bulbos deberán estar sumergidos en el agua a la mayor profundidad. La mayoría de los termómetros meteorológicos están calibrados para su inmersión total; siempre y cuando la diferencia entre el agua y la temperatura del aire no exceda de 5 K, la corrección del tubo saliente debería ser despreciable. Frecuentemente, estando los bulbos a la misma profundidad, la altura de la columna de mercurio (o de otro líquido) del termómetro sometido a comprobación no estará muy próxima a la del termómetro de referencia. Por esta razón, habrá que tener cuidado para evitar los errores de paralaje.

Estas comparaciones deberán efectuarse al menos tres veces para cada par de termómetros. Para cada conjunto de comparaciones, la media de las diferencias entre lecturas no deberá exceder de las tolerancias especificadas en el cuadro de la sección 2.1.3.2.

Los termómetros de suelo pueden comprobarse mediante este método, pero habría que dejarlos en el agua durante al menos 30 minutos para que la cera en la que están introducidos los bulbos alcance la temperatura del agua. Dado que su constante de tiempo tiene un valor alto, es difícil comprobar bien los termómetros de suelo a menos que la temperatura del agua pueda mantenerse muy constante. Si la prueba se hace cuidadosamente en agua cuya temperatura no varíe más de 1 K en 30 minutos, la diferencia respecto de la lectura corregida del termómetro de referencia no deberá exceder de 0,25 K.

2.2.6 *Correcciones*

Al ser entregados por primera vez, los termómetros irán acompañados de un certificado fechado que confirme que satisfacen los requisitos requeridos, o de un certificado de calibración fechado en el que se indiquen las correcciones que habrá que aplicar a las lecturas para conseguir dicha precisión.

Por lo general, si el margen de error encontrado en determinados puntos de la gama de valores de un termómetro (por ejemplo, 0°C, 10°C, 20°C) no excede en

ningún caso de $\pm 0,05$ K, no serán necesarias correcciones, y el instrumento podrá utilizarse directamente como un termómetro ordinario en pantallas con ventilación natural, o como un termómetro de máxima, de mínima, de suelo o de mínima del césped. Si los errores en esos puntos fueran superiores a 0,05 K, habrá que facilitar al observador, en el lugar de la lectura, una tabla de correcciones con instrucciones claras sobre la manera de aplicarlas.

Los termómetros para los que normalmente se deberían entregar certificados son:

- a) los que se utilizan en psicrómetros ventilados;
- b) los que utilizan los inspectores como patrones transportables;
- c) los que se utilizan para fines especiales en los que esté justificada la aplicación de correcciones.

Si se van a utilizar en psicrómetros ventilados, convenirá escoger termómetros idénticos.

2.2.7 **Mantenimiento**

2.2.7.1 **ROTURA DE LA COLUMNA DE LÍQUIDO**

El fallo más habitual es la rotura de la columna de líquido, especialmente durante los desplazamientos. Los termómetros más propensos a este tipo de incidente son los de alcohol (de mínima). Otros problemas que plantean estos termómetros son la adhesión del alcohol al vidrio y la formación de gotas de alcohol por destilación en la parte de la perforación correspondiente al soporte.

Por lo general, una columna de líquido rota puede recomponerse sujetando el termómetro con el extremo del bulbo hacia abajo y golpeándolo suave y rápidamente contra los dedos u otro objeto elástico y no demasiado duro. El golpeteo continuará durante algún tiempo (cinco minutos, si fuera necesario), después de lo cual se colgará el termómetro, o se colocará de pie en un recipiente adecuado, con el bulbo hacia abajo durante al menos una hora, a fin de que el alcohol que pudiera seguir adherido al vidrio escurra hacia la columna principal. Si este procedimiento no diera resultado, un método más drástico consistirá en refrigerar el bulbo en una mezcla congelante de agua y sal, manteniendo templada la parte superior del tubo; hecho esto, el líquido caerá lentamente por destilación a la columna principal. Otra posibilidad será mantener vertical el termómetro, con el bulbo en un recipiente de agua templada, al tiempo que se golpea o sacude el tubo, sacándolo del agua en cuanto la cima del alcohol alcance la cámara de seguridad situada en la parte superior del tubo. Este método deberá emplearse con precaución, ya que el instrumento podría reventar si el alcohol invade la cámara de seguridad.

2.2.7.2 **ILEGIBILIDAD DE LA ESCALA**

Otro de los problemas en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio sin revestimiento es que, con el tiempo, la escala puede llegar a ser ilegible. Esto se subsana en la estación frotando la escala con un lápiz oscuro o un lápiz de grafito.

2.2.8 **Seguridad**

El mercurio, que es el líquido más habitualmente utilizado en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, es tóxico si se ingiere o si se inhala su vapor. Si un termómetro se rompiera y no se limpiaran las gotitas de mercurio sería peligroso para la salud, especialmente en espacios cerrados (En el Capítulo 3 de la Parte I, en la sección sobre barómetros de mercurio se dan indicaciones sobre limpieza.). Además, podrían existir limitaciones para el transporte de termómetros de mercurio en aeronaves, o la obligación de adoptar medidas especiales de precaución para evitar el derrame del mercurio en caso de rotura. Convendrá informarse al respecto ante la autoridad o compañía de transporte correspondiente.

2.3 **Termógrafos mecánicos**

2.3.1 **Descripción general**

Los tipos que aún se utilizan habitualmente están dotados de sensores bimetalicos o de tipo tubo de Bourdon, que son relativamente económicos, fiables y portátiles. Sin embargo, no son fáciles de adaptar para registrar datos a distancia o electrónicamente. Estos termógrafos incorporan un mecanismo de gráfica rotatoria común a la familia de instrumentos de registro clásicos. En términos generales, los termógrafos deberían poder funcionar en una gama de temperaturas de unos 60 K, o incluso 80 K si se van a utilizar en climas continentales. Los valores de la escala estarán espaciados de modo que sea posible leer sin dificultad la temperatura a intervalos de 0,2 K, en una gráfica de tamaño razonable. Para ello, se dispondrá lo necesario para alterar la puesta a cero del instrumento en concordancia con la estación del año. El error máximo de un termógrafo no deberá exceder de 1 K.

2.3.1.1 **TERMÓGRAFO BIMETÁLICO**

En los termógrafos bimetalicos, el movimiento del lapicero registrador está controlado por el cambio de curvatura de una cinta o hélice bimetalica, un extremo de la cual está rígidamente unido a un brazo fijado al armazón. Deberá ser posible realizar un ajuste fino de dicho brazo, a fin de poder alterar el cero del instrumento cuando sea necesario. Además, el instrumento deberá permitir alterar los valores de la escala ajustando la longitud de la palanca que transfiere el movimiento de la lámina bimetalica al lapicero; idealmente, este ajuste debería dejarse en manos de personal autorizado. El elemento bimetalico deberá estar adecuadamente protegido contra la corrosión; para ello, lo mejor sería una laminación fuerte de cobre, níquel o cromo, aunque una capa de laca puede ser adecuada en algunos climas. A una velocidad del aire de 5 m s^{-1} , una constante de tiempo típica es de unos 25 segundos.

2.3.1.2 **TERMÓGRAFO DE TUBO DE BOURDON**

En este caso, la disposición general es similar a la del tipo bimetalico, pero el elemento sensible a la temperatura tiene forma de tubo metálico curvo, de sección plana y

elíptica, y está lleno de alcohol. El tubo de Bourdon es menos sensible que el elemento bimetálico, y por lo general es necesario un mecanismo multiplicador del nivel que dé la escala el valor suficiente. A una velocidad del aire de 5 m s^{-1} una constante de tiempo típica es de unos 60 segundos.

2.3.2 *Procedimientos de medición*

Con objeto de mejorar la resolución de la lectura, los termógrafos se calibrarán con frecuencia, en diferentes estaciones del año, conforme una de las dos gamas y de acuerdo con las gráficas correspondientes. La fecha exacta del cambio de un conjunto de gráficas a otro variará según el lugar, pero una vez que se efectúe habrá que ajustar el instrumento. Esta operación se efectuará o bien en la pantalla, en un día nuboso y ventoso, a una hora en que la temperatura sea prácticamente constante, o bien en un recinto en que la temperatura sea constante. El ajuste se efectuará aflojando el tornillo que sujeta el brazo del lapicero a su vástago, desplazando seguidamente el brazo hasta la posición correcta, y apretando de nuevo los tornillos. A continuación, el instrumento deberá permanecer tal como ha quedado, hasta que se efectúe una nueva comprobación y se introduzcan los ajustes necesarios.

2.3.3 *Exposición y emplazamiento*

Estos instrumentos se expondrán en una garita de termómetro de gran tamaño.

2.3.4 *Fuentes de error*

En el mecanismo propiamente dicho del termógrafo, la fricción es una de las principales causas de error. Ello puede deberse a un mal alineamiento de la hélice con respecto al vástago. A menos que se coloque en su sitio exacto, la hélice actuará como un potente resorte y, si tiene un anclaje rígido, empujará el vástago principal contra uno de los laterales de la articulación. En los instrumentos modernos, esto no será un problema importante. La fricción entre el lapicero y la gráfica puede reducirse al mínimo ajustando adecuadamente la suspensión de la compuerta.

2.3.5 *Comparación y calibración*

2.3.5.1 CALIBRACIÓN EN LABORATORIO

Existen fundamentalmente dos métodos para la calibración de los termógrafos bimetálicos. Uno de ellos se basa en la fijación del instrumento en determinada posición, con el elemento bimetálico sumergido en un baño de agua. El otro consiste en instalar el termógrafo en una cámara de calibración adquirida en el mercado, equipada con un mecanismo de control de la temperatura del aire, un ventilador y un termómetro de referencia.

Las comparaciones deberán efectuarse a dos temperaturas distintas, a partir de las cuales se podrán determinar los cambios que fueran necesarios respecto del cero y del mecanismo de ampliación. Los ajustes de la escala deberán ser efectuados por personal autorizado,

y sólo después de consultar el correspondiente manual del fabricante del instrumento.

2.3.5.2 *COMPARACIÓN EN CONDICIONES REALES*

Dado que la constante de tiempo del instrumento puede llegar a ser la mitad de la del termómetro de mercurio ordinario, las comparaciones de rutina de las lecturas del bulbo seco y del termógrafo a horas predeterminadas no coincidirán exactamente, por lo general, aunque el instrumento funcione perfectamente. Un procedimiento mejor consiste en comprobar la lectura del instrumento en un día adecuado y a una hora en que la temperatura sea casi constante (por lo general, en un día nublado y ventoso), o bien en comparar las lecturas mínimas de la gráfica del termógrafo con la lectura del termómetro de mínima colocado en la misma garita. Seguidamente, pueden efectuarse los ajustes necesarios mediante el tornillo de regulación.

2.3.6 *Correcciones*

Por lo general, los termógrafos no se entregan con certificados de corrección. Si las comprobaciones efectuadas en la estación indican que el instrumento tiene demasiados errores, y no es posible corregirlos *in situ*, deberá enviarse el instrumento a un laboratorio de calibración apropiado para su reparación y recalibrado.

2.3.7 *Mantenimiento*

El mantenimiento de rutina consistirá en inspeccionar el estado general externo, el juego de las articulaciones, la inclinación del brazo registrador, el ajuste del lapicero y el ángulo entre el brazo amplificador y el brazo registrador. Estos exámenes deberán realizarse de conformidad con las recomendaciones del fabricante. En general, la hélice deberá manipularse con cuidado para evitar que sufra daños mecánicos, y mantenerse limpia. Las articulaciones del vástago también deberán mantenerse limpias y lubricarse periódicamente con una pequeña cantidad de lubricante de relojes. La mecánica del instrumento es muy simple y, si se adoptan las precauciones adecuadas para que la fricción sea mínima y para evitar la corrosión, deberá prestar un buen servicio.

2.4 *Termómetros eléctricos*

2.4.1 *Descripción general*

Los instrumentos eléctricos se utilizan mucho actualmente en meteorología para medir temperaturas. Su virtud principal estriba en su capacidad de proporcionar una señal de salida adecuada para indicar, registrar, almacenar o transmitir de datos de temperatura a distancia. Los sensores más frecuentemente utilizados son resistencias eléctricas, semiconductores (termistores) y termopares.

2.4.1.1 *TERMÓMETROS DE RESISTENCIA ELÉCTRICA*

Una de las maneras de representar la temperatura consiste en medir la resistencia eléctrica de un material cuando ésta varía de forma conocida con la temperatura de dicho material.

Para pequeñas variaciones de la temperatura, el aumento de la resistencia de los metales puros es proporcional al cambio de la temperatura, según expresa la ecuación 2.2:

$$R_T = R_0 [1 + \alpha (T - T_0)] \quad (2.2)$$

donde $(T - T_0)$ es pequeño, R_T es la resistencia de una determinada cantidad del metal a la temperatura de T expresada en kelvins, R_0 es su resistencia a la temperatura de referencia T_0 , y α es el coeficiente de temperatura de la resistencia en las proximidades de T_0 .

Tomando 0°C como temperatura de referencia, la ecuación 2.2 se convierte en:

$$R_T = R_0 (1 + \alpha \cdot t) \quad (2.3)$$

Para cambios de temperatura mayores y para ciertas aleaciones metálicas, la ecuación 2.4 expresa esta relación con mayor exactitud:

$$R_T = R_0 [1 + \alpha (T - T_0) + \beta (T - T_0)^2] \quad (2.4)$$

Tomando 0°C como temperatura de referencia, la ecuación 2.4 vendrá expresada como:

$$R_T = R_0 (1 + \alpha \cdot t + \beta \cdot t^2) \quad (2.5)$$

Estas ecuaciones expresan la variación proporcional de la resistencia de un termómetro real, de tal modo que los valores de los coeficientes α y β pueden obtenerse por calibración del termómetro de que se trate.

Un buen termómetro de resistencia metálica satisfará los requisitos siguientes:

- sus propiedades físicas y químicas permanecerán invariables en toda la gama de mediciones de temperatura;
- su resistencia aumentará constante a medida que aumente la temperatura, sin interrupción a lo largo de la gama de mediciones;
- influencias externas tales como la humedad, la corrosión o las deformaciones físicas no alterarán su resistencia de manera apreciable;
- sus características se mantendrán inalteradas durante al menos dos años;
- su resistencia y coeficiente térmico deberán ser suficientemente amplios como para ser utilizados en un circuito de medición.

El platino puro es el material que mejor satisface estos requisitos. Por ello, se utiliza en los termómetros patrones primarios necesarios para transmitir los valores ITS-90 entre distintos lugares de emplazamiento de instrumentos. Para patrones secundarios, el cobre es un material adecuado.

En la práctica, los termómetros se someten a envejecimiento artificial antes de su utilización, y los destinados a fines meteorológicos suelen estar hechos de aleaciones de platino, níquel o cobre (y, ocasionalmente, tungsteno). Lo normal es que estén herméticamente sellados con vidrio o cerámica. Sin embargo, su constante de tiempo es menor que la de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio.

2.4.1.2 TERMÓMETROS DE SEMICONDUCTOR

Otro tipo de elemento de resistencia habitualmente utilizado es el termistor. Se trata de un semiconductor con un coeficiente térmico de resistencia relativamente elevado, que puede ser positivo o negativo, según el material. Las mezclas de óxidos metálicos sinterizados son adecuadas para fabricar termistores, por lo general en forma de pequeños discos, varillas o esferas, y a menudo recubiertos de vidrio. El valor de la temperatura en función de la resistencia, R , del termistor viene expresado, por la ecuación 2.6:

$$R = a \exp (b/T) \quad (2.6)$$

donde a y b son constantes, y T es la temperatura del termistor expresada en kelvins.

Desde un punto de vista termométrico, los termistores presentan las ventajas siguientes:

- su elevado coeficiente térmico de resistencia permite reducir el voltaje aplicado a través de un puente de resistencia y obtener a la vez la misma sensibilidad, reduciendo de ese modo, o incluso eliminando, la necesidad de tener en cuenta la resistencia de los conductores y sus variaciones;
- sus elementos pueden fabricarse de muy pequeño tamaño, de modo que su baja capacidad térmica implique una constante de tiempo baja. Sin embargo, los termistores muy pequeños, cuya capacidad térmica es baja, presentan la desventaja de que, para un valor de disipación dado, el efecto de auto-calentamiento es mayor que para los termómetros grandes. Por ello, habrá que cuidar de que la disipación de energía sea baja.

La resistencia de un termistor típico varía en un factor de 100 ó 200 en la gama de temperaturas de -40°C a 40°C .

2.4.1.3 TERMOPARES

En 1821, Seebeck descubrió que en el punto de contacto entre dos metales diferentes se generaba una pequeña fuerza electromotriz. Si se construye un circuito simple con dos metales y con el punto de reunión entre éstos a una misma temperatura, la fuerza electromotriz resultante será nula, ya que las dos fuerzas electromotrices generadas, una en cada unión, serán exactamente opuestas y se anularán entre sí. Si se altera la temperatura de una de las uniones, las dos fuerzas ya no se cancelarán, y se obtendrá una fuerza electromotriz neta en el circuito; es decir, pasará corriente. Cuando haya varias uniones, la fuerza electromotriz resultante será la suma algebraica de las distintas fuerzas electromotrices. La magnitud y el signo de la fuerza electromotriz de contacto que se establece en una cualquiera de las uniones dependerá de los tipos de metales unidos y de la temperatura del punto de unión, y podría representarse empíricamente, para dos metales cualesquiera, mediante la expresión:

$$(E_T - E_s) = \alpha (T - T_s) + \beta (T - T_s)^2 \quad (2.7)$$

donde E_T es la fuerza electromotriz de contacto a una temperatura T , y E_S es la fuerza electromotriz a una temperatura patrón T_S , siendo α y β constantes. Si hubiera dos uniones a temperaturas T_1 y T_2 , la fuerza electromotriz neta E_n (la fuerza electromotriz térmica) vendrá expresada por $(E_1 - E_2)$, donde E_1 es la fuerza electromotriz a la temperatura T_1 , y E_2 es la fuerza electromotriz de contacto a la temperatura T_2 . El valor E_n puede representarse también mediante una fórmula cuadrática del tipo indicado para $(E_T - E_S)$ con una buena aproximación:

$$E_n = E_1 - E_2 \quad (2.8)$$

$$E_n = a(T_1 - T_2) + b(T_1 - T_2)^2 \quad (2.9)$$

donde a y b son constantes para los dos metales en cuestión. Para la mayoría de los fines meteorológicos, generalmente se puede prescindir del valor de b , ya que es siempre pequeño en comparación con a .

Los termopares se construyen soldando entre sí hilos de los distintos metales que se utilicen. Estas uniones pueden llegar a ser muy pequeñas, y tener una capacidad calorífica despreciable.

Para medir temperaturas se medirá la fuerza electromotriz generada cuando una de las uniones se mantiene a una temperatura patrón conocida, dejando que la otra alcance la temperatura requerida. Mediante una calibración previa del sistema, puede establecerse una relación directa entre esta fuerza electromotriz y la diferencia de temperatura entre las dos uniones, con lo cual la temperatura desconocida se calcula sumando algebraicamente esa diferencia a la temperatura patrón conocida.

En meteorología, los termopares se utilizan mayormente cuando se necesita un termómetro con una constante de tiempo muy pequeña, del orden de uno o dos segundos, que permita leer y registrar los valores a distancia, por lo general para tareas de investigación especiales. Cuando se desea conocer la temperatura absoluta, uno de los inconvenientes es que se necesita un recinto a temperatura constante tanto para la unión en frío como para los aparatos auxiliares destinados a medir la fuerza electromotriz generada; los termopares son especialmente útiles para medir diferencias de temperatura, ya que este tipo de situaciones no plantean este inconveniente. Con un aparato suficientemente sensible podrá lograrse una precisión muy alta, pero será necesario efectuar calibraciones frecuentes. Las combinaciones cobre/constantán o hierro/constantán son adecuadas para las tareas meteorológicas, dado que la fuerza electromotriz que producen por grado Celsius es más alta que la que pueden generar los metales más raros y costosos, que la que pueden generar utilizarse a altas temperaturas.

2.4.2 Procedimientos de medición

2.4.2.1 RESISTENCIAS ELÉCTRICAS Y TERMISTORES

Los termómetros de resistencia eléctrica y de termistor pueden conectarse a muy distintos tipos de circuitos de medición eléctricos, muchos de los cuales son variaciones

de circuitos de puente de resistencia, equilibrados o no. Para efectuar la medición en un puente equilibrado, se ajusta un potenciómetro de precisión hasta que deje de pasar corriente por un indicador; la posición del brazo del potenciómetro estará relacionada con la temperatura. En un puente no equilibrado, puede medirse la corriente de desequilibrio mediante un galvanómetro; ésta, sin embargo, no es simplemente una función de la temperatura, sino que depende en parte de otros efectos. Una alternativa que evita esta situación consiste en utilizar una fuente de corriente constante para alimentar el puente y para medir el voltaje de desequilibrio, a fin de obtener la lectura de la temperatura.

En el caso de la medición a distancia, habrá que tener en cuenta que el hilo que conecta el termómetro de resistencia con el puente tiene también una resistencia que varía en función de la temperatura. Para evitar estos errores pueden adoptarse las precauciones adecuadas.

Los voltímetros digitales pueden utilizarse juntamente con una fuente de corriente constante para medir la caída de tensión por efecto de la temperatura a lo largo del elemento que constituye el termómetro; la señal de salida puede proporcionalizarse directamente para obtener la temperatura. Asimismo, esta señal puede almacenarse o transmitirse sin pérdida de exactitud, a fin de ser utilizada más adelante. Si se desea, la señal de salida de los voltímetros digitales puede convertirse de nuevo en un voltaje analógico, por ejemplo, para alimentar un dispositivo registrador.

2.4.2.2 TERMOPARES

Existen dos métodos principales para medir la fuerza electromotriz producida por los termopares:

- mediendo la corriente producida en el circuito con un galvanómetro sensible; y
- equilibrando la fuerza electromotriz termoeléctrica con una fuerza electromotriz conocida, de manera que de hecho no fluya ninguna corriente por los termopares.

El método *a*) consiste en conectar directamente el galvanómetro en serie con las dos uniones. El método *b*) se utilizará, por lo general, cuando se requiera una exactitud de medición superior a 0,5 por ciento. Este procedimiento no dependerá de la magnitud, ni de los cambios de la resistencia de la línea, ya que en el estado equilibrado no fluye corriente alguna.

2.4.3 Exposición y emplazamiento

Las condiciones requeridas para la exposición y emplazamiento de los termómetros eléctricos serán, por lo general, las mismas que para los termómetros de líquido encapsulado en vidrio (véase la sección 2.2.3). Algunas excepciones son:

- la medición de valores extremos. Si el termómetro eléctrico está conectado a un sistema de registro de datos en funcionamiento constante, puede no ser necesario utilizar termómetros de máxima y de mínima por separado;

- b) la medición de temperaturas de superficie. Las propiedades radiativas de los termómetros eléctricos serán diferentes de la de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Por consiguiente, los termómetros eléctricos expuestos como termómetros de mínima del césped (u otros tipos de superficie) registrarán valores diferentes de los termómetros convencionales expuestos en condiciones análogas. Estas diferencias podrán reducirse al mínimo instalando el termómetro eléctrico en el interior de una cobertura de vidrio;
- c) la medición de temperaturas del suelo. Los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, en tubos de acero en posición vertical son bastante inadecuados para medir la variación diurna de la temperatura del suelo. Pueden obtenerse lecturas mucho más representativas colocando termómetros eléctricos en clavijas de latón insertadas, a la profundidad adecuada en una cara vertical de una excavación hecha en el suelo exenta de perturbaciones. Las conexiones eléctricas se sacan al exterior de la excavación, a través de tubos de plástico, rellenándose a continuación aquélla de modo que se restablezcan, en la medida de lo posible, los estratos y las características de drenaje originales.

2.4.4 Fuentes de error

2.4.4.1 RESISTENCIAS ELÉCTRICAS Y TERMISTORES

Las principales causas de error en una medición de temperatura realizada mediante termómetros de resistencia eléctrica son:

- a) autocalentamiento del termómetro;
- b) inadecuada compensación de la resistencia del conductor;
- c) inadecuada compensación de las relaciones no lineales en el sensor o en el instrumento procesador;
- d) cambios bruscos de la resistencias de contacto de los conmutadores.

Se produce autocalentamiento porque el paso de corriente por la resistencia genera calor, haciendo que la temperatura del termómetro se eleve por encima de la del medio circundante.

La resistencia de los conductores de conexión introducirá un error en la lectura de la temperatura, que será tanto mayor cuanto más largos sean los conductores, por ejemplo, cuando el termómetro de resistencia esté situado a cierta distancia del instrumento de medición; los errores de lectura variarán también con los cambios de temperatura de los cables. Estos errores pueden compensarse utilizando conductores adicionales, resistores estabilizadores, o una red de puentes apropiada.

Ni el termómetro de resistencia eléctrica ni el termistor son lineales a lo largo de una gama de temperaturas amplia, pero pueden arrojar un resultado aproximadamente lineal si la gama es limitada. Así pues, habrá que compensar esa falta de linealidades. Esto es aplicable sobre todo a los termistores, a fin de obtener

una gama de valores de medición utilizable en meteorología.

Con el envejecimiento, la resistencia de contacto de los conmutadores puede experimentar cambios repentinos. Estos cambios pueden ser variables y pasar inadvertidos, a menos que se realicen regularmente calibraciones del sistema (véase la sección 2.4.5).

2.4.4.2 TERMOPARES

Las causas principales de error cuando se mide la temperatura mediante un termopar son:

- a) cambios en las resistencias de los conectores provocados por la temperatura. Este efecto puede reducirse al mínimo si los conductores son lo más cortos y compactos posible, y se los mantienen bien aislados;
 - b) conducción originada en la unión a lo largo del conductor cuando existe un gradiente térmico en las proximidades del punto de medición de la temperatura;
 - c) fuerzas electromotrices secundarias erráticas de origen térmico, producidas por la utilización de metales diferentes de los del termopar en el circuito de conexión. Por consiguiente, las diferencias de temperatura en el resto del circuito deberán ser lo más pequeñas posible; esto último es especialmente importante cuando las fuerzas electromotrices que se han de medir son pequeñas (para lo cual, será necesario realizar recalibraciones periódicas);
 - d) corrientes de fugas que pueden producirse desde circuitos de potencia cercanos. Este efecto puede reducirse a un mínimo mediante un blindaje adecuado de los conductores;
 - e) corrientes galvánicas que pueden producirse si se humedecen los conductores o las uniones;
 - f) cambios de temperatura del galvanómetro que alteran sus características (fundamentalmente, modificando su resistencia). Este cambio no afectará en absoluto a las lecturas efectuadas mediante potenciómetro, aunque sí a los instrumentos de lectura directa. Este efecto puede reducirse al mínimo manteniendo la temperatura del galvanómetro lo más cercana posible a la temperatura a la que fue calibrado el circuito;
 - g) cambios de la fuerza electromotriz de la pila patrón con respecto a la cual se ajusta la corriente del potenciómetro, y cambios en la corriente del potenciómetro entre un ajuste y el siguiente, que en las mediciones realizadas mediante potenciómetro producirán los consiguientes errores en el valor medido de la fuerza electromotriz. Por lo general, estos errores serán pequeños, a condición de que se trate correctamente la pila patrón y se introduzcan ajustes en la corriente del potenciómetro inmediatamente antes de efectuar una medición de la temperatura.
- Los errores de tipo *a)* y *f)* ponen de relieve la mayor fiabilidad del método potenciométrico cuando se requiere un alto grado de precisión.

2.4.5 *Comparación y calibración*

2.4.5.1 RESISTENCIAS ELÉCTRICAS Y TERMISTORES

Las técnicas y procedimientos básicos para la calibración en laboratorio y para la comprobación en condiciones reales de los termómetros eléctricos serán las mismas que las usadas en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio (véase la sección 2.2.5). En general, sin embargo, no será posible trasladar hasta un recinto interior los termómetros de resistencia, ya que los conductores eléctricos normales del termómetro deberán someterse también a comprobación. Así pues, las comprobaciones tendrán que efectuarse con los termómetros en el interior de la garita. Será difícil una mediciones comparativas precisas de las temperaturas indicadas por el termómetro eléctrico respecto de un termómetro de referencia de mercurio en cápsula de vidrio, o de un termómetro de resistencia que indique la temperatura local, a menos que haya dos observadores. Dado que el instrumento de medición es parte integrante del termómetro eléctrico, su calibración puede comprobarse sustituyendo el termómetro de resistencia por una caja de resistencia decádica de precisión, y aplicando el equivalente en resistencia a unos incrementos de temperatura fijos de 5 K por encima de la gama operativa de temperaturas. En cualquier punto, el error no deberá exceder de 0,1 K. Normalmente, esta operación deberá ser realizada por un técnico.

2.4.5.2 TERMOPARES

Para la calibración y comprobación de los termopares es preciso mantener las funciones en caliente y en frío a temperaturas conocidas con exactitud. Las técnicas e instrumentos necesarios para realizar este trabajo suelen ser muy especializadas, y no se describirán en el presente texto.

2.4.6 *Correcciones*

Cuando se entreguen por primera vez, los termómetros eléctricos irán acompañados de:

- a) un certificado fechado que confirme el cumplimiento de la norma apropiada; o bien:
- b) un certificado de calibración fechado que indique la resistencia real en determinados puntos fijos de la gama de temperaturas. Estas resistencias deberán utilizarse cuando se compruebe la precisión del instrumento de medición o de la interfaz del sistema antes durante el funcionamiento. En términos generales, la diferencia entre el valor efectivo de la resistencia y el valor nominal no será superior al equivalente de un error de temperatura de 0,1 o 0,2 K.

2.4.7 *Mantenimiento*

En las comprobaciones regulares que se efectúen sobre el terreno se detectarán cualesquiera cambios que se hubieran producido en la calibración del sistema. Estos podrían ser causados por una alteración de las características eléctricas del termómetro durante largos períodos,

por el deterioro de los cables eléctricos o de sus conexiones, por una variación de la resistencia de contacto de los conmutadores, o por cambios en las características eléctricas del equipo de medición. Para determinar el origen exacto y la manera de corregir esos errores se necesitará equipo adecuado y formación especializada, y la tarea deberá encomendarse a un técnico de mantenimiento.

2.5 *Protección contra de radiaciones*

En la medida de lo posible, las protecciones o garitas contra radiaciones deberán estar diseñadas de modo que proporcionen un recinto con una temperatura interna uniforme e igual a la del aire circundante. Deberán rodear completamente el termómetro, y protegerlo del calor radiante y de la precipitación. Los mejores resultados se obtienen mediante ventilación forzada, dirigiendo aire hacia el termómetro con un ventilador; en este caso, protección podrá ser de metal altamente pulimentado, aunque sería preferible un material aislante térmico. Si el sistema utiliza ventilación natural deberá utilizarse un material aislante térmico.

2.5.1 *Garitas de persiana*

Los distintos tipos de garitas de persiana se basan, en su mayoría, en la ventilación natural. Las paredes de la garita deberán ser, preferiblemente, de doble rejilla, y la base de listones entrelazados, aunque hay otros tipos de construcción que cumplen los requisitos mencionados. El techo deberá ser de dos capas, dispuestas de tal modo que el espacio entre éstas pueda ventilarse. En climas fríos, y habida cuenta de la elevada reflectividad de la nieve (hasta un 88 por ciento), la garita debería estar provista también de un doble suelo. Al mismo tiempo, el suelo debería ser fácilmente abatible o basculante, a fin de poder evacuar la nieve que pudiera entrar en caso de tormenta.

El tamaño y la construcción de la garita deberán ser tales que mantengan la capacidad calorífica lo más baja posible y dejen suficiente espacio entre los instrumentos y las paredes. Esta condición excluye toda posibilidad de contacto directo entre los elementos sensores y las paredes, y es particularmente importante en los trópicos, donde la insolación puede llegar a calentar las caras laterales hasta el punto de crear gradientes de temperatura apreciables en la garita. Deberá evitarse también el contacto directo entre los elementos sensores y el soporte del termómetro. La garita deberá estar pintada por dentro y por fuera con pintura blanca no higroscópica.

Cuando hay dos paredes, la capa de aire entre ellas sirve para reducir la cantidad de calor que, de otro modo, pasaría de la cara externa al recinto interior, especialmente si la insolación es intensa. Cuando la intensidad del viento es considerable, el aire que hay entre las paredes se renueva continuamente, disminuyendo con ello aún más la transmisión de calor desde las paredes externas hacia el interior.

La libre circulación de aire a través de la garita coadyuva a que la temperatura de la pared interior se

adapte a los cambios del aire del ambiente. De este modo, la pared interior ejercerá una menor influencia sobre la temperatura del termómetro. Además, la libre circulación de aire en el interior de la garita permite al termómetro adaptarse a los cambios del aire circundante con mayor rapidez que si sólo hubiera intercambios radiativos. Sin embargo, el aire que circula a través de la garita permanece un tiempo limitado en contacto con las paredes exteriores, lo cual puede llegar a alterar su temperatura. Este efecto resulta apreciable cuando el viento es suave y la temperatura de la pared exterior es muy diferente de la temperatura del aire. Así, cabe esperar que la temperatura del aire en una garita sea mayor que la temperatura verdadera del aire en días de sol intenso y aire calmado, y ligeramente menor en noches despejadas y calmadas, con un posible error de hasta 2,5 K y -0,5 K, respectivamente, en casos extremos. Pueden producirse errores adicionales por efecto del enfriamiento causado por la evaporación en una garita húmeda después de la lluvia. Todos estos errores influyen también directamente en las lecturas de otros instrumentos situados dentro de la garita, por ejemplo higrómetros, evaporímetros, etc.

Los errores debidos a variaciones de la ventilación natural pueden reducirse dotando la garita de un sistema de ventilación forzada, adecuadamente diseñado, que mantenga un caudal de ventilación constante y conocido, al menos a velocidades del viento bajas. Al diseñar estos sistemas, convendrá poner cuidado en que el calor del ventilador u otros motores eléctricos no afecte a la temperatura de la garita.

Por lo general se necesita sólo una puerta, y la garita estará situada de modo que el sol no dé sobre los termómetros cuando la puerta está abierta en el momento de la observación. En los trópicos, será necesario utilizar dos puertas para periodos del año diferentes. Análogamente, en las regiones polares (en que el sol está muy inclinado) habrá que adoptar precauciones para proteger el interior de la garita de los rayos directos del sol, o bien situándola en la sombra, o bien instalando la garita sobre un soporte de forma que aquélla pueda ser girada hasta un ángulo apropiado mientras la puerta esté abierta para efectuar las lecturas.

Aunque la mayoría de las garitas están hechas todavía de madera, algunos diseños recientes que utilizan materiales plásticos ofrecen una mayor protección frente a los efectos de la radiación, ya que mejoran el diseño de la persiana y facilitan la circulación del aire. En cualquier caso, la garita y el soporte deberán estar hechos de materiales robustos y estar firmemente instalados a fin de que los errores en las lecturas máxima y mínima de los termómetros por efecto de la vibración

del viento sean mínimos. En algunas áreas en que la vibración del viento no puede amortiguarse completamente, se recomienda instalar un soporte de fijación elástico. La cubierta del suelo bajo la garita debería ser de hierba o, en los lugares en que ésta no crezca, la superficie natural del lugar.

La garita debiera mantenerse limpia y pintarse con regularidad; en muchos lugares, suele ser suficiente con volver a pintarla una vez cada dos años, pero en áreas con contaminación atmosférica podría ser necesario hacerlo al menos una vez al año.

2.5.2 *Otras protecciones ventiladas artificialmente*

La principal alternativa a la exposición en una garita de regilla, ya sea con ventilación natural o artificial, consiste en proteger el bulbo de la radiación directa colocándolo en el eje de dos protecciones cilíndricas concéntricas y produciendo una corriente de aire (de una velocidad de entre 2.5 y 10 m s⁻¹) entre ellas, alejada del bulbo del termómetro. Este tipo de exposición es normal en los psicrómetros de aspiración (véase el Capítulo 4 de la Parte I). En principio, las protecciones deberán ser de un material aislante térmico, aunque en los psicrómetros Assmann son de un metal muy pulimentado, a fin de reducir la absorción de la radiación solar. La protección interior se mantiene en contacto con una corriente de aire sobre ambas caras, de modo que su temperatura, y por consiguiente la del termómetro, pueda asemejarse mucho a la del aire. Las protecciones de este tipo suelen descansar sobre su soporte con el eje en posición vertical; la cantidad de radiación directa que penetra desde el suelo a través de la base es pequeña, y puede reducirse ampliando considerablemente la base de las protecciones bajo el bulbo del termómetro. Cuando exista ventilación artificial producida por un ventilador eléctrico, habrá que poner cuidado en evitar que el calor del motor y del ventilador llegue a los termómetros.

En el diseño del psicrómetro de referencia de la OMM se tienen adecuadamente en cuenta los efectos de la radiación y el uso de ventilación artificial y de protecciones, a fin de que el termómetro esté en equilibrio a la temperatura verdadera del aire (véase el Capítulo 4 de la Parte I).

Referencias

- Jones, E. B., 1992: *Jones's Instrument Technology*. Volumen 2: Measurement of temperature and chemical composition, Cuarta edición, Butterworths-Heinemann, Oxford.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Measurements of Air Temperature and Humidity* (R. G. Wylie y T. Lalas). Technical Note No. 194, WMO-No. 759, Ginebra.

ANEXO

DETERMINACIÓN DE LOS PUNTOS FIJOS DE LA ESCALA INTERNACIONAL DE TEMPERATURA (ITS)-90

Los puntos fijos de la ITS-90 que revisten interés para las mediciones meteorológicas aparecen indicados en el Cuadro 1, mientras que los puntos de referencia secundarios figuran en el Cuadro 2.

La interpolación de valores entre los puntos fijos se realiza típicamente mediante fórmulas que establecen la relación entre las indicaciones de los instrumentos patrón y los valores de la ITS-90. El instrumento patrón utilizado entre -259,34°C y 630,74°C es un termómetro de resistencia de platino para el cual la relación de resistencia R_{100}/R_0 es igual a 1,385 0; R_{100} es la resistencia a 100°C, y R_0 es la resistencia a 0°C.

Entre 0°C y 630,74°C, el valor de la resistencia a la temperatura t vendrá dado por la ecuación:

$$R_t = R_0 (1 + A \cdot t + B \cdot t^2) \quad (1)$$

donde R_t es la resistencia de un hilo de platino a la temperatura t , R_0 es su resistencia a 0°C, y A y B son constantes cuyo valor se obtiene de las mediciones del valor R_t a las temperaturas del punto de ebullición del agua y del punto de congelación del zinc.

Entre -189,344 2 y 0°C, la resistencia a la temperatura t viene dada por la ecuación:

$$R_t = R_0 (1 + A \cdot t + B \cdot t^2 + C \cdot (t-100) \cdot t^3) \quad (2)$$

donde R_t , R_0 , A y B se determinarán de la misma manera que en la ecuación (1), y C se obtendrá mediante una medición a la temperatura del punto de ebullición del oxígeno.

CUADRO 1
Determinación de los puntos fijos en la ITS

Estado de equilibrio	Valor asignado en la ITS	
	K	°C
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del argón (punto triple del argón)	83,805 8	-189,344 2
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del mercurio (punto triple del mercurio)	234,315 6	-38,834 4
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del agua (punto triple del agua)	273,16	0,01
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del galio (punto de congelación del galio)	302,914 6	29,764 6
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del indio (punto de congelación del indio)	429,748 5	156,598 5

CUADRO 2
Puntos de referencia secundarios y sus temperaturas en la ITS

Estado de equilibrio	Valor asignado en la ITS	
	K	°C
Equilibrio entre las fases sólida y de vapor del dióxido de carbono (punto de sublimación del dióxido de carbono) a la presión atmosférica patrón p_0 (1 013,25 hPa). La temperatura t como función de la presión de vapor del dióxido de carbono viene dada por la ecuación: $t = [1,210\ 36 \times 10^{-2} (p-p_0) - 8,912\ 26 \times 10^{-6} (p-p_0)^2 - 78,464]^\circ\text{C}$ donde p es la presión atmosférica en hPa, en la gama de temperaturas de 194 a 195 K	194,686	-78,464
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del mercurio (punto de congelación del mercurio) a la presión atmosférica patrón	234,296	-38,854
Equilibrio entre el hielo y el agua saturada de aire (punto de hielo) a la presión atmosférica patrón	273,15	0,00
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del fenoxibenceno (difenil éter) (punto triple del fenoxibenceno)	300,014	26,864

CAPÍTULO 3 — MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

		<i>Página</i>
3.1	Generalidades.....	I.3-1
3.1.1	Definición	I.3-1
3.1.2	Unidades y escalas	I.3-1
3.1.3	Requisitos meteorológicos	I.3-1
3.1.4	Métodos de medición y observación.....	I.3-2
3.2	Barómetros de mercurio.....	I.3-3
3.2.1	Requisitos de construcción	I.3-3
3.2.2	Requisitos generales.....	I.3-3
3.2.3	Condiciones normales.....	I.3-3
3.2.3.1	Temperatura y densidad normales del mercurio	I.3-3
3.2.3.2	Gravedad normal.....	I.3-3
3.2.4	Lectura de los barómetros de mercurio.....	I.3-4
3.2.4.1	Exactitud de las lecturas.....	I.3-4
3.2.4.2	Cambios en la corrección del índice	I.3-4
3.2.4.3	Cambios permisibles en la corrección del índice.....	I.3-4
3.2.5	Correcciones de las lecturas del barómetro en condiciones normales	I.3-5
3.2.6	Errores y fallos de los barómetros de mercurio	I.3-5
3.2.6.1	Incertidumbres en la temperatura del instrumento.....	I.3-5
3.2.6.2	Vacío imperfecto de la cámara barométrica.....	I.3-5
3.2.6.3	Depresión capilar de las superficies del mercurio	I.3-5
3.2.6.4	Falta de verticalidad	I.3-5
3.2.6.5	Exactitud general de las lecturas de presión corregidas.....	I.3-5
3.2.7	Medidas de seguridad para el manejo del mercurio.....	I.3-6
3.2.7.1	Derrames y tratamiento de los desechos de mercurio.....	I.3-6
3.2.7.2	Incendio.....	I.3-7
3.2.7.3	Transporte	I.3-7
3.3	Barómetros electrónicos.....	I.3-7
3.3.1	Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula anerode.....	I.3-7
3.3.2	Barómetros digitales piezorresistivos	I.3-8
3.3.3	Barómetros de resonador cilíndrico	I.3-8
3.3.4	Lectura de los barómetros electrónicos.....	I.3-8
3.3.5	Errores y fallos de los barómetros electrónicos	I.3-9
3.3.5.1	Deriva de calibración	I.3-9
3.3.5.2	Temperatura	I.3-9
3.3.5.3	Interferencias eléctricas	I.3-9
3.3.5.4	Naturaleza del funcionamiento	I.3-9
3.4	Barómetros aneroides.....	I.3-9
3.4.1	Requisitos de construcción	I.3-9
3.4.2	Requisitos de exactitud	I.3-10
3.4.3	Lectura de los barómetros aneroides.....	I.3-10
3.4.3.1	Exactitud de las lecturas.....	I.3-10
3.4.3.2	Correcciones aplicadas a los barómetros aneroides.....	I.3-10
3.4.4	Errores y fallos de los barómetros aneroides	I.3-10
3.4.4.1	Compensación incompleta respecto de la temperatura	I.3-10
3.4.4.2	Errores de elasticidad.....	I.3-10
3.5	Barógrafos.....	I.3-10
3.5.1	Requisitos generales.....	I.3-10
3.5.2	Construcción de barógrafos	I.3-11
3.5.3	Fuentes de error e inexactitud.....	I.3-11
3.5.4	Adelantos	I.3-11
3.5.5	Lectura del barógrafo.....	I.3-11
3.5.5.1	Exactitud de las lecturas.....	I.3-11
3.5.5.2	Correcciones que se aplicarán a las lecturas	I.3-11
3.6	Barómetros de tubo de Bourdon	I.3-11

	<i>Página</i>
3.7	Cambio barométrico..... I.3-11
3.8	Requisitos generales de exposición I.3-12
3.8.1	Efectos del viento..... I.3-12
3.8.2	Efectos del aire acondicionado I.3-12
3.9	Exposición de los barómetros I.3-12
3.9.1	Exposición de los barómetros de mercurio..... I.3-12
3.9.2	Exposición de los barómetros electrónicos..... I.3-13
3.9.3	Exposición de los barómetros aneroides I.3-13
3.9.4	Exposición de los barógrafos I.3-13
3.10	Comparación, calibración y mantenimiento I.3-13
3.10.1	Requisitos generales para la comparación entre barómetros I.3-13
3.10.2	Equipo utilizado en las comparaciones de barómetros I.3-14
3.10.2.1	Barómetro patrón primario I.3-14
3.10.2.2	Barómetro patrón de trabajo I.3-14
3.10.2.3	Barómetro patrón itinerante I.3-14
3.10.2.4	Especificaciones de los barómetros de mercurio portátiles (categoría P)..... I.3-14
3.10.2.5	Especificaciones de los barómetros electrónicos portátiles (como de categoría P) I.3-14
3.10.3	Comparación de barómetros I.3-15
3.10.3.1	Comparación internacional de barómetros I.3-15
3.10.3.2	Inspección de los barómetros de estación..... I.3-15
3.10.3.3	Procedimientos de comparación de los barómetros de mercurio..... I.3-15
3.10.3.4	Verificación de los barómetros electrónicos I.3-15
3.10.4	Procedimiento general recomendado para comparar barómetros ubicados en emplazamientos diferentes..... I.3-16
3.10.5	Comparación regional de barómetros I.3-17
3.10.5.1	Nomenclatura y símbolos I.3-17
3.10.5.2	Sistema de comparación interregional I.3-17
3.10.5.3	Sistema de comparación internacional dentro de una Región I.3-17
3.11	Ajuste de las lecturas del barómetro a otros niveles I.3-17
3.11.1	Niveles normalizados..... I.3-18
3.11.2	Estaciones a nivel bajo..... I.3-18
Referencias I.3-18
Anexo 3.A	Corrección de las lecturas del barómetro en condiciones normales I.3-19
Anexo 3.B	Barómetros patrón a nivel regional I.3-22

CAPÍTULO 3

MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

3.1 Generalidades

3.1.1 Definición

La presión atmosférica en una superficie dada es la fuerza por unidad de área que ejerce sobre dicha superficie el peso de la atmósfera que está encima. La presión es, pues, igual al peso de una columna vertical de aire sobre la superficie que se extiende horizontalmente; y llega hasta el límite exterior de la atmósfera.

3.1.2 Unidades y escalas

La unidad de presión básica para las mediciones de presión atmosférica es el Pascal [Pa] (o newton por metro cuadrado). Es práctica aceptada añadir el prefijo "hecto" a esta unidad cuando se registra la presión con fines meteorológicos, lo que hace que el hectopascal [hPa], que equivale a 100 Pa, sea la denominación preferida. Esto obedece, en gran medida, a que 1 hectopascal (hPa) equivale a 1 milibar [mbar], la unidad utilizada anteriormente.

Las escalas de todos los barómetros meteorológicos deberían estar graduadas en hPa. Muchos barómetros están graduados en "milímetros o pulgadas de mercurio en condiciones normales" – (mm Hg)_n o (in Hg)_n, respectivamente. Cuando resulte evidente por el contexto que prevalecen condiciones normales, se pueden utilizar las expresiones más breves "milímetro de mercurio" o "pulgada de mercurio". En esas condiciones normales, una columna de mercurio que tenga una altura a escala verdadera de 760 (mm Hg)_n ejerce una presión de 1 013,250 hPa.

Entonces, se aplican los factores de conversión siguientes:

$$1 \text{ hPa} = 0,750 \ 062 \text{ (mm Hg)}_n$$

$$1 \text{ (mm Hg)}_n = 1,333 \ 224 \text{ hPa}$$

En los casos en que se aplique la relación de cálculo convencional entre la pulgada y el milímetro, es decir 1 pulgada (inch) = 25,4 mm, se obtienen los factores de conversión siguientes:

$$1 \text{ hPa} = 0,029 \ 530 \text{ (in Hg)}_n$$

$$1 \text{ (inch Hg)}_n = 33,863 \ 9 \text{ hPa}$$

$$1 \text{ (mm Hg)}_n = 0,039 \ 370 \ 08 \text{ (in Hg)}_n$$

Las escalas de los barómetros de mercurio para fines meteorológicos se graduarán de tal manera que permitan obtener lecturas de la presión verdadera directamente en las unidades normalizadas, si todo el instrumento se mantiene a la temperatura normal de 0°C y el valor convencional de la gravedad es 9,806 65 m s⁻².

Los barómetros pueden tener más de una escala grabada, por ejemplo, hPa y mm Hg, o hPa y en Hg, siempre y cuando se los calibre correctamente en condiciones normales.

Los datos sobre la presión se expresarán, de preferencia, en hectopascales. En adelante, en este capítulo sólo se utilizará la unidad hectopascal.

3.1.3 Requisitos meteorológicos

Los campos de presión analizados son un requisito fundamental de la ciencia de la meteorología. Es imperativo que esos campos se definan con exactitud, puesto que conforman la base de todas las predicciones subsiguientes relativas al estado de la atmósfera. Las mediciones de la presión deben ser tan exactas como lo permita la tecnología, dentro de márgenes económicos realistas, y los procedimientos de medición y calibración han de ser uniformes en todo el mundo.

Las Comisiones de la OMM han fijado el nivel de exactitud necesario para que las mediciones de la presión satisfagan los requisitos de diversas aplicaciones meteorológicas, según se describe en el Capítulo 1 de la Parte 1. Los requisitos son:

Gama de medida: 920–1 080 hPa para instrumentos emplazados a nivel del mar, o a un nivel aproximado a éste, o una gama equivalente aplicable a presiones más bajas para las mayores elevaciones

Grado de exactitud requerido: 0,1 hPa

Resolución informada: 0,1 hPa

Constante de tiempo del sensor: 20 s

Tiempo para promediar los resultados 1 minuto

Se considera que los barómetros nuevos deben poder cumplir los requisitos referidos en un entorno estrictamente controlado como, por ejemplo, el de un laboratorio equipado adecuadamente. Esos requisitos determinan el grado de exactitud que deberán tener los barómetros antes de que se los instale en un entorno operativo.

Una vez instalados los barómetros en un entorno operativo, pueden surgir problemas concretos que impidan al Servicio meteorológico mantener ese grado de exactitud. De todos modos, el funcionamiento de un barómetro de estación de red operativa, calibrado con respecto a un barómetro patrón cuyo índice de error es conocido y permitido, se ajustará a los criterios siguientes:

Error máximo permitido a 1 000 hPa: ±0,3 hPa

Error máximo permitido a cualquier otra presión para un barómetro cuya gama de medida:

a) no descienda por debajo de 800 hPa: ±0,5 hPa

b) se extienda por debajo de 800 hPa: ±0,8 hPa

Diferencia entre errores en un intervalo de 100 hPa o menos: $\pm 0,3$ hpa

Los requisitos en materia de información sobre la presión atmosférica varían según los usuarios de la información meteorológica. La comunidad aeronáutica necesita reglajes de altímetro QNH y/o QFE, como se describe en (OMM, 1990) y en el Capítulo 2 de la Parte II. En (OMM, 1981) y (U.S. Weather Bureau, 1963) se describen los requisitos generales en materia de mediciones de la presión atmosférica.

3.1.4 *Métodos de medición y observación*

Por lo general, las mediciones de la presión atmosférica con fines meteorológicos se realizan mediante barómetros de mercurio, barómetros electrónicos y barómetros aneroides o hipsómetros. Este último tipo de instrumentos, cuyo funcionamiento se basa en la relación entre el punto de ebullición de un líquido y la presión atmosférica, ha sido hasta el momento de uso limitado, y por ello no se tratará con detenimiento en esta publicación. Un debate muy provechoso sobre el rendimiento de los barómetros digitales (la mayoría de los cuales tiene lector sonoro) se encuentra en OMM (1992).

Los instrumentos de medición de la presión con fines meteorológicos (barómetros) pueden utilizarse como instrumentos operativos para medir de la presión atmosférica si cumplen los requisitos siguientes:

- a) los instrumentos deben calibrarse o controlarse periódicamente con respecto a un barómetro patrón (de trabajo) mediante procedimientos aprobados. El lapso de tiempo entre dos calibraciones será suficientemente corto a fin de asegurar que el error de medición absoluto total cumplirá los requisitos relativos a la exactitud que figuran en este capítulo;
- b) toda variación de la exactitud (a plazo largo y corto) deberá ser muy inferior a los márgenes de tolerancia que se especifican en la sección 3.1.3. Cuando un instrumento haya mostrado en las calibraciones una tendencia a la deriva, sólo se lo podrá utilizar operativamente si el intervalo entre calibraciones es lo suficientemente corto para asegurar el grado de exactitud prescrito en todo momento;
- c) las lecturas del instrumento no se verán afectadas por variaciones de la temperatura. Los instrumentos serán idóneos sólo si:
 - i) los procedimientos para corregir las lecturas en función de la temperatura aseguran el grado de exactitud requerido; y/o
 - ii) el sensor de presión está instalado en un entorno cuya temperatura está estabilizada de forma que pueda conseguirse la exactitud requerida.

Algunos instrumentos miden la temperatura del sensor de presión para contrarrestar los efectos de la temperatura. Habrá que controlar y calibrar esas funciones de compensación cuando se efectúen las calibraciones normales;

- d) el instrumento se emplazará en un entorno cuyas condiciones exteriores no originen errores de medición. Esas condiciones exteriores están determinadas por el viento, la radiación, la temperatura, las vibraciones y los golpes, las fluctuaciones de la corriente eléctrica y los choques de presión. Se pondrá mucho cuidado al elegir la posición del instrumento, sobre todo si es un barómetro de mercurio. Es importante que los observadores meteorológicos conozcan a fondo la incidencia de esas condiciones, y puedan evaluar si alguna de ellas repercute o no en la exactitud de las lecturas del barómetro en uso;
- e) el instrumento será de lectura fácil y rápida, y su diseño asegurará que la desviación típica de las lecturas sea inferior a un tercio de la exactitud absoluta declarada;
- f) cuando la calibración del instrumento se deba realizar fuera de su emplazamiento, la forma de transporte del barómetro no deberá afectar a su estabilidad ni a su exactitud. Entre las causas que pueden alterar la calibración del barómetro se encuentran los golpes y vibraciones de tipo mecánico, las desviaciones de la vertical y las fluctuaciones de presión considerables, como las que se pueden producir durante el transporte aéreo.

La mayor parte de los barómetros de diseño moderno utilizan transductores, que transforman la respuesta del sensor en magnitudes relacionadas con la presión, que se procesan mediante los circuitos de integración eléctricos apropiados o los sistemas de acopio de datos con los adecuados algoritmos de suavizado. Resulta conveniente una constante de tiempo de unos 10 segundos (y en ningún caso superior a 20 segundos) para la mayoría de las aplicaciones sinópticas de los barómetros. En el caso del barómetro de mercurio, la constante de tiempo es generalmente irrelevante.

Hay varios métodos generales para medir la presión atmosférica, que se detallarán en los párrafos siguientes.

Tradicionalmente, el método de medición de la presión atmosférica más utilizado consiste en equilibrar esa presión con el peso de una columna de líquido. Por motivos diversos, la exactitud prescrita solo puede conseguirse convenientemente si el líquido es mercurio. En general, se considera que el barómetro de mercurio posee buena estabilidad y exactitud a largo plazo, pero está perdiendo popularidad frente al barómetro electrónico, de exactitud similar y de mayor facilidad de lectura.

Una membrana elástica, sujeta por los bordes, se deformará si se ejerce más presión en un lado que en otro. En la práctica, esto se consigue gracias a una cámara de metal cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y que contiene un muelle metálico fuerte que impide que la cámara se destruya debido a la presión atmosférica externa. Se aplican medios mecánicos o eléctricos para medir la deformación causada por la diferencia de presión entre el interior y el exterior de la cámara. Este es el principio del conocido barómetro anerode.

Se han desarrollado sensores de presión consistentes en cilindros de paredes finas de una aleación de níquel rodeados de vacío. La frecuencia de resonancia natural de esos cilindros varía como una función de la diferencia de presión entre el interior del cilindro, que está a la presión atmosférica ambiental, y el exterior del cilindro, mantenido como un vacío.

Se están utilizando cada vez con más frecuencia transductores de presión absoluta, que utilizan elemento de cristal de cuarzo. La presión ejercida por un fuelle flexible sobre la superficie del cristal origina sobre éste una fuerza de compresión. Las propiedades piezorresistivas del cristal permiten que la aplicación de presión modifique el equilibrio de un puente de Wheatstone activo. Al equilibrar el puente se puede determinar la presión con exactitud. Estos tipos de transductores de presión están casi exentos de efectos de histéresis.

El punto de ebullición de un líquido es una función de la presión a la que hierve. Una vez determinada esa función, se puede utilizar la temperatura de ebullición del líquido para determinar la presión atmosférica.

3.2 Barómetros de mercurio

3.2.1 Requisitos de construcción

El principio básico del barómetro de mercurio consiste en que la presión de la atmósfera se equilibre con el peso de una columna de mercurio. En algunos barómetros la columna de mercurio se pesa en una balanza, pero para los fines meteorológicos corrientes se mide la longitud de la columna de mercurio con una escala graduada en unidades de presión.

En las estaciones meteorológicas se utilizan varios tipos de barómetro de mercurio; entre los más utilizados cabe destacar el de cubeta fija y el de Fortin. La longitud que se ha de medir es la distancia comprendida entre el extremo superior de la columna de mercurio y la superficie del mercurio de la cubeta. Está claro que cualquier alteración que se produzca en la columna de mercurio irá acompañada de un cambio en el nivel del mercurio de la cubeta. En el barómetro de Fortin se puede enrasar el mercurio en la cubeta con un índice de marfil, cuyo extremo está situado en el indicador cero de la escala del barómetro. En los barómetros de cubeta fija, denominados con frecuencia barómetro de Kew (o de escala compensada), no se precisa un enrase del mercurio de la cubeta ya que la escala graduada se ha trazado de modo que compense los cambios de nivel del mercurio de la cubeta.

3.2.2 Requisitos generales

Los requisitos principales que ha de satisfacer un buen barómetro de mercurio de estación son los siguientes:

- su exactitud no deberá variar a lo largo de períodos prolongados de tiempo. En particular, sus efectos de histéresis serán reducidos;
- su lectura será fácil y rápida, y se procederá a las correcciones de todos los efectos conocidos. Los

observadores que efectúen esas correcciones conocerán su importancia, y determinarán cuándo su aplicación será correcta o, por lo contrario, alterará la exactitud de las lecturas;

- no deberá perder exactitud durante el transporte;
- el diámetro interior del tubo no será inferior a 7 mm; el diámetro preferido es 9 mm;
- el tubo se preparará y se llenará al vacío. La pureza del mercurio es muy importante. Será mercurio bidistilado, desengrasado, repetidamente lavado y filtrado;
- se grabará en el barómetro la temperatura real a la que se supone que la escala da lecturas correctas; en condiciones de gravedad normalizada, preferentemente; la escala se calibrará para que dé lecturas correctas a 0°C;
- los meniscos no serán planos, salvo cuando el diámetro interior del tubo sea grande (más de 20 mm);
- en los barómetros marinos, el error en cualquier punto no excederá de 0,5 hPa.

El tiempo de respuesta de los barómetros de mercurio de las estaciones terrestres es habitualmente muy corto en comparación con el de los barómetros marinos y el de los instrumentos de medición de la temperatura, la humedad y el viento.

3.2.3 Condiciones normales

Como la longitud de la columna de mercurio de un barómetro depende de otros factores, especialmente la temperatura y la gravedad, además de la presión atmosférica, es preciso especificar las condiciones normales en las cuales el barómetro debe, teóricamente, dar lecturas de presión verdaderas. En las convenciones barométricas internacionales se han estipulado las normas siguientes.

3.2.3.1 TEMPERATURA Y DENSIDAD NORMALES DEL MERCURIO

La temperatura normal a la que se reducen las lecturas del barómetro para eliminar los errores relacionados con los cambios de densidad del mercurio inducidos por la temperatura es 0°C.

Se considera que la densidad normal del mercurio a 0°C es $1,359\ 51 \cdot 10^4 \text{ kg m}^{-3}$; para calcular las presiones absolutas mediante la ecuación hidrostática, el mercurio de la columna de un barómetro se trata como un fluido incompresible.

La densidad del mercurio impuro es diferente de la del mercurio puro. Por ello, la utilización de mercurio impuro causará errores de lectura porque la presión indicada es proporcional a la densidad del mercurio.

3.2.3.2 GRAVEDAD NORMAL

Habrà que reducir las lecturas barométricas de las condiciones locales de aceleración de la gravedad, a la gravedad convencional normal. Se considera que el valor de la gravedad normal (g_n) es una constante convencional, $g_n = 9,806\ 65 \text{ m s}^{-2}$.

NOTA: La necesidad de adoptar un valor de referencia arbitrario para la aceleración de la gravedad se explica en OMM, (1973). Este valor no se puede relacionar con precisión con el valor teórico o medido de la aceleración de la gravedad en condiciones especificadas, por ejemplo, a nivel del mar y latitud 45°, porque es muy probable que esos valores varíen cuando se obtengan datos experimentales nuevos.

3.2.4 Lectura de los barómetros de mercurio

Al realizar una medición con un barómetro de mercurio se leerá primero el termómetro asociado. Esta lectura se hará con la mayor rapidez posible, ya que la temperatura del termómetro puede ascender debido a la presencia del observador. Para estabilizar las superficies de mercurio se darán unos ligeros golpes al barómetro con un dedo en dos lugares: cerca del menisco y cerca de la cubeta. Si el barómetro no es de cubeta fija, se hará el enrase del mercurio de la cubeta con el índice. Por último, se ajustará el nonio al menisco para tomar la lectura. El nonio está ajustado correctamente cuando su borde horizontal inferior está en contacto con la parte más alta del menisco; una lupa permitirá ver cualquier rendija de luz filtrada entre el nonio y la parte más alta del mercurio. En ningún caso el nonio "ocultará" la parte superior del menisco. El ojo del observador estará situado de forma que los bordes anterior y posterior del nonio estén en la línea de visión.

3.2.4.1 EXACTITUD DE LAS LECTURAS

La lectura se tomará hasta lo más próximo de 0,1 hPa. En general, no se puede leer el nonio con una mayor exactitud.

Se han diseñado sistemas ópticos y digitales para perfeccionar la lectura de los barómetros de mercurio. Pero, si bien generalmente facilitan las observaciones, estos sistemas también pueden introducir nuevas fuentes de error, a menos que hayan sido cuidadosamente diseñados y calibrados.

3.2.4.2 CAMBIOS EN LA CORRECCIÓN DEL ÍNDICE

Cualquier cambio en la corrección del índice que se detecte durante una inspección se evaluará intrínsecamente, teniendo en cuenta los siguientes factores:

- los antecedentes del barómetro;
- la experiencia del inspector en el trabajo de comparación;
- la magnitud del cambio observado;
- la desviación típica de las diferencias;
- si se dispone de un barómetro de recambio en la estación, cuya corrección se conozca con exactitud;
- el comportamiento de los patrones itinerantes durante la gira de inspección;
- la coincidencia o discrepancia entre las lecturas de presión de la estación y las de las estaciones vecinas, reflejadas en el mapa sinóptico diario si el cambio es aceptado; y

- si se hizo o no la limpieza del instrumento antes de efectuar la comparación.

Los cambios de error del índice de los barómetros de estación, denominados deriva, obedecen a:

- variaciones de la depresión de capilaridad de las superficies de mercurio debidas a la contaminación del mercurio. En zonas de contaminación atmosférica grave ocasionada por fuentes industriales, la contaminación del mercurio puede plantear un serio problema y exigir la limpieza relativamente frecuente del mercurio y la cubeta;
- ascensión de burbujas de aire hasta la cámara barométrica a través de la columna de mercurio.

Estos cambios pueden ser aleatorios, o uniformemente positivos o negativos, en función de la causa que los produzca.

Los cambios de la corrección del índice pueden tener su origen en:

- un error imputable al observador, que olvidó dar los golpecitos al barómetro antes de iniciar la lectura y no ajustó correctamente el nonio y el punto de referencia;
- la falta de equilibrio de temperatura del barómetro de la estación o del patrón itinerante;
- la falta de simultaneidad de las lecturas cuando la presión está cambiando rápidamente.

En los barómetros de Fortin los errores pueden obedecer al desplazamiento accidental de la escala ajustable, y a la disminución o desaparición de los puntos de referencia.

3.2.4.3 CAMBIOS PERMISIBLES EN LA CORRECCIÓN DEL ÍNDICE

Los cambios en la corrección del índice se tratarán de la manera siguiente:

- un cambio de corrección de $\pm 0,1$ hPa se considerará despreciable, a menos que sea persistente;
- un cambio de corrección superior a $\pm 0,1$ hPa, pero que no supere $\pm 0,3$ hPa, se puede aceptar provisionalmente, salvo en el caso de que lo confirme por lo menos una inspección ulterior;
- un cambio de corrección que exceda de $\pm 0,3$ hPa puede aceptarse provisionalmente sólo si el barómetro está limpio, y si no se dispone de uno de repuesto con corrección conocida. El barómetro se reemplazará en cuanto se disponga de otro calibrado correctamente.

Se vigilarán atentamente los barómetros que muestren los cambios de corrección del índice descritos en b) y c), y se recalibrarán o sustituirán lo antes posible.

Los criterios aplicados a los cambios de corrección del índice de los barómetros de estación se aplican también a los instrumentos patrones itinerantes. Se podrá despreciar un cambio inferior a 0,1 hPa, salvo cuando sea persistente. Un cambio mayor deberá confirmarse y aceptarse únicamente después de repetidas comparaciones. Las correcciones del índice del patrón itinerante efectuadas "antes" y "después" de las giras de

inspección no diferirán en más de $\pm 0,1$ hPa. Así pues, sólo se emplearán como patrones itinerantes los barómetros que cuenten con un largo historial de correcciones concordantes.

3.2.5 *Correcciones de las lecturas del barómetro en condiciones normales*

Para que las lecturas efectuadas a horas y en lugares diferentes se conviertan en valores de la presión atmosférica utilizables, se precisan las correcciones siguientes:

- a) corrección del error del índice;
- b) corrección de la gravedad; y
- c) corrección de la temperatura.

En lo que respecta a una gran cantidad de aplicaciones meteorológicas operativas, se pueden obtener resultados aceptables si se tienen en cuenta las instrucciones proporcionadas por el fabricante del barómetro. Pero cuando los resultados no son satisfactorios o se requiere una mayor precisión, se aplicarán detenidamente los procedimientos para efectuar las correcciones mencionadas, según se describen en el Anexo 3.A.

3.2.6 *Errores y fallos de los barómetros de mercurio*

3.2.6.1 INCERTIDUMBRES EN LA TEMPERATURA DEL INSTRUMENTO

La temperatura que indica el termómetro unido generalmente no es idéntica a la temperatura media del mercurio, la escala y la cubeta. Es posible disminuir el error resultante mediante una exposición conveniente y un procedimiento de observación adecuado. Se tendrá presente que en un recinto cerrado produce con frecuencia un gradiente vertical de temperatura amplio y estable que puede causar diferencias considerables entre las temperaturas de las partes superior e inferior del barómetro. Un ventilador eléctrico puede impedir esa distribución de temperaturas, pero puede causar variaciones de presión locales, por lo que conviene desconectarlo antes de hacer la observación. En condiciones normales, el error asociado con la reducción de la temperatura no excederá de 0,1 hPa si se han tomado las precauciones mencionadas.

3.2.6.2 VACÍO IMPERFECTO DE LA CÁMARA BAROMÉTRICA

En general, se supone que un instrumento calibrado tiene un vacío perfecto, o sólo una cantidad despreciable de gas por encima de la columna de mercurio. Todo cambio a este respecto causará errores en las lecturas de la presión. Una manera sencilla de detectar la presencia de gas en el barómetro consiste en inclinar ligeramente el tubo y escuchar el sonido que produce el mercurio al alcanzar el extremo superior de la columna, o examinar el extremo cerrado del tubo para ver si tiene alguna burbuja, cuyo diámetro no deberá ser mayor de 1,5 mm

cuando el barómetro se halle inclinado. Sin embargo, no se puede detectar de este modo la presencia de vapor de agua, ya que este se condensa cuando disminuye el volumen de la cámara barométrica. Según la ley de Boyle, el error debido al aire y al vapor de agua insaturado en la cámara barométrica será inversamente proporcional al volumen que queda sobre el mercurio. La única manera satisfactoria de eliminar este error consiste en efectuar una calibración nueva en toda la escala, y si el error es grande, se debe rellenar el tubo o sustituirlo.

3.2.6.3 DEPRESIÓN CAPILAR DE LAS SUPERFICIES DEL MERCURIO

La altura del menisco y la depresión capilar de un tubo determinado pueden cambiar con la contaminación del mercurio, la tendencia de la presión y la posición del mercurio dentro del tubo. En la medida de lo posible, la altura media del menisco se observará durante la calibración original y se consignará en el certificado del barómetro. No se harán correcciones por desviación con respecto a la altura original del menisco, y esta información se utilizará únicamente para determinar si hace falta o no revisar y recalibrar el barómetro. Un cambio de 1 mm en la altura del menisco (de 1,8 a 0,8 mm) en un tubo de 8 mm puede causar un error de aproximadamente 0,5 hPa en la lectura de la presión.

También se tendrá presente que, en el caso del barómetro de cubeta fija, una variación grande del ángulo de contacto entre el mercurio y las paredes de la cubeta puede causar errores pequeños, pero apreciables, en la presión observada.

3.2.6.4 FALTA DE VERTICALIDAD

Si el extremo inferior de un barómetro simétrico de longitud normal (unos 90 cm), colgado libremente, se desplaza unos 6 mm con respecto a la vertical, la presión que indique tendrá un error por exceso de alrededor de 0,02 hPa. En general, estos barómetros no se apartan tanto de la vertical.

Pero cuando se trata de un barómetro asimétrico, este tipo de error puede ser más importante. Por ejemplo, si el índice de referencia de la cubeta está a unos 12 mm del eje, basta con que la cubeta se desplace tan solo 1 mm respecto de la vertical para causar un error de 0,02 hPa.

3.2.6.5 EXACTITUD GENERAL DE LAS LECTURAS DE PRESIÓN CORREGIDAS

La desviación típica de una sola lectura barométrica corregida, en una estación meteorológica ordinaria, podría ser del orden de $\pm 0,1$ hPa. Este error se deberá, en gran parte, a la incertidumbre inevitable que conlleva la corrección del instrumento; la incertidumbre relativa a la temperatura del instrumento, y el error relacionado con el efecto de bombeo sobre la superficie de mercurio.

3.2.7 *Medidas de seguridad para el manejo del mercurio*

Puesto que el mercurio, metal venenoso, se utiliza en grandes cantidades en los barómetros, su manejo exige precauciones. El mercurio elemental es líquido a las temperaturas y presiones de la superficie terrestre. Allí donde hay mercurio líquido se forma vapor de mercurio. En sus estados líquido y gaseoso, el mercurio puede ser absorbido a través de la piel e inhalado como vapor. Sus propiedades se describen en (Sax, 1975). En muchos países, las reglamentaciones sobre el manejo de productos peligrosos incluyen las precauciones relativas al manejo del mercurio.

Una dosis alta de mercurio puede causar envenenamiento agudo; también puede acumularse en los tejidos duros y blandos, por lo que una exposición prolongada, incluso a dosis bajas, puede, con el tiempo, afectar a los órganos y hasta causar la muerte. El mercurio ataca principalmente el sistema nervioso central, la boca y las encías, y sus manifestaciones sintomáticas incluyen dolor, caída de dientes, reacciones alérgicas, temblores y alteraciones psicológicas.

En lo que respecta a las aplicaciones barométricas, los riesgos más importantes se producen en los laboratorios, en los que los barómetros se vacían o llenan con frecuencia. También pueden plantearse problemas en las estaciones meteorológicas, por ejemplo, cuando se rompe un barómetro y no se recoge el mercurio, que entonces puede vaporizarse continuamente en un recinto cerrado donde hay gente trabajando.

El peligro subsiste si el mercurio se limpia después de un accidente y se coloca en un recipiente adecuado. Al manejar mercurio se tendrá en cuenta lo siguiente:

- a) los recipientes que contienen mercurio serán resistentes, se taparán convenientemente para evitar derrames y se inspeccionarán periódicamente;
- b) el suelo de un recinto en el que se almacena mercurio o en el que se utiliza grandes cantidades de este metal se cubrirá con un material no poroso, sin grietas y resistente, como el PVC. Las gotitas de mercurio quedan atrapadas en las pequeñas grietas que se producen, por ejemplo, entre baldosas. Es conveniente extender el material protector unos 10 cm sobre las paredes, con lo que se eliminarán las juntas;
- c) no se almacenará mercurio en recipientes metálicos, pues reacciona con casi todos los metales, salvo el hierro, y forma una amalgama que también puede resultar peligrosa. El mercurio no debe entrar en contacto con ningún objeto metálico;
- d) no se almacenará mercurio cerca de otras sustancias químicas, especialmente aminas, amoníaco y acetileno;
- e) las cantidades grandes de mercurio se almacenarán y manipularán en recintos bien ventilados. El material en bruto se manipulará dentro de un dispositivo de buena calidad contra emanaciones;

- f) nunca se guardará el mercurio cerca de una fuente de calor, pues su punto de ebullición es relativamente bajo (375°C) y puede producir concentraciones peligrosas de vapor tóxico, especialmente en caso de incendio;
- g) cuando se manipula mercurio, tanto el recinto como el personal que trabaja en él deberán inspeccionarse regularmente para determinar si hay exposición a dosis de mercurio peligrosas.

3.2.7.1 **DERRAMES Y TRATAMIENTO DE LOS DESECHOS DE MERCURIO**

Los dos métodos más corrientes para limpiar los derrames de mercurio son la aspiración con un sistema como el que se describe a continuación, o la adsorción/el amalgamiento con un polvo.

Los derrames de mercurio se limpiarán de inmediato. El operador estará provisto de guantes de PVC, anteojos protectores y, cuando la pérdida sea importante, una máscara de respiración con filtro contra las emanaciones de mercurio. Dependiendo de la magnitud del derrame, se aspirará el mercurio con un mecanismo aspirador, y luego se utilizarán adsorbentes para recoger las gotitas. Es imprescindible utilizar adsorbentes, pues de lo contrario se escaparán docenas de pequeñas gotas, de diámetro inferior a 0,02 mm, que quedarán adheridas a las superficies, y no podrán quitarse por aspiración.

En un sistema de aspiración se hace pasar el mercurio por un tubo de plástico de escaso diámetro hasta un recipiente de vidrio, que contiene por lo menos 3 cm de agua; el extremo del tubo quedará sumergido por debajo del nivel del agua. Un extremo de otro tubo, de diámetro mayor, se coloca en la cámara de aire que queda por encima del agua del recipiente, y el otro extremo se conecta a una aspiradora o bomba de vacío. El agua impide el paso del vapor o las gotitas de mercurio hacia la aspiradora o bomba. La solución se coloca en un recipiente de plástico, claramente etiquetado, para su tratamiento posterior.

Entre los diversos compuestos adsorbentes que se pueden utilizar para adsorber o amalgamar el mercurio, se encuentran el polvo de zinc, las flores de azufre o el carbono activado. Existen productos comerciales para limpiar mercurio derramado. El polvo se espolvorea sobre la superficie y se espera que adsorba o amalgame el mercurio. Se recoge la mezcla resultante y se la coloca en un recipiente de plástico claramente identificado para su tratamiento posterior.

El mercurio recogido se puede desechar o recuperar. Instrucciones para eliminar los desechos de mercurio puede obtenerse de las autoridades locales o del proveedor. El proveedor también puede suministrar información sobre recuperación y purificación del mercurio.

3.2.7.2 **INCENDIO**

El mercurio no se quema, pero emite concentraciones importantes de humos tóxicos. Después de un incendio,

el vapor de mercurio se condensará sobre las superficies frías más cercanas, contaminará zonas extensas y será adsorbido por las superficies porosas, como la madera quemada. En caso de incendio, se evacuará la zona y se tratará de evitar la inhalación de humos. Se informará al cuerpo de bomberos sobre el lugar donde se encontraba el mercurio y su cantidad.

3.2.7.3 TRANSPORTE

El transporte aéreo de mercurio, o de instrumentos que contengan mercurio, está regulado por la Asociación Internacional de Transporte Aéreo (IATA). El traslado por tren o carretera está regulado, en general, por las reglamentaciones sobre el transporte de sustancias peligrosas que rigen en cada país.

Por lo común, el mercurio metálico se debe envasar en recipientes de vidrio o plástico, de capacidad inferior a 2,5 kg, claramente etiquetados, amortiguados suficientemente para evitar roturas. Los instrumentos que contienen mercurio se embalarán en una caja de cierre hermético, bien acolchada, hecha de material resistente al mercurio.

3.3 Barómetros electrónicos

La mayoría de los barómetros de diseño reciente están dotados de transductores que transforman la respuesta del sensor en una magnitud eléctrica relacionada con la presión. Las señales pueden ser analógicas, por ejemplo, tensión (corriente alterna o continua con una frecuencia relacionada con la presión real), o señales digitales, por ejemplo, frecuencia de impulsos o protocolos normalizados de comunicación de datos, tales como RS232, RS422 o IEEE488. Las señales analógicas se pueden visualizar a través de diversos medidores electrónicos. Para presentar los productos digitales, o los productos analógicos digitalizados, se emplean monitores y sistemas de acopio de datos semejantes a los utilizados en las estaciones meteorológicas automáticas.

La tecnología actual de barómetros digitales recurre a diversos niveles de redundancia para aumentar la exactitud y la estabilidad a largo plazo de las mediciones. Una técnica consiste en utilizar tres sensores de funcionamiento independiente controlados por un microprocesador centralizado. Se puede conseguir mayor estabilidad y fiabilidad con tres barómetros completamente independientes, dotados de tres juegos de transductores de presión y microprocesadores. Los sensores de temperatura montados en el interior de cada configuración permiten efectuar la compensación por temperatura automáticamente. La triple redundancia asegurará una excelente estabilidad a largo plazo y la exactitud de las mediciones, incluso en las aplicaciones más exigentes. Estas técnicas permiten vigilar y verificar continuamente el funcionamiento individual de cada sensor.

El uso de barómetros digitales implica algunos requisitos operativos especiales en particular cuando se los usa en las estaciones meteorológicas automáticas;

existen recomendaciones formales para asegurar una buena práctica (véase el Anexo VII del *Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación*, 1994, OMM-Nº 807). Las organizaciones meteorológicas deben:

- controlar o reajustar la calibración de los barómetros digitales, y repetir esas operaciones regularmente;
- asegurar una calibración constante de los barómetros digitales e investigar la posibilidad de usar, para este fin, los medios de calibración que se consiguen a nivel nacional;
- considerar que ciertos tipos de barómetros digitales pueden usarse como patrón de viaje;
- considerar que la selección de un tipo específico de barómetro digital deberá no sólo basarse en las especificaciones indicadas del instrumento, sino también en las condiciones medioambientales y en las condiciones de mantenimiento.

Los fabricantes deben:

- mejorar la independencia de la temperatura y también la estabilidad a largo plazo de los barómetros digitales;
- usar interfases estandarizadas de comunicación y protocolos para la transmisión de datos;
- posibilitar el suministro de energía de un barómetro digital para que funcione más allá de una gran gama de voltaje (por ejemplo 5 a 28 VDC).

3.3.1 *Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula aneróide*

La medición del desplazamiento de la cápsula aneróide sin tocar el instrumento es una necesidad inherente los aparatos de precisión que miden la presión para aplicaciones meteorológicas. Se utiliza una gran variedad de esos transductores, entre los que figuran: detectores de desplazamientos capacitivos, detectores de desplazamiento piezométricos, extensiómetros situados en puntos estratégicos del sensor, y servosistemas fuerza/equilibrio que mantienen constantes las dimensiones del sensor, independientemente de la presión.

Todos los componentes sensibles se colocarán en un armazón de hierro fundido, que se mantendrá a una temperatura constante mediante un calefactor regulado electrónicamente. Se evitará absolutamente la condensación de agua. Una técnica eficaz consiste en colocar un agente higroscópico, como cristales de gel de silicio, dentro del armazón y conectar un tubo de plástico largo (de unos 25 m), de diámetro interior de 2 mm o menos, para impedir la difusión del vapor en el recipiente.

El armazón estará cerrado herméticamente, pero el compartimiento donde se medirá la presión estará comunicado con el exterior.

3.3.2 *Barómetros digitales piezorresistivos*

Las mediciones de la presión atmosférica han sido posibles gracias al efecto piezoeléctrico (piezorresistivo). Una configuración común consta de cuatro resistores

colocados sobre la superficie flexible de un sustrato monolítico de silicio, de manera que formen un puente de Wheatstone.

En los barómetros piezorresistivos digitales se utilizan elementos de cuarzo cristalino colocados en el eje, que son transductores de la presión absoluta. Se ha elegido el cuarzo cristalino por sus propiedades piezorresistivas, su estabilidad de frecuencia, sus reducidos efectos de temperatura y sus características de frecuencia reproducibles con precisión. La presión aplicada en un puerto de entrada origina una fuerza axial ascendente a través de un fuelle flexible, que origina una fuerza de compresión sobre el elemento de cristal de cuarzo. Dado que este elemento es, en esencia, una membrana rígida, toda la estructura mecánica sufre deflexiones mínimas, con lo que queda prácticamente eliminada la histéresis mecánica.

El puente de Wheatstone plenamente activo antes mencionado puede consistir en extensiómetros de semiconductores o piezorresistivos. Esos extensiómetros pueden estar unidos a un fino diafragma circular sujeto a su circunferencia, o estar difundidos atómicamente en una configuración de diafragma de silicio. En los dispositivos de difusión, el propio chip integrado de silicio es el diafragma. La presión aplicada presenta al diafragma una carga distribuida que, a su vez, provoca fuerzas de flexión y tensiones, a las que el extensiómetro reacciona. Esa fuerza crea una tensión proporcional a la presión aplicada, y ello origina un desequilibrio del puente. Así pues, la salida del puente es proporcional a la diferencia neta de la presión que actúa sobre el diafragma.

Este modo de funcionamiento se basa en el hecho de que la presión atmosférica actúa sobre el elemento sensor que cubre una pequeña celda de evacuación. A través de ella se somete a los resistores a fuerzas de compresión y tensión. Debido al efecto piezoeléctrico, los valores de resistencia cambian proporcionalmente a la presión atmosférica. Para eliminar los errores de temperatura, el sensor suele ir dotado de un termostato.

La salida del puente de Wheatstone, alimentado por corriente directa, se transforma en una señal estándar por medio de un amplificador adecuado. Generalmente, los valores de la presión obtenidos se presentan en un visualizador fotoemisor, o uno de cristal líquido.

En un modelo reciente de transductor de presión piezoeléctrico se determinan dos frecuencias de resonancia del elemento piezoeléctrico. Mediante el cálculo de una función lineal de esas dos frecuencias, y con un conjunto apropiado de variables obtenido después de la calibración, se calcula una presión, por medio de un microprocesador, independiente de la temperatura del sensor.

3.3.3 *Barómetros de resonador cilíndrico*

En los barómetros de resonador cilíndrico se emplea un elemento sensor consistente en un cilindro de paredes finas, de una aleación de níquel, que se mantiene por

electromagnetismo en un modo de vibración "circular". La presión de entrada se mide en función de la variación que produce en la frecuencia de resonancia natural del sistema mecánico de vibración. Los movimientos de las paredes del cilindro se miden con una bobina convertidora, cuya señal se amplifica y devuelve a una bobina motor. La presión de aire que se ha de medir es admitida en el interior del cilindro, mientras en el exterior se mantiene una referencia de vacío. Entonces, la frecuencia de resonancia natural de la vibración varía precisamente con la fuerza ejercida sobre las paredes debido a la diferencia de presión que las atraviesa. Un aumento de presión da lugar a un incremento de frecuencia.

El cilindro fino tiene la masa y rigidez suficientes como para admitir la gama de presiones a las que debe funcionar, y se monta sobre una base sólida. El cilindro se coloca en una cámara de vacío, y su válvula de entrada se conecta a la atmósfera libre a efectos de las aplicaciones meteorológicas. Dado que existe una relación unívoca entre la frecuencia de resonancia natural del cilindro y la presión, se puede calcular la presión atmosférica a partir de la frecuencia de resonancia medida. Sin embargo, hay que tener en cuenta que esa relación, determinada durante la calibración, depende de la temperatura y la densidad del gas, por lo que hace falta una compensación por temperatura, y para ello se recomienda utilizar aire seco.

3.3.4 *Lectura de los barómetros electrónicos*

Un barómetro electrónico mide la presión atmosférica del espacio circundante, o de cualquier espacio con el que esté comunicado mediante un tubo. En general, se instalará el barómetro de forma que la presión se lea al nivel del instrumento. No obstante, los barómetros instalados en buques o estaciones terrestres de poca altitud se pueden ajustar para que indiquen la presión al nivel medio del mar, a condición de que la diferencia entre la presión de la estación y la del nivel del mar puedan considerarse constantes.

Con el barómetro electrónico se pueden tomar lecturas exactas en un dispositivo de visualización digital, cuya escala está graduada generalmente en hectopascuales, pero que se puede adaptar fácilmente a otras unidades en caso necesario. En general, también permite efectuar grabaciones digitales. Si el dispositivo está controlado por un microprocesador, podrá presentar la tendencia de los cambios de presión.

La exactitud del barómetro electrónico depende de la exactitud con que ha sido calibrado; la eficacia de la compensación por temperatura (método de aire residual, medición y corrección de la temperatura, empleo de un termostato); y la deriva en función del tiempo transcurrido desde la calibración del barómetro.

Se pueden unir circuitos a los transductores primarios que corrijan los resultados primarios del sensor con respecto a sus efectos de no linealidad y de temperatura, y que conviertan los resultados de las lecturas en

unidades normalizadas. Los modelos actuales más corrientes incluyen el sensor del barómetro, la microcomputadora con el dispositivo de visualización, y un circuito de interfaz para comunicar con cualquier registrador de datos o estación meteorológica automática.

En general, los barómetros electrónicos que tienen más de un transductor o elemento sensor calculan una media ponderada de los resultados de cada uno de los sensores y establecen la presión resultante con una resolución de 0,1 hPa. Durante la calibración, cada uno de los sensores puede ser verificado con una resolución de 0,01 hPa, lo que no significa que la exactitud del sensor sea superior a 0,1 hPa (véase la sección 3.10.3.4).

3.3.5 *Errores y fallos de los barómetros electrónicos*

3.3.5.1 **DERIVA DE CALIBRACIÓN**

La deriva de calibración es una de las fuentes principales de error de los barómetros electrónicos. Con frecuencia, esa deriva es mayor cuando el barómetro es nuevo, y disminuye con el paso del tiempo. Durante la calibración pueden producirse saltos de magnitud.

Para mantener el barómetro en un modo de funcionamiento aceptable, habrá que verificar las correcciones por calibración aplicadas a las lecturas a intervalos relativamente frecuentes, a fin de detectar y reemplazar prontamente los sensores defectuosos.

La necesidad de verificar frecuentemente la calibración de los barómetros electrónicos conlleva una carga adicional para los servicios meteorológicos, en particular para aquellos cuyas redes barométricas son amplias. Cuando se estudie la posibilidad de reemplazar los barómetros de mercurio por instrumentos electrónicos, se tendrán en cuenta esos gastos de calibración.

3.3.5.2 **TEMPERATURA**

Para conservar la calibración es preciso mantener el barómetro electrónico a una temperatura constante, de ser posible, similar a la temperatura de calibración. Por lo demás muchos de los barómetros electrónicos que se encuentran en el mercado no disponen de control de temperatura, por lo que están expuestos a errores mayores. La mayoría de ellos depende de la medición exacta de la temperatura del sensor, y de la corrección electrónica de la presión. Se presupone que no se producen gradientes de temperatura dentro del elemento sensor del barómetro. En situaciones en las que la temperatura cambia relativamente rápido, pueden producirse errores por histéresis a corto plazo en la presión medida.

El cambio en la calibración también depende en gran medida del historial térmico del barómetro. Una exposición prolongada a temperaturas diferentes de las de calibración puede ocasionar desviaciones en la calibración a medio o largo plazo.

Los sistemas electrónicos del barómetro también pueden ser fuentes de errores cuando no se mantienen a la misma temperatura del elemento sensor. Es muy frecuente utilizar los barómetros electrónicos en

condiciones climáticas extremas, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas. En esos casos, el barómetro puede estar expuesto a temperaturas que exceden las especificaciones de diseño y calibración proporcionadas por el fabricante.

3.3.5.3 **INTERFERENCIAS ELÉCTRICAS**

Como todos los dispositivos electrónicos de medición sensibles, los barómetros electrónicos se deberán proteger y mantener alejados de fuentes generadoras de campos magnéticos intensos, por ejemplo, transformadores, computadoras, radares, etc. Generalmente esto no es un problema, pero se puede producir un aumento de ruido que perjudicaría la precisión del dispositivo.

3.3.5.4 **NATURALEZA DEL FUNCIONAMIENTO**

Los cambios visibles en la calibración de un barómetro electrónico pueden obedecer a que, durante la calibración, el barómetro funciona en modos diferentes del operativo. Un aparato que funciona sin interrupciones y, por consiguiente, está recalentado, proporcionará lecturas de presión diferentes de las de un instrumento que funciona por impulsos cada pocos segundos.

3.4 **Barómetros aneroides**

3.4.1 *Requisitos de construcción*

Las principales ventajas de los barómetros aneroides convencionales, frente a los barómetros de mercurio, son su tamaño reducido y su facilidad de transporte, que lo hacen especialmente adecuado para su utilización en el mar o sobre el terreno. Las partes esenciales son una cámara metálica cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y un sistema de muelles fuerte que impide que la cámara se destruya debido a la presión atmosférica externa. A cualquier presión dada existirá un equilibrio entre la fuerza de los muelles y la de la presión exterior.

La cámara aneroide puede estar hecha de materiales (acero o cobre y berilio) que tengan propiedades elásticas tales que la cámara puede actuar por sí misma como un muelle.

Se requiere algún medio para detectar y mostrar las deformaciones que se produzcan. Este puede consistir en un sistema de palancas que multipliquen la deformación y desplacen un índice sobre una escala graduada que indica la presión. Otra posibilidad es desviar un rayo de luz sobre la escala. En lugar de estas técnicas mecánicas analógicas, algunos barómetros están dotados de un micrómetro manual, cuyo contador indica la presión directamente en décimas de hectopascal. Se toma la lectura cuando el indicador luminoso señala que el micrómetro ha hecho contacto con el aneroide. Este tipo de aneroide es portátil y robusto.

3.4.2 *Requisitos de exactitud*

Los requisitos principales que debe cumplir un buen barómetro aneroide son:

- a) compensación con respecto a la temperatura, de modo que las lecturas no varíen más de 0,3 hPa para un cambio de temperatura de 30K;
- b) los errores de escala en cualquier punto no excederán de $\pm 0,3$ hPa, y utilizados, de forma corriente mantendrán esta tolerancia durante un período de un año, como mínimo;
- c) la histéresis será lo suficientemente pequeña para que la diferencia entre las lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retorno al valor inicial no exceda de 0,3 hPa;
- d) habrá de resistir los riesgos ordinarios de traslado sin introducir inexactitudes que rebasen los límites estipulados más arriba.

3.4.3 *Lectura de los barómetros aneroides*

3.4.3.1 EXACTITUD DE LAS LECTURAS

Un barómetro anerode se leerá siempre en la misma posición (vertical u horizontal) en la que haya sido calibrado. Antes de proceder a la lectura, se lo golpeará ligeramente. En la medida de lo posible, la lectura se redondeará a la décima de hPa más próxima. Existen dispositivos ópticos y digitales para aumentar la exactitud de las lecturas y reducir los errores debidos a las palancas mecánicas.

3.4.3.2 CORRECCIONES APLICADAS A LOS BARÓMETROS ANEROIDES

En general, el barómetro anerode se colocará de forma que la presión se lea al nivel del instrumento. Sin embargo, a bordo de buques o en las estaciones terrestres a baja altitud, el instrumentose podrá ajustar para que indique la presión al nivel medio del mar, siempre que la diferencia entre la presión en la estación y la presión a nivel del mar pueda estimarse constante. Las lecturas se corregirán con respecto a errores instrumentales, pero, por lo general, se supone que la compensación del instrumento es suficiente con respecto a la temperatura, y que no es preciso hacer correcciones por gravedad.

3.4.4 *Errores y fallos de los barómetros aneroides*

3.4.4.1 COMPENSACIÓN INCOMPLETA RESPECTO DE LA TEMPERATURA

En un barómetro anerode, el debilitamiento del muelle causado por aumentos de temperatura hará que el instrumento indique una presión demasiado alta. En general, este efecto se compensa de conformidad con una de las dos maneras siguientes:

- a) por una unión bimetálica en el sistema de palancas; o
- b) dejando una cierta cantidad de gas en el interior de la cámara anerode.

En la mayoría de los barómetros aneroides corrientes la compensación que se obtiene con estos métodos se completa sólo a una presión de compensación determinada. Conviene que todos los barómetros

aneroides y barógrafos utilizados en las estaciones meteorológicas estén debidamente compensados con respecto a temperaturas que excedan de la gama completa de presiones. En los modernos sistemas automáticos de lectura, estas correcciones completas pueden ser parte integrante del sistema.

3.4.4.2 ERRORES DE ELASTICIDAD

El barómetro anerode puede estar expuesto a cambios de presión grandes y rápidos. Por ejemplo, en presencia de rachas de viento intensas, el instrumento acusará un aumento de presión rápido, seguido de un retorno más pausado a su valor inicial. En estas circunstancias, debido al efecto de histéresis, el barómetro dará una lectura ligeramente distinta de la presión verdadera; es posible que transcurra un lapso de tiempo bastante considerable antes de que esta diferencia se vuelva despreciable. Sin embargo, dado que habitualmente los barógrafos y barómetros aneroides de las estaciones de superficie no están expuestos directamente a esos cambios de presión, sus errores de histéresis no son excesivos.

Los cambios lentos que sufre el metal de la cápsula anerode con el paso del tiempo también generan un error. Este efecto sólo puede compensarse mediante comparaciones con un barómetro patrón efectuadas a intervalos periódicos. Un buen barómetro anerode conservará una exactitud de $\pm 0,2$ hPa durante un mes o más, pero habrá que efectuar comprobaciones regulares para determinar los posibles cambios de exactitud de cada barómetro.

3.5 *Barógrafos*

3.5.1 *Requisitos generales*

De los diversos tipos de barógrafos, solo se tratará con detalle el barógrafo anerode. Se recomienda que las bandas de los barógrafos meteorológicos reúnan, para fines sinópticos, las condiciones siguientes:

- a) estén graduadas en hPa;
- b) se puedan leer hasta una décima de hectopascal;
- c) tengan un factor de escala de 10 hPa por cada 1,5 cm de banda.

Además, convendría que:

- a) el barógrafo utilizara una unidad anerode de primera clase (véase la sección 3.5.2);
- b) el instrumento estuviera compensado respecto de la temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 1 hPa para un cambio de temperatura de 20K;
- c) los errores de escala no fueran superiores a 1,5 hPa en cualquier punto;
- d) la histéresis fuera lo suficientemente pequeña como para asegurar que la diferencia entre lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de volver a su valor inicial no exceda de 1 hPa;

- e) un sistema para marcar la hora permitiera hacer marcas sin necesidad de levantar la cubierta del instrumento; y
- f) el brazo de la plumilla girase en un soporte cuyo eje estuviera inclinado, de forma que la plumilla se apoyase sobre la banda por gravedad. Se suministrará un medio para ajustar la posición de la plumilla.

Los barógrafos marinos cumplirán requisitos especiales, que se analizan en el Capítulo 4 de la Parte II.

3.5.2 Construcción de barógrafos

El principio del barógrafo aneroide es similar al del barómetro aneroide, salvo que se utiliza una plumilla marcadora en vez de un índice, lo que conlleva ciertos cambios de diseño de la cápsula y, en general, causa una disminución de la amplificación total y un aumento de la cantidad y tamaño de las cápsulas utilizadas.

El "control" del barógrafo puede expresarse como la fuerza que se necesita para desplazar el índice una unidad de la escala (1 hPa), por lo que es igual a la fuerza necesaria para impedir que el índice se desplace cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa. Es una medida del efecto que puede tener la fricción sobre los detalles del registro.

La fuerza necesaria para contrarrestar el movimiento de la cápsula cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa es $100 \cdot A$ newton, donde A es el área de la sección transversal efectiva de la cápsula expresada en metros cuadrados. Si la amplificación es X , la fuerza necesaria para impedir el desplazamiento del índice es $100 A/X$ newton, y varía como A/X . Para un tipo de cápsula y valor de escala determinados, el valor de X será en gran medida independiente de A , de modo que se puede estimar que el control de la plumilla del barógrafo varía aproximadamente con el área de la sección transversal efectiva de la cápsula.

3.5.3 Fuentes de error e inexactitud

Además de las fuentes de error citadas para los barómetros aneroides (véase la sección 3.4.4), la fricción entre la plumilla y el papel es importante. El control de la plumilla depende, en gran medida, de la sección transversal efectiva del aneroide. En un barógrafo bien construido, la fricción de la plumilla es mucho mayor que la fricción total de todos los pivotes y cojinetes del instrumento y, por lo tanto, se pondrá gran cuidado en reducir los errores debidos a esta causa, por ejemplo, utilizando una cápsula aneroide lo suficientemente grande.

Un barógrafo de primera calidad deberá tener una exactitud de alrededor de $\pm 0,2$ hPa después de efectuadas las correcciones, y no deberá sufrir modificaciones durante uno o dos meses. El cambio barométrico leído en el barógrafo estará habitualmente dentro de los mismos límites.

3.5.4 Adelantos

Se puede conectar un barómetro de lectura automática a una computadora, generalmente un microprocesador,

que se puede programar para que facilite muestras de datos apropiados. A su vez, esos datos se pueden representar gráficamente para obtener un registro similar al de un barógrafo. Existen modelos que imprimen sus propias escalas, con lo que se elimina una fuente de error.

3.5.5 Lectura del barógrafo

El barógrafo se leerá sin tocar el instrumento. La marca-ción de tiempo, y cualquier inspección del instrumento que obligue a levantar la cubierta, etc., se hará siempre después de terminada la lectura.

3.5.5.1 EXACTITUD DE LAS LECTURAS

La lectura de la banda se redondeará a la décima de hPa más cercano. El cambio barométrico se obtendrá dentro de los mismos márgenes de resolución.

3.5.5.2 CORRECCIONES QUE SE APLICARÁN A LAS LECTURAS

Se verificará la compensación de temperatura de cada instrumento antes de utilizarlo, y se ajustará el factor de escala mediante verificación en cámara de vacío. Por lo común, cuando el barógrafo se emplea únicamente para detectar el cambio barométrico, no se aplican correcciones a las lecturas, y no es importante ajustar con exactitud la posición de la plumilla. Cuando se requieran valores absolutos de presión, se comparará el registro con las lecturas corregidas de un barómetro de mercurio o de un buen barómetro aneroide, al menos una vez cada 24 horas, y los valores deseados se obtendrán por interpolación.

3.6 Barómetros de tubo de Bourdon

Los barómetros de tubo de Bourdon constan, generalmente, de un elemento sensor que, como en el caso de la cápsula aneroide, cambia de forma por influjo de los cambios de presión (transductores de presión), y de un transductor que transforma los cambios en una forma directamente utilizable por el observador. El visualizador puede estar lejos del sensor.

3.7 Cambio barométrico

Las estaciones que efectúan observaciones cada tres horas disponen de dos métodos:

- a) el cambio se puede leer en el barógrafo; o
- b) el cambio se puede obtener a partir de lecturas apropiadas del barómetro corregido al nivel de la estación. Si ha de elegirse entre un barómetro de mercurio común y un barógrafo de escala abierta de primera calidad, se elegirá este último por las razones que se exponen a continuación.

Dando por supuesto que el instrumento funciona perfectamente, el error de una sola lectura barométrica es aleatorio en la mayoría de los casos, lo que hace que los errores puedan acumularse cuando se restan dos lecturas separadas para determinar la magnitud de un cambio. Los errores del barógrafo son, en parte, de

índole sistemática, por lo que en el período relativamente corto de tres horas es probable que tengan el mismo signo y, en consecuencia, disminuyan por sustracción.

Otra razón en favor del uso del barógrafo estriba en la conveniencia de no tener que corregir las lecturas barométricas en función del nivel de la estación. En todo caso, se utilizará el barógrafo para determinar la característica del cambio barométrico.

Los barómetros con dispositivo de lectura digital son también muy adecuados para determinar la magnitud y las características de un cambio de presión.

3.8 Requisitos generales de exposición

Es importante que se elija con cuidado el lugar de emplazamiento del barómetro en la estación. Los principales requisitos del lugar de exposición son: temperatura uniforme, buena iluminación, ausencia de corrientes de aire, montaje sólido y vertical, y protección contra un manejo brusco. Por consiguiente, el instrumento se colgará o colocará en un recinto en el que la temperatura sea constante o cambie lentamente, y en el que no se produzcan gradientes de temperatura. El instrumento estará protegido contra los rayos directos del sol en todo momento, y no se colocará cerca de ningún aparato de calefacción o donde haya corriente de aire.

3.8.1 Efectos del viento

Cabe señalar que los efectos del viento actúan sobre todos los tipos de barómetro. En Liu y Darkow (1989) se ofrece más información sobre esos efectos.

Cuando prevalecen vientos racheados, el barómetro no indicará la presión estática verdadera, ya que la lectura variará con la velocidad y la dirección del viento, y la magnitud y el signo de esas fluctuaciones dependerán también de la naturaleza de las puertas y ventanas del recinto y su orientación con respecto a la dirección del viento. En el mar, este error siempre se produce debido a los movimientos del barco. Un problema semejante se planteará si se instala el barómetro en una habitación con aire acondicionado.

Con frecuencia, el viento causa cambios de presión dinámica en el recinto donde se halla el instrumento. Estas fluctuaciones se añaden a la presión estática y, con viento fuerte y racheado, pueden alcanzar a una magnitud de 2 o 3 hPa. Casi siempre resulta poco práctico corregirlas, porque el efecto de "bombeo" que ejercen sobre la superficie del mercurio depende tanto de la dirección de la fuerza del viento como de las condiciones locales en el lugar de emplazamiento del barómetro. Por ello, el "valor medio" no representa sólo la presión estática verdadera. Al comparar dos barómetros instalados en dos edificios distintos, se tendrá en cuenta la posibilidad de que el efecto del viento produzca lecturas diferentes.

El efecto antes citado se puede atenuar en gran medida mediante el empleo de cabezas estáticas, cuyos principios de funcionamiento se explican en diversas

publicaciones (Miksad, 1976; United States Weather Bureau, 1963). La cubeta del barómetro de mercurio será hermética, a excepción de un conector de contacto con una cabeza especial expuesta a la atmósfera, diseñada de tal modo que asegure que la presión en su interior es la presión estática verdadera. En general, los barómetros aneroides y electrónicos tienen conexiones sencillas, que permiten el empleo de una cabeza estática. El diseño de dicha cabeza requiere gran cuidado.

3.8.2 Efectos del aire acondicionado

El aire acondicionado puede generar una diferencia de presión entre el interior y el exterior de una habitación, por lo que se recomienda incorporar una cabeza estática al barómetro si se lo va a instalar en un recinto con aire acondicionado.

3.9 Exposición del barómetro

3.9.1 Exposición de los barómetros de mercurio

En las secciones anteriores se han reseñado los requisitos generales de exposición para los barómetros, pero este tipo de instrumento está supeditado a otros requisitos además de los ya mencionados. Siempre es preferible colgar el barómetro en una pared interior. Para conseguir un funcionamiento muy exacto, el mejor lugar es un sótano, sin ventanas ni calefacción, con un pequeño ventilador eléctrico que impida cualquier estratificación de la temperatura.

Se recomienda utilizar luz artificial en todas las observaciones para conseguir condiciones de iluminación uniformes en las lecturas. Para ello, se podrá utilizar un dispositivo de iluminación que proporcione un fondo blanco y ligeramente luminoso para el menisco de mercurio y, si es necesario, para el índice. Si no se utiliza una fuente de luz, hay que asegurarse de que el menisco y el índice tengan un fondo luminoso, que se puede conseguir con vidrio esmerilado, celuloide blanco o una hoja de papel blanco. También habrá que suministrar luz artificial para leer las escalas del barómetro y del termómetro asociado. No obstante, se tomarán las precauciones necesarias para evitar que la luz artificial caliente el barómetro durante las lecturas.

El instrumento se montará en un lugar desprovisto de vibraciones, preferentemente una pared sólida, y con la columna de mercurio en posición vertical. Los errores causados por la desviación de la vertical son más significativos para los barómetros asimétricos, por lo que se instalarán con su eje mayor en posición vertical, de manera tal que el reglaje verdadero de la superficie del mercurio con respecto al índice no presente errores ni siquiera cuando los instrumentos se desvían de la vertical.

Para proteger el instrumento contra el manejo brusco, el polvo y las corrientes de aire se recomienda colocarlo en una caja que tenga una puerta con bisagra y

disponga de ventilación suficiente a fin de evitar la estratificación del aire en su interior.

El transporte de un barómetro de mercurio se hará con mucho cuidado; el método más seguro es llevarlo en posición invertida dentro de un estuche de madera dotado con una eslinga. Si ninguna persona responsable puede encargarse del traslado del barómetro, se lo podría transportar en una canasta flexible, con la cubeta en la parte más alta. Siempre que haya que girar el instrumento se procederá muy lentamente, y se evitarán movimientos violentos. Antes de invertir ciertos tipos de barómetro se tomarán precauciones especiales.

3.9.2 *Exposición de los barómetros electrónicos*

El barómetro electrónico precisa una atmósfera limpia y seca, que no contenga sustancias corrosivas. Este tipo de barómetro también se mantendrá a una temperatura constante (véase la sección 3.3.5.2). El montaje del instrumento se hará de forma que se eviten las vibraciones y choques mecánicos, y se emplazará lejos de fuentes electromagnéticas; cuando esto no sea posible, se protegerán los cables y el armazón.

Los barómetros con dispositivo de lectura digital contarán con buena iluminación general, pero no se colocarán frente a una ventana u otra fuente de luz intensa.

3.9.3 *Exposición de los barómetros aneroides*

Los requisitos de exposición del barómetro aneroides se asemejan a los del barómetro de mercurio (véase la sección 3.9.1), pues cabe la posibilidad de que el instrumento no esté correctamente compensado con respecto a la temperatura. Al elegir el lugar de montaje se dará preferencia a uno que tenga una temperatura bastante uniforme durante todo el día. En consecuencia, se tratará de un lugar que ofrezca protección contra los rayos del sol directos y contra otras fuentes de calor o frío que puedan causar cambios bruscos y considerables de temperatura.

En las estaciones terrestres es conveniente instalar el barómetro aneroides cerca de uno de mercurio para efectuar comparaciones y normalizaciones (véase la sección 3.10).

3.9.4 *Exposición de los barógrafos*

El barógrafo se instalará en un lugar que ofrezca protección contra los cambios bruscos de temperatura, las vibraciones y el polvo. No estará expuesto a la luz solar directa o a la manipulación por personas no autorizadas. El montaje sobre una almohadilla de espuma de goma es un medio adecuado para disminuir los efectos de la vibración. El lugar elegido estará limpio y seco, y el aire estará relativamente exento de sustancias que pudieran causar corrosión, defectos de funcionamiento del mecanismo, etc.

Con el fin de reducir al mínimo el efecto de paralaje, es importante que el frente del instrumento se encuentre a una altura conveniente para realizar la lectura

al nivel del ojo en condiciones normales de funcionamiento. El barógrafo estará iluminado uniformemente y, en caso necesario, se utilizará también luz artificial.

Cuando haya que enviarlo por avión, o transportarlo por cualquier otro medio a gran altitud, se desconectará el brazo de la plumilla, y se tomarán las medidas necesarias para que el mecanismo soporte la sobrecarga causada al rebasarse el ámbito normal de medición del instrumento.

3.10 **Comparación, calibración y mantenimiento**

3.10.1 *Requisitos generales para la comparación entre barómetros*

Vista la importancia que revisten las observaciones exactas de la presión, especialmente con fines aeronáuticos y sinópticos, y teniendo en cuenta los diversos errores posibles a los que está expuesto el barómetro de mercurio, un inspector verificará regularmente todos los barómetros de la estación. En las secciones siguientes se dan algunas orientaciones sobre el equipo que se utilizará en las inspecciones, la frecuencia con que se efectuarán y otros temas conexos. Cuando se empleen barómetros aneroides de precisión como barómetros de estación, se las comparará frecuentemente (como mínimo una vez por semana) con un barómetro de mercurio, y en una tarjeta adecuada, o en un libro de registro especial se consignarán esas inspecciones.

Puede prescindirse de la comparación con un barómetro de mercurio si se efectúan comparaciones diarias con un segundo barómetro aneroides mantenido en la estación, y con las presiones analizadas de los alrededores; estas comparaciones se confirmarán con verificaciones semestrales mediante un patrón itinerante.

Para referirse a las diversas categorías de barómetros en de un servicio meteorológico nacional se podrán utilizar los símbolos siguientes:

- A: barómetro patrón primario o secundario, con capacidad para realizar determinaciones de la presión independientes con una exactitud de al menos $\pm 0,05$ hPa;
- B: barómetro patrón de trabajo, de diseño adecuado para hacer comparaciones de presión periódicas y con errores conocidos, determinados por comparación con un instrumento patrón primario o secundario;
- C: barómetro patrón de referencia, utilizado para comparaciones entre barómetros patrón itinerantes y barómetros de estación, realizadas durante la inspección sobre el terreno de las estaciones de un servicio meteorológico nacional;
- S: barómetro (de mercurio, aneroides o electrónico) emplazado en una estación meteorológica corriente;
- P: barómetro de mercurio, de buena calidad y exactitud, que puede ser trasladado de una estación a otra sin perder su calibración;

- N: barómetro anerode de precisión, transportable y de primera calidad;
- Q: barómetro digital de precisión, transportable y de primera calidad, para ser utilizado como patrón itinerante ("Q" es la primera letra del término inglés *quality*; en español, calidad);
- M: microbarógrafo transportable de buena calidad y exactitud.

Con objeto de que todos los servicios meteorológicos establezcan programas similares de corrección de barómetros, conviene que se sigan prácticas uniformes en lo que respecta a la calidad del equipo que se utilizarán, la frecuencia de las comparaciones, los procedimientos que se aplicarán, los cambios permisibles del índice de corrección, y los criterios relativos a medidas correctivas.

3.10.2 *Equipo utilizado en las comparaciones de barómetros*

3.10.2.1 **BARÓMETRO PATRÓN PRIMARIO**

Existen opiniones diferentes sobre el mejor tipo de barómetro patrón primario. En los párrafos siguientes se describen dos tipos.

Un patrón primario posible para la presión atmosférica consiste en un comprobador de precisión de peso muerto, que genera una presión calibrada relacionada con los pesos de presión utilizados y el campo de gravedad local. Este tipo de instrumento es relativamente sencillo, y no está expuesto al problema de deriva excesiva que plantea el barómetro de mercurio en un ambiente contaminado.

El barómetro patrón primario puede consistir en un barómetro de mercurio de alta calidad, especialmente diseñado a tal efecto. El patrón primario poseerá un vacío elevado, contendrá mercurio muy puro, de densidad bien conocida y mantenido a una temperatura constante, y se emplazará en un entorno protegido de la contaminación. También necesitará una medida calibrada (escala) y un dispositivo de lectura óptico. Estos tipos de barómetro miden la presión absoluta con una gran exactitud, mientras que los barómetros de peso muerto son instrumentos que miden la presión manométrica.

3.10.2.2 **BARÓMETRO PATRÓN DE TRABAJO**

El barómetro patrón de trabajo y el de referencia, así como el itinerante que se utiliza para compararlos, mantendrán una gran estabilidad durante períodos largos. Esos barómetros pueden ser de mercurio o electrónicos. Los de mercurio tendrán un tubo cuyo diámetro interior será al menos de 12 mm. También es conveniente que estos instrumentos sean del tipo que permite verificar el vacío. Todos los instrumentos serán completa y cuidadosamente corregidos con respecto a todos los errores conocidos, que hayan sido identificados en dos o más comparaciones recientes con barómetros de categoría superior.

3.10.2.3 **BARÓMETRO PATRÓN ITINERANTE**

Un instrumento patrón itinerante seguro mantendrá su corrección de índice durante el viaje hasta una décima de hPa. Se verificará con respecto al patrón de trabajo o de referencia antes y después de cada gira. Una vez hecha la verificación, bajo ningún pretexto deberá abrirse ni ajustarse de ningún modo, hasta tanto se efectúe la comparación final en la estación de origen de la gira. Para que esté debidamente protegido, se lo transportará en un estuche acolchado de gran calidad.

Cuando el patrón itinerante es de mercurio se lo examinará cuidadosamente antes de iniciar la gira para asegurarse de que el mercurio de la cubeta y del tubo esté limpio, no haya burbujas en el tubo, y el vacío de la cámara barométrica sea bueno. Se tomarán todas las precauciones necesarias durante el manejo, embalaje y transporte de los patrones itinerantes, para reducir al mínimo las causas eventuales de cualquier variación, por leve que sea, de su corrección de índice. Se evitarán todos los movimientos rápidos y bruscos que puedan dar lugar a que burbujas de aire de la cubeta asciendan por el tubo del barómetro. Los patrones itinerantes de mercurio se transportarán en una caja de cuero o metal, debidamente acolchada, manteniendo siempre el extremo de la cubeta más alto que el tubo.

3.10.2.4 **ESPECIFICACIONES DE LOS BARÓMETROS DE MERCURIO PORTÁILES (CATEGORÍA P)**

Cuando se utilice un barómetro de mercurio como instrumento de categoría P, deberá estar diseñado de forma que permita verificar el vacío, o que permita crear un buen grado de vacío en la parte alta del tubo mediante una bomba de vacío. Es fundamental que exista una válvula de verificación que cierre el tubo herméticamente. También tendrá una estabilidad elevada durante períodos largos, y un diámetro interior del tubo de 12 mm como mínimo. Además, es conveniente que disponga de un medio para determinar si la cantidad de mercurio en la cubeta fija ha permanecido constante desde su llenado original.

También se puede utilizar como patrón itinerante un barómetro de Fortin, bien construido, con un tubo de diámetro interior de por lo menos 9 mm o, de ser posible, 12 mm. En lo que concierne a la repetibilidad, se considera necesario un grado de exactitud de alrededor de 0,1 hPa. Los barómetros de categoría P se calibrarán para una gama amplia de presión y temperatura, que abarque todos los valores posibles que puedan presentarse.

3.10.2.5 **ESPECIFICACIONES DE LOS BARÓMETROS ELECTRÓNICOS PORTÁILES DE CATEGORÍA P**

Los barómetros electrónicos portátiles han alcanzado ya el grado de desarrollo y fiabilidad que permite su utilización como barómetros de categoría P. El instrumento deberá tener antecedentes de fiabilidad, con

corrección de deriva baja, determinados en varias comparaciones efectuadas durante un año o más con un barómetro normal, y por encima de la gama de presión máxima a la que se prevé que funcionará el aparato.

Se prefiere el barómetro electrónico con varios transductores de presión controlados por un microprocesador independiente. Se garantizará la exactitud del mecanismo de compensación de la temperatura. Las lecturas de los transductores de presión se efectuarán sin tener que tocarlos, y el barómetro será lo suficientemente robusto para que pueda soportar los choques a los que pueda estar expuesto durante el transporte.

3.10.3 Comparación de barómetros

3.10.3.1 COMPARACIÓN INTERNACIONAL DE BARÓMETROS

Se atribuye una gran importancia a las comparaciones internacionales de barómetros. De 1989 a 1991 se llevó a cabo en De Bilt (Países Bajos) la Comparación de Barómetros Digitales Automáticos de la OMM. Sólo mediante estas comparaciones se puede asegurar la uniformidad de los patrones nacionales de los instrumentos de medición de la presión atmosférica, y con ello evitar toda discrepancia de los datos de presión entre países diferentes. El procedimiento recomendado para esas comparaciones se describe en la sección 3.10.4.

El programa de comparaciones consiste en:

- a) comparación del patrón de trabajo nacional B con el patrón primario o secundario A, al menos una vez cada dos años. Si los barómetros A y B están situados en el mismo centro, no se necesitan patrones itinerantes;
- b) comparación del patrón de referencia C con el patrón de trabajo nacional B mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada dos años;
- c) comparación del barómetro de estación C con el patrón de referencia C mediante patrones itinerantes, al menos una vez por año, o comparación con el patrón de trabajo B, cada uno o dos años, según las características conocidas de los barómetros que se utilicen. Que la comparación se realice en la estación o en un servicio central de calibración es una cuestión de política. En el último caso, no se requieren patrones itinerantes.

Se entiende que el error del barómetro al final de cualquier eslabón de la cadena de comparaciones se determina con respecto al barómetro patrón primario o secundario A, de manera que los resultados de las lecturas barométricas corregidas son de carácter absoluto en cada fase.

3.10.3.2 INSPECCIÓN DE LOS BARÓMETROS DE ESTACIÓN

Para inspeccionar los barómetros de estación es apropiado el modelo de Fortin, con tubo de diámetro interior de 9 mm. También se pueden utilizar barómetros aneroides de precisión y barómetros electrónicos como

patrones itinerantes, siempre que tengan la estabilidad y exactitud necesarias. Se recomienda utilizar tres o más instrumentos a la vez, para poder detectar inmediatamente cualquier cambio que se produzca en uno de ellos. El barómetro anerode que se utilice con este propósito no estará sujeto a efectos de histéresis y, además, su coeficiente de temperatura será despreciable. Estas características sólo se consiguen con materiales y diseños especiales. Una característica fundamental de un instrumento adecuado estriba en que la cápsula anerode no soporte el peso del mecanismo indicador. Los barómetros con dispositivo de lectura digital son muy convenientes como patrones itinerantes, siempre y cuando su estabilidad sea lo suficientemente buena.

3.10.3.3 PROCEDIMIENTOS DE COMPARACIÓN DE LOS BARÓMETROS DE MERCURIO

En general, se seguirán las instrucciones dadas en las secciones anteriores. Se adoptan todas las precauciones normales necesarias para el emplazamiento del barómetro en la estación y su lectura. Las investigaciones demuestran que, si se toman las precauciones debidas, en una comparación de barómetros se pueden conseguir normalmente lecturas con un promedio de exactitud de 0,05 hPa.

Las lecturas comparativas de los barómetros se consignarán en formularios adecuados. El instrumento ira acompañado de un registro permanente de todas las verificaciones, que contendrá información sobre la fecha de la comparación, la presión y la temperatura a la que se efectuó y las correcciones obtenidas.

Los informes de las comparaciones de barómetros se enviarán a los servicios meteorológicos nacionales, en los que se evaluarán los errores, se calcularán y publicarán las correcciones, y se determinarán las medidas correctoras necesarias. Se mantendrán registros continuos de los datos de comparación de cada barómetro de estación, con objeto de estudiar su funcionamiento durante un período de años y detectar sus defectos. Los registros tabulares y/o gráficos son herramientas visuales útiles para un programa de control de calidad de los barómetros.

3.10.3.4 VERIFICACIÓN DE LOS BARÓMETROS ELECTRÓNICOS

Teniendo en cuenta el estado actual de desarrollo de los barómetros electrónicos, es importante verificar su exactitud a intervalos frecuentes. Según el procedimiento habitual, el barómetro electrónico se calibra en un centro de calibración antes de enviarlo a la estación meteorológica de observación donde, durante varios días, se efectuarán lecturas comparativas de la presión entre el barómetro electrónico y el patrón itinerante. Esas lecturas se harán con todos los barómetros colocados a la misma altura, cuando la velocidad del viento sea inferior a 12 m s⁻¹ y la presión sea estable o sufra cambios inferiores a 1 hPa h⁻¹. Un barómetro electrónico cuya diferencia

media con respecto al patrón itinerante exceda de 0,25 hPa se considerará no apto para servicio y se devolverá al centro de calibración para su recalibración.

En la medida de lo posible, es aconsejable instalar dos barómetros electrónicos independientes en una estación meteorológica de observación, uno de los cuales tendrá antecedentes de deriva baja. Este último barómetro será identificado por el personal del servicio de calibración a partir de sus antecedentes, y se denominará barómetro de deriva baja. A la llegada de cada nuevo barómetro a la estación, se realizará la serie de lecturas comparativas descritas más arriba, y se establecerá la diferencia media entre el barómetro de deriva baja y el nuevo. Finalizada esta operación, se efectuarán lecturas diarias con ambos barómetros y se calculará la suma directa de 25 diferencias. La suma de esas 25 diferencias variará, si el barómetro de deriva baja y el nuevo experimentan derivas distintas. Cuando una estación tenga un barómetro de mercurio y un barómetro electrónico, el barómetro de deriva baja será normalmente el de mercurio. Los valores de deriva del barómetro de mercurio se verificarán mediante pruebas de calibración regulares.

Esas pruebas no equivalen a una inspección o nueva calibración del barómetro electrónico. Cada servicio meteorológico establecerá procedimientos minuciosos de inspección y calibración para sus instrumentos electrónicos, en los que utilizará como guía el método descrito anteriormente.

3.10.4 *Procedimiento general recomendado para comparar barómetros ubicados en emplazamientos diferentes*

La comparación de los barómetros es esencial y debería realizarse de los siguientes modos:

- a) si se trata de comparar el barómetro "1" con el barómetro "2", una persona calificada llevará tres o más patrones itinerantes, preferentemente de categoría P, desde el barómetro "1" al "2", y retornará al "1", con lo que se cierra el circuito. Este procedimiento es aplicable entre países y dentro de los mismos. De ordinario, el barómetro "1" se encuentra en el laboratorio central de una organización nacional de normalización, o en el laboratorio de un servicio meteorológico nacional. El barómetro "2" está instalado en cualquier otro lugar. La utilización de instrumentos patrón de categoría N y M es facultativa, y puede prescindirse de M si ambos emplazamientos cuentan con microbarógrafos de buena calidad;
- b) a efectos de normalización, los patrones itinerantes se colocarán cerca del barómetro objeto de la comparación, y todos los instrumentos se mantendrán en la misma exposición durante 24 horas como mínimo antes de comenzar las lecturas comparativas oficiales. Una corriente de aire generada por un ventilador eléctrico situado sobre los instrumentos ayudará a igualar sus temperaturas.

La temperatura del recinto se mantendrá con la mayor uniformidad posible;

NOTA: se desconectará el ventilador antes de iniciar la comparación.

- c) cuando la categoría patrón M indique que la presión fluctúa rápidamente, no se tomarán lecturas comparativas. Se dará preferencia a los períodos de calma barométrica, es decir, cuando la presión es estable o cambia lentamente;
- d) las lecturas comparativas se harán a intervalos uniformes de no menos de 15 minutos;
- e) de la experiencia se desprende que se necesitan al menos cinco lecturas comparativas para los barómetros de categoría S de las estaciones corrientes. Para los barómetros de categorías A, B y C, hacen falta al menos diez lecturas comparativas con fines de normalización;
- f) cuando las condiciones meteorológicas lo permitan, las lecturas comparativas de los casos mencionados en último lugar se efectuarán a presiones distintas, tanto altas como bajas;
- g) en el registro se consignarán: las observaciones del termómetro incorporado; las lecturas de los patrones itinerantes y los barómetros objeto de la comparación; la velocidad, la dirección y las rachas del viento; las correcciones de gravedad, temperatura y errores instrumentales; la elevación real por encima del nivel del mar del punto cero de los barómetros; la latitud, longitud, nombre del lugar, fecha y hora de las observaciones;
- h) en el caso de que se utilicen barómetros de categoría N, sus lecturas incluirán las lecturas de dos o más barómetros aneroides de precisión, corregidos con respecto a una referencia común si la comparación con instrumentos de categoría A o B muestra diferencias en la calibración. Las lecturas corregidas de los barómetros aneroides concorderán con los márgenes de tolerancia estipulados para el instrumento; de no ser así, la comparación se considerará nula;
- i) cuando en la comparación se utilizan patrones itinerantes, el barómetro "1" pertenecerá a la categoría superior del barómetro patrón disponible en el punto de partida. El barómetro "1" puede ser de categoría A, B o Br; (véase la sección 3.10.5.1), siendo la categoría C la calidad más baja aceptable. El barómetro "1" requiere dos series de comparaciones con los patrones itinerantes:
 - i) antes de transportar a mano los patrones itinerantes desde el emplazamiento del barómetro "1" hasta el del barómetro "2"; y
 - ii) después de que los patrones itinerantes vuelvan a su punto de partida, tras su desplazamiento desde y hasta el emplazamiento del barómetro "2". Las comparaciones efectuadas "antes" y "después" se comprobarán entre sí. Si la concordancia con el barómetro "1" no rebasa los márgenes de tolerancia satisfactorios

de los instrumentos, cabe suponer que las comparaciones entre los patrones itinerantes y el barómetro "2" también responden a los márgenes estipulados, siempre que se hayan tenido los debidos cuidados durante todas las etapas del proceso de comparación. Pero si hay un desacuerdo significativo, o si se sabe que ha ocurrido un contratiempo con consecuencias perjudiciales para los instrumentos, o si, por cualquier motivo se pone en duda la validez de los datos de la comparación, se considerará que el ejercicio de comparación no tiene validez, y se repetirá todo el procedimiento;

- j) en la medida de lo posible, todas las discrepancias se expresarán en último término con respecto a una lectura primaria o secundaria del barómetro de categoría A, con lo que se conseguirá establecer una base común para todas las comparaciones. En el informe sobre las comparaciones se indicará el patrón utilizado en cada caso;

NOTA: Cuando se elija un programa en el que haya que suprimir los errores barométricos residuales, se dispondrá de un sistema homogéneo de datos barométricos de observación conformes a un solo patrón, que permitirá eliminar los errores de los gradientes horizontales de presión causados por fuentes instrumentales.

- k) antes y después de volver a instalar los barómetros en una estación o laboratorio, se compararán los instrumentos o de limpiar el mercurio, para detectar rápidamente la aparición de defectos.

3.10.5 Comparación regional de barómetros

3.10.5.1 NOMENCLATURA Y SÍMBOLOS

Los símbolos que se refieren a las categorías de barómetros, son los siguientes:

A_r: barómetro de categoría A seleccionado por acuerdo regional como patrón de referencia de los barómetros de la Región;

B_r: barómetro de categoría B, que los servicios meteorológicos nacionales de la Región convienen en utilizar como barómetro patrón de la Región, en caso de que la Región no disponga de un barómetro de categoría A.

El Anexo 3.B contiene la lista de barómetros patrón a nivel regional.

3.10.5.2 SISTEMA DE COMPARACIÓN INTERREGIONAL

Se deben tener en cuenta las siguientes medidas cuando se planifican las comparaciones interregionales:

- a) en cada Región, los países Miembros designarán un barómetro patrón primario o secundario A para que funcione como A_r de la Región. Si en la Región no se dispone de un barómetro primario o secundario, se elegirá de consuno un barómetro de categoría B como patrón regional para toda la Región, al que se

identificará con el símbolo B_r. Teniendo en cuenta los gastos que ello suponga, se determinará si para una Región puede considerarse ventajoso designar más de un barómetro patrón;

- b) una persona competente se encargará de llevar consigo los patrones itinerantes, desde una estación central equipada con un barómetro de categoría A_r, hasta una Región próxima dotada por lo menos con un barómetro de categoría B o B_r. Se efectuará entonces una comparación de los barómetros conforme al método descrito en la sección 3.10.3. A efectos de verificación y comparación, a veces resulta conveniente repetir el proceso, y comparar el barómetro B_r con un barómetro A_r de otra Región;
- c) se enviarán copias de los registros de la comparación a cada una de las estaciones centrales dotadas de un barómetro de categoría A, y a la estación donde esté el barómetro B o B_r que haya sido comparado. Se enviarán resúmenes de los resultados de la comparación a todos los servicios meteorológicos de la Región donde está situado el barómetro B o B_r.

3.10.5.3 SISTEMA DE COMPARACIÓN INTERNACIONAL DENTRO DE UNA REGIÓN

Se deben tener en cuenta las siguientes medidas cuando se planifican las comparaciones internacionales:

- a) cada servicio meteorológico nacional comparará sus barómetros de categoría B con un barómetro de categoría A de la Región, si está disponible, mediante el sistema descrito en la sección 3.10.4. Cuando sea factible, se dará preferencia al barómetro de categoría A de la Región para designarlo instrumento patrón de la zona;
- b) cuando en una Región no se disponga de un barómetro de categoría A, se compararán los barómetros de categoría B de los servicios meteorológicos de la Región con el barómetro de categoría B_r de la Región, conforme a lo descrito en la sección 3.10.4;
- c) cuando una persona competente participa en la ejecución del programa de comparación de barómetros B y B_r, conviene que haga, otras comparaciones con barómetros de categoría B y C durante su viaje de ida y vuelta a la estación donde está emplazado el barómetro B_r de la Región;
- d) se preparan copias de los registros y resúmenes de las comparaciones, que se enviarán a las entidades interesadas, conforme a lo indicado en la sección 3.10.5.2 c).

3.11 Ajuste de las lecturas del barómetro a otros niveles

Para que las lecturas de los barómetros efectuadas en estaciones de altitud diferente puedan ser comparadas, es preciso reducirlas al mismo nivel. Para efectuar esta reducción, se utilizan diversos métodos, pero hasta el

momento la OMM no ha recomendado ninguno en particular, salvo en el caso de las estaciones a nivel bajo.

Algunos de los métodos en uso se describen en OMM (1964; 1968). En OMM (1973) contiene una serie completa de fórmulas que pueden utilizarse para cálculos relativos a la presión.

3.11.1 Niveles normalizados

La presión atmosférica observada se reducirá al nivel medio del mar en todas las estaciones, a condición de que esto se pueda hacer con una exactitud razonable. No siendo este el caso, la estación de que se trate comunicará, conforme a lo estipulado en un acuerdo regional, la altura geopotencial de un "nivel de presión constante" convenido, o la presión reducida a un nivel de referencia acordado para la estación. El nivel elegido para cada estación se notificará a la Secretaría de la OMM para su difusión.

3.11.2 Estaciones a nivel bajo

En las estaciones a nivel bajo, las lecturas de la presión se reducirán al nivel medio del mar, añadiendo a la presión de la estación una constante de reducción C dada por la expresión siguiente, que ha sido establecida a partir de la que figura en la cuarta edición de la presente Guía, de modo que pueda utilizarse en una mayor diversidad de condiciones:

$$C = p \cdot H_p / 29,27 T_v$$

donde p es la presión observada en la estación, expresada en hPa, H_p es la elevación de la estación en metros, y T_v es el valor normal de la media anual de la temperatura virtual en la estación, expresada en grados Kelvin.

NOTA: La temperatura virtual del aire húmedo es la temperatura a la que el aire seco, sometido a la misma presión, tendría la misma densidad que el aire húmedo. OMM (1973) contiene los incrementos de la temperatura virtual del aire saturado a distintas presiones y temperaturas.

Este procedimiento se empleará únicamente en las estaciones cuya elevación sea tan baja que, si los valores extremos absolutos de la temperatura virtual sustituyesen a T_v en la ecuación, la desviación del resultado

generada por las otras aproximaciones de la ecuación (uso de la altura en lugar de la altura geopotencial normalizada, y que C sea inferior en comparación con P), son comparativamente despreciables.

Referencias

- Liu, H. and Darkow, G., 1989: Wind effect on measured atmospheric pressure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 6, Número 1, febrero 1989.
- Miksad, R., 1976: An omni-directional static pressure probe. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Volumen 15, noviembre 1976.
- Organización Meteorológica Mundial, 1964: *Note on the Standardization of Pressure Reduction Methods in the International Network of Synoptic Stations*. WMO Technical Note No. 61, WMO-No. 154.T.P.74, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. WMO Technical Note No. 91, WMO-No. 226.T.P.120, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1973: *International Meteorological Tables* (S. Letestu). WMO-No. 188, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volúmenes I y II, OMM-Nº 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*. OMM-Nº 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (J. P. Van Der Meulen). Instrument and Observing Methods Report No. 46, WMO/TD-No. 474, Ginebra.
- Sax, I. N., 1975: *Dangerous Properties of Industrial Materials*. cuarta edición, Van Nostrand Reinhold Co., Nueva York.
- United States Weather Bureau, 1963: *Manual of Barometry* (WBAN). Volumen 1, Primera edición, US Government Printing Office, Washington, D.C.

ANEXO 3.A

CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO EN CONDICIONES NORMALES

Corrección del índice de error

Los errores residuales de la graduación de la escala de un barómetro se determinarán por comparación con un instrumento patrón; pueden incluir errores causados por la falta de exactitud en la posición o subdivisión de la escala, la capilaridad y el vacío imperfecto. Los certificados de la comparación con el instrumento patrón especificarán las correcciones que habrá que aplicar por error de índice en no menos de cuatro puntos de la escala, por ejemplo, a cada 50 hPa. En un buen barómetro, esas correcciones no excederán de unas pocas décimas de hectopascal.

Correcciones de la gravedad

La lectura de un barómetro de mercurio a presión y temperatura determinadas depende del valor de la gravedad que, a su vez, varía con la latitud y la altitud. Los barómetros destinados a aplicaciones meteorológicas se calibran para que den lecturas de la presión verdadera a la gravedad convencional de 9,806 65 m s⁻², por lo que habrá que corregir toda lectura hecha con cualquier otro valor de gravedad. Para reducir esas lecturas a la gravedad convencional se recomienda el método siguiente: sea *B* la lectura observada del barómetro de mercurio; *B_t* la lectura del barómetro reducida a la temperatura normal pero no a la gravedad normal y corregidos los errores instrumentales; *B_n* la lectura del barómetro reducida a la gravedad normal y a la temperatura normal, y corregidos los errores instrumentales; *B_{ca}* el promedio climatológico de *B_t* en la estación; *g_{φH}* la aceleración local de la gravedad (en m s⁻²) en una estación de latitud *φ* y elevación *H* por encima del nivel del mar; *g_n* la aceleración convencional de la gravedad: 9,806 65 m s⁻².

Las relaciones siguientes son apropiadas:

$$B_n = B_t (g_{\phi H} / g_n) \tag{3.A.1}$$

ó:

$$B_n = B_t + B_t [(g_{\phi H} / g_n) - 1] \tag{3.A.2}$$

Se puede utilizar la ecuación aproximada 3.A.3 que se da a continuación, siempre que su resultado no difiera en más de 0,1 hPa del resultado que se habría obtenido con la ecuación 3.A.2:

$$B_n = B_t + B_{ca} [(g_{\phi H} / g_n) - 1] \tag{3.A.3}$$

La aceleración local de la gravedad, *g_{φH}*, se determinará mediante el procedimiento descrito en la sección

siguiente. Se considerará que los valores obtenidos están en la Red Internacional de Normalización de la Gravedad (RING) 71.

Cálculo de la aceleración local de la gravedad

Según el Sistema Geodésico de Referencia 1980, el valor teórico *g_{φ0}* de la aceleración de la gravedad al nivel medio del mar y a la latitud geográfica *φ* se calcula mediante la ecuación 3.A.4:

$$g_{\phi 0} = 9,806\ 20 (1 - 0,002\ 644\ 2 \cos 2\phi + 0,000\ 005\ 8 \cos^2 2\phi) \tag{3.A.4}$$

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado de la superficie del terreno de una estación terrestre se calcula mediante la ecuación 3.A.5:

$$g = g_{\phi 0} - 0,000\ 003\ 086\ H + 0,000\ 001\ 118 (H - H') \tag{3.A.5}$$

donde *g* es el valor local calculado de la aceleración de la gravedad en un punto dado, expresado en m s⁻²; *g_{φ0}* es el valor teórico de la aceleración de la gravedad, en m s⁻², al nivel del mar y a la latitud geográfica *φ*, calculado según la ecuación 3.A.4; *H* es la elevación real del punto dado sobre el nivel medio del mar, en metros; *H'* es la elevación media sobre el nivel del mar, en metros, de la superficie real del terreno incluida en un círculo cuyo radio es de unos 150 km y su centro es el punto dado.

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado, dentro de la altura *H* sobre el nivel medio del mar, no superior a unos 10 km, y cuando dicho punto esté situado sobre la superficie del agua, se calcula mediante la ecuación 3.A.6:

$$g = g_{\phi 0} - 0,000\ 003\ 086\ H - 0,000\ 006\ 88 (D - D') \tag{3.A.6}$$

donde *D* es la profundidad del agua, en metros, por debajo del punto dado; y *D'* es la profundidad media del agua, en metros, incluida dentro de un círculo cuyo radio es de unos 150 kilómetros, y su centro es el punto dado.

En las estaciones o puntos ubicados en la costa o cerca de ella, el valor local de la aceleración de la gravedad se calculará, en la medida de lo posible, mediante las ecuaciones 3.A.5 y 3.A.6 a prorrato, calculando el último término de la ecuación 3.A.5 según el área relativa de terreno incluida en el círculo especificado, y el último término de la ecuación 3.A.6 según el área relativa de mar incluida en el círculo. Una vez obtenidos esos valores, se combinan algebraicamente para obtener

una corrección que se aplica al último término del segundo miembro en ambas ecuaciones, como se indica en la ecuación 3.A.7:

$$g = g_{\phi 0} - 0,000\ 003\ 086\ H + 0,000\ 001\ 118\ \alpha(H - H') - 0,000\ 006\ 88(1 - \alpha)(D - D') \quad (3.A.7)$$

donde α es la fracción de terreno del área especificada, y H' y D' se refieren a las áreas reales de tierra y de agua, respectivamente.

Determinación de la aceleración local de la gravedad

Para determinar el valor local de la aceleración de la gravedad en una estación, con un grado de precisión superior al obtenido mediante los métodos indicados anteriormente, se utilizará una de las técnicas que se indican a continuación. En la primera técnica se utiliza un gravímetro (instrumento que mide la diferencia entre los valores de la aceleración de la gravedad en dos puntos), y en la segunda se utilizan las denominadas anomalías de Bouguer. Será preferible el método del gravímetro.

Utilización del gravímetro

Supongamos que g_1 representa la aceleración local conocida de la gravedad en cierto punto O , que generalmente es una estación base de medición de la gravedad establecida por una organización geodésica, donde g_1 se expresa en RING-71, y supongamos, además, que g representa la aceleración local desconocida de la gravedad, expresada en el sistema gravitatorio meteorológico, en otro punto X , del que se desea obtener el valor g . Sea Δg la diferencia de aceleración de la gravedad entre los dos lugares, observada mediante un gravímetro, o sea, Δg es el valor en el punto X menos el valor en el punto O en un sistema congruente. Entonces, g viene dada por la ecuación 3.A.8:

$$g = g_1 + \Delta g \quad (3.A.8)$$

Utilización de las anomalías de Bouguer

Si no se dispone de un gravímetro, se pueden utilizar las anomalías de Bouguer interpoladas (A_B) para obtener el valor de g en un punto dado. Es necesario disponer de un mapa de isóneas que especifique esas anomalías, como el que puede facilitar una organización geodésica o una red de estaciones de medición de la gravedad, de una densidad de al menos una estación por cada 10 000 km² (no más de 100 km de distancia entre las estaciones), situada en las proximidades del punto.

Se pueden utilizar como base redes gravimétricas de densidad algo inferior, siempre y cuando la organización geodésica informe que este método puede dar resultados más fiables que los conseguidos con el uso de un gravímetro.

La definición de la anomalía de Bouguer (A_B) se deduce de la ecuación 3.A.9:

$$g_s = (g_{\phi 0})_s - C \cdot H + A_B \quad (3.A.9)$$

donde $(g_{\phi 0})_s$ es el valor teórico de la aceleración de la gravedad a la latitud ϕ , al nivel del mar, como figura en la fórmula realmente utilizada para calcular la anomalía de Bouguer. Esta fórmula expresa el valor como una función de la latitud en algún sistema; H es la elevación de la estación sobre el nivel del mar, expresada en metros, a la que se ha medido g_s ; a su vez g_s es el valor observado de la aceleración de la gravedad, en m s⁻²; mientras que A_B es la anomalía de Bouguer, en m s⁻²; y C es el factor de corrección de elevación utilizado para calcular la anomalía de Bouguer (por ejemplo, cuando se emplea una gravedad específica de la corteza terrestre de 2,67, el factor es 0,000 001 968 ms⁻²).

Cuando se desea conocer el valor de g para una estación determinada, y dicho valor no se ha medido, el valor de g_s se calculará mediante la ecuación 3.A.9, a condición de que el valor apropiado de A_B correspondiente al emplazamiento de la estación se pueda interpolar a partir de los mapas de isóneas o de los datos que representan las anomalías de Bouguer, facilitados por una red adecuada de estaciones gravimétricas como la descrita más arriba.

Correcciones por temperatura

Las lecturas del barómetro se corregirán para lograr el valor que se habría obtenido si el mercurio y la escala hubieran estado a temperaturas normales. La temperatura estándar de los barómetros de mercurio es 0°C. En lo que respecta a las escalas, algunos barómetros tienen escalas que leen con exactitud a esta temperatura, pero otros leen con exactitud a una temperatura de 20°C.

La corrección por temperatura que necesitan los barómetros de cubeta ajustable (modelo de Fortin) es diferente de la que necesitan los de cubeta fija, aunque el principio básico que hace necesaria la corrección por temperatura es el mismo para ambos tipos, a saber, que el coeficiente de dilatación térmica cúbica del mercurio es diferente del coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala. Por consiguiente, se precisa una corrección determinada para los dos tipos de barómetro de mercurio.

El barómetro de cubeta fija necesita una corrección complementaria, porque un incremento de la temperatura del instrumento origina un aumento de volumen del mercurio y de las áreas de sección transversal de la cubeta (hierro) y del tubo (vidrio). Debido a estos cambios de área, el ascenso aparente del mercurio causado por el incremento de temperatura es inferior al que se produciría si las áreas permanecieran constantes. Esto sucede porque parte del mercurio del barómetro pasa a ocupar el incremento de capacidad causado por la dilatación de la cubeta y del tubo.

Por diversas razones, la escala de un barómetro de cubeta fija se calibrará con respecto a un barómetro patrón primario del tipo cubeta ajustable. Algunos fabricantes hacen disminuir el volumen del mercurio de manera que las lecturas del barómetro de prueba

concuenden con las del barómetro patrón a 20°C. Las lecturas de un barómetro patrón primario, cuyas escalas son exactas cuando se utiliza 20° C como temperatura de referencia, permiten elaborar tablas de corrección para los barómetros de cubeta fija.

Los científicos han llevado a cabo estudios exhaustivos sobre las correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio, cuyos resultados se resumen en la siguiente tabla.

Correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio

1.	a)	escala correcta a 0°C y adicionalmente	$C_t = -B(\alpha - \beta) \cdot t$
	b)	volumen Hg correcto a 0°C	$C_{t,v} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot 4V/3A$
2.		escala correcta a 0°C y volumen Hg correcto a 20°C	$C_{t,v} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot 4V/3A$
3.	a)	escala correcta a 20°C	$C_t = -B[\alpha \cdot t - \beta \cdot (t - 20)]$
	b)	volumen Hg correcto a 0°C	$C_{t,v} = -B[\alpha \cdot t - \beta \cdot (t - 20)] - (\alpha - 3\eta) \cdot t \cdot (4V/3A)$
	c)	vol. Hg disminuye en cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,v} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot t \cdot (4V/3A)$
4.		Escala correcta a 20°C y	
	a)	volumen Hg correcto a 20°C	$C_{t,v} = -B[\alpha \cdot t - \beta(t - 20)] - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot (4V/3A)$
	b)	vol. Hg disminuye en cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,v} = -B(\alpha - \beta) t - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot (4V/3A)$

donde:

C_t = corrección de temperatura;
 $C_{t,v}$ = corrección adicional para barómetros de cubeta fija;
 B = lectura observada del barómetro;
 V = volumen total de mercurio en el barómetro de cubeta fija;
 A = área de la sección transversal efectiva de la cubeta;
 t = temperatura;
 α = dilatación térmica cúbica del mercurio;
 β = coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala;
 η = coeficiente de dilatación térmica lineal de la cubeta.

ANEXO 3.B

BARÓMETROS PATRÓN A NIVEL REGIONAL

<i>Región</i>	<i>Emplazamiento</i>	<i>Categoría</i>
I	El Cairo, Egipto	A _r
	Casablanca, Marruecos	A _r
	Dakar, Senegal	A _r
	Douala, Camerún	A _r
	Kinshasa/Binza, Zaire	A _r
	Nairobi, Kenya	A _r
	Orán, Argelia	A _r
II	Calcuta, India	B _r
III	Río de Janeiro, Brasil	A _r
	Buenos Aires, Argentina	B _r
	Maracay, Venezuela	B _r
IV	Washington, D.C. (Gaithersburg, Maryland, Estados Unidos)	A _r
	Toronto, Canadá (subregional)	A _r
	San Juan, Puerto Rico (subregional)	A _r
	Miami, Florida, Estados Unidos (subregional)	A _r
V	Melbourne, Australia	A _r
VI	Londres, Reino Unido	A _r
	San Petersburgo, Federación de Rusia	A _r
	Trappes, Francia	A _r
	Hamburgo, Alemania	A _r

CAPÍTULO 4 — MEDICIÓN DE LA HUMEDAD

		<i>Página</i>
4.1	Generalidades.....	I.4-1
4.1.1	Definiciones.....	I.4-1
4.1.2	Unidades y escalas.....	I.4-1
4.1.3	Requisitos meteorológicos.....	I.4-1
4.1.4	Métodos de medición.....	I.4-2
4.1.4.1	Higrómetros.....	I.4-2
4.1.4.2	Exposición: comentarios generales.....	I.4-2
4.1.4.3	Fuentes de error: comentarios generales.....	I.4-2
4.1.4.4	Higrometría gravimétrica.....	I.4-2
4.1.4.5	Métodos basados en la condensación.....	I.4-2
4.1.4.5.1	Método del espejo enfriado (higrómetro de punto de rocío o de punto de congelación).....	I.4-2
4.1.4.5.2	Método de solución salina calentada (higrómetro de vapor en equilibrio, llamado célula de punto de rocío.....	I.4-2
4.1.4.6	Método psicrométrico.....	I.4-3
4.1.4.7	Métodos de sorción.....	I.4-3
4.1.4.8	Absorción de la radiación electromagnética por el vapor de agua (higrómetros de absorción de rayos ultravioletas e infrarrojos).....	I.4-3
4.1.4.9	Constantes de tiempo de los sensores de humedad.....	I.4-4
4.1.4.10	Mantenimiento: comentarios generales.....	I.4-4
4.1.4.11	Filtros de protección.....	I.4-5
4.2	El psicrómetro.....	I.4-5
4.2.1	Consideraciones generales.....	I.4-5
4.2.1.1	Fórmulas y tablas psicrométricas.....	I.4-5
4.2.1.2	Características de un psicrómetro.....	I.4-5
4.2.1.3	Manguito del termómetro húmedo.....	I.4-6
4.2.1.4	Funcionamiento del termómetro húmedo por debajo del punto de congelación.....	I.4-6
4.2.1.5	Método general de observación.....	I.4-7
4.2.1.6	Utilización de termómetros de resistencia eléctrica.....	I.4-7
4.2.1.7	Fuentes de error en psicrometría.....	I.4-7
4.2.2	Psicrómetro de aspiración de Assmann.....	I.4-8
4.2.2.1	Descripción.....	I.4-8
4.2.2.2	Método de observación.....	I.4-8
4.2.2.3	Exposición y emplazamiento.....	I.4-9
4.2.2.4	Calibración.....	I.4-9
4.2.2.5	Mantenimiento.....	I.4-9
4.2.3	Psicrómetro de garita.....	I.4-9
4.2.3.1	Descripción.....	I.4-9
4.2.3.2	Método especial de observación.....	I.4-9
4.2.3.3	Exposición y emplazamiento.....	I.4-10
4.2.4	Psicrómetros de honda o noria.....	I.4-10
4.2.4.1	Descripción.....	I.4-10
4.2.4.2	Método de observación.....	I.4-10
4.2.5	Psicrómetro calentado.....	I.4-10
4.2.5.1	Descripción.....	I.4-10
4.2.5.2	Método de observación.....	I.4-10
4.2.5.3	Exposición y emplazamiento.....	I.4-10
4.2.6	Psicrómetro de referencia de la OMM.....	I.4-10
4.3	Higrómetro de cabello.....	I.4-11
4.3.1	Consideraciones generales.....	I.4-11
4.3.2	Descripción.....	I.4-11
4.3.3	Método de observación.....	I.4-11
4.3.4	Exposición y emplazamiento.....	I.4-12
4.3.5	Fuentes de error.....	I.4-12
4.3.5.1	Variaciones del cero.....	I.4-12

4.3.5.2	Errores debidos a la contaminación del cabello.....	I.4-12
4.3.5.3	Histéresis.....	I.4-12
4.3.6	Calibración y comparación	I.4-12
4.3.7	Mantenimiento	I.4-13
4.4	Higrómetro de punto de rocío con espejo enfriado.....	I.4-13
4.4.1	Consideraciones generales	I.4-13
4.4.1.1	Teoría	I.4-13
4.4.1.2	Principios	I.4-13
4.4.2	Descripción	I.4-13
4.4.2.1	Equipo sensor.....	I.4-13
4.4.2.2	Equipo de detección óptica	I.4-13
4.4.2.3	Equipo de control térmico.....	I.4-14
4.4.2.4	Sistema de visualización de la temperatura	I.4-14
4.4.2.5	Sistemas auxiliares.....	I.4-14
4.4.3	Método de observación	I.4-14
4.4.4	Exposición y emplazamiento	I.4-15
4.4.5	Calibración.....	I.4-15
4.5	Higrómetro de condensación de cloruro de litio calentado (célula de punto de rocío)	I.4-16
4.5.1	Consideraciones generales	I.4-16
4.5.1.1	Principios	I.4-16
4.5.1.2	Descripción	I.4-16
4.5.1.3	Sensores con calefacción directa	I.4-16
4.5.1.4	Sensores con calefacción indirecta	I.4-17
4.5.2	Método operacional	I.4-17
4.5.3	Exposición y emplazamiento	I.4-17
4.5.4	Fuentes de error.....	I.4-17
4.5.5	Calibración.....	I.4-17
4.5.6	Mantenimiento	I.4-17
4.6	Higrómetros eléctricos de resistencia y de capacitancia.....	I.4-18
4.6.1	Consideraciones generales	I.4-18
4.6.2	Resistencia eléctrica.....	I.4-18
4.6.3	Capacitancia eléctrica	I.4-18
4.6.4	Método de observación	I.4-18
4.6.5	Exposición y emplazamiento	I.4-18
4.6.6	Calibración.....	I.4-18
4.6.7	Mantenimiento	I.4-18
4.7	Higrómetros de absorción de radiación electromagnética	I.4-18
4.8	Seguridad	I.4-19
4.9	Instrumentos de referencia y calibración	I.4-20
4.9.1	Principios relativos a la calibración de los higrómetros	I.4-20
4.9.2	Frecuencia y métodos de calibración.....	I.4-21
4.9.3	Calibración en el laboratorio.....	I.4-21
4.9.4	Patrones primarios	I.4-21
4.9.4.1	Higrometría gravimétrica.....	I.4-21
4.9.4.2	Generador dinámico de humedad patrón de dos presiones.....	I.4-21
4.9.4.3	Generador dinámico de humedad patrón de dos temperaturas	I.4-22
4.9.5	Patrones secundarios.....	I.4-22
4.9.6	Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno)	I.4-22
4.9.7	Psicrómetro de referencia de la OMM.....	I.4-22
4.9.8	Soluciones salinas saturadas	I.4-22
Referencias	I.4-23
Anexo 4.A	Definiciones y especificaciones del vapor de agua en la atmósfera	I.4-24
Anexo 4.B	Fórmulas para el cálculo de las mediciones de la humedad	I.4-27

MEDICIÓN DE LA HUMEDAD

4.1 Generalidades

La humedad atmosférica, y , con frecuencia, también su registro continuo es un parámetro importante en la mayoría de los ámbitos de la actividad meteorológica. En el presente capítulo se considera la medición de la humedad en la superficie terrestre o cerca de ella. Son numerosos los métodos utilizados, y es vasta la documentación sobre el tema. Wexler (1965) ofrece una amplia gama, antigua pero todavía útil, de estas técnicas de medición.

4.1.1 Definiciones

Las definiciones de los términos utilizados en el presente capítulo concuerdan con las del *Reglamento Técnico* de la OMM (OMM, 1988, Apéndice B), cuyo texto completo se reproduce en el Anexo 4.A de este capítulo.

Las definiciones simples que más se utilizan para expresar las distintas magnitudes en la medición de la humedad son las siguientes:

Razón de mezcla, r : es la relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco.

Humedad específica, q : es la relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire húmedo.

Temperatura del punto de rocío, T_d : es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a una presión dada, tiene una razón de mezcla de saturación igual a la razón de mezcla dada.

Humedad relativa, U : es la razón, expresada en porcentaje, entre la presión de vapor observada y la tensión del vapor saturante con respecto al agua a la misma temperatura y presión.

Presión del vapor, e' : es la presión parcial de vapor de agua en el aire.

Tensiones saturantes del vapor, e'_w y e'_i : son las presiones de vapor en el aire en estado de equilibrio con una superficie de agua o de hielo, respectivamente.

En el Anexo 4.B figuran fórmulas para calcular diversas mediciones de la humedad. Estas versiones de fórmulas y coeficientes fueron adoptadas por la OMM en 1989. Son útiles y de una exactitud suficiente para todas las aplicaciones meteorológicas ordinarias.

Sonntag (1990) da fórmulas más exactas y detalladas para estas y otras magnitudes. Hay fórmulas más antiguas, como las propuestas por la Smithsonian Institution (1951) y la OMM (1988, Apéndice A) de uso extendido y aún apropiadas para la mayoría de las aplicaciones.

4.1.2 Unidades y escalas

Las unidades y los símbolos que se utilizan normalmente para expresar las cantidades más usadas en relación con el vapor de agua en la atmósfera son las siguientes:

a) la razón de mezcla, r , y la humedad específica, q (en kg/kg^{-1});

- b) la presión de vapor en el aire, e' , e'_w , e'_i , así como la presión, p (en hPa);
- c) la temperatura T , la temperatura del termómetro húmedo T_w , la temperatura del punto de rocío T_d , y la temperatura del punto de congelación, T_f (en K);
- d) la temperatura t , la temperatura del termómetro húmedo t_w , la temperatura del punto de rocío t_d , y la temperatura del punto de congelación t_f (en °C);
- e) la humedad relativa U (en porcentaje).

4.1.3 Requisitos meteorológicos

Las mediciones de humedad en la superficie terrestre sirven para el análisis y la predicción meteorológicos, los estudios climatológicos y, en general, muchas otras aplicaciones especiales en hidrología, agricultura, servicios aeronáuticos y estudios del medio ambiente. También, tienen gran importancia por su vinculación con los cambios del estado del agua en la atmósfera.

En el Capítulo 1 de la Parte I y en el Cuadro 4.1 figuran los requisitos generales relativos a la gama, la resolución y la exactitud de las mediciones de la humedad. Los grados de exactitud alcanzables que

CUADRO 4.1

Resumen de los requisitos de rendimiento aplicables a la medición de la humedad en la superficie

Requisito	Temperatura del termómetro húmedo	Humedad relativa	Temperatura del punto de rocío
Gama de la medición	-10 a 35°C	5-100%	Al menos 50 K entre -60 y 35°C
Exactitud requerida ¹⁾	±0,1 k HR alta ±0,2 K HR media	±1% HR alta ±5% HR media	±0,1 k HR alta ±0,5 kHR media
Exactitud de la observación ²⁾	±0,2 k	±3-5% ³⁾	±0,5 ³⁾
Resolución indicada por los códigos	±0,1 K	±1%	±0,1 k
Constante de tiempo del sensor ⁴⁾	20 s	40 s	20 s
Intervalo para calcular la media ⁵⁾	60 s	60 s	60 s

NOTAS:

- 1) La exactitud es la incertidumbre dada correspondiente a dos desviaciones típicas.
- 2) A la humedad relativa media para instrumentos bien diseñados y de buen funcionamiento; difícil de alcanzar en la práctica.
- 3) Si la medición se realiza directamente.
- 4) Para usos climatológicos la constante de tiempo debe ser de 60 segundos (para el 63 por ciento de un cambio gradual).
- 5) Para usos climatológicos la media debe ser de tres minutos.

figuran en el cuadro se refieren a instrumentos de buena calidad, su utilizados y mantenidos adecuadamente. En la práctica, no es fácil lograr esa exactitud. En particular, el psicrómetro en una garita meteorológica sin ventilación forzada, muy utilizado todavía, dista mucho de alcanzar la exactitud deseada.

En las mediciones de humedad, las constantes de tiempo del orden de un minuto son adecuadas para la mayoría de las aplicaciones. Los tiempos de respuesta fácilmente alcanzables con instrumentos de buen funcionamiento se examinan en la sección 4.1.4.9.

4.1.4 *Métodos de medición*

4.1.4.1 HIGRÓMETROS

Todo instrumento utilizado para medir la humedad se denomina higrómetro. Los principios físicos que más se aplican en higrimetría se indican en las secciones 4.1.4.4 a 4.1.4.8. Para más información sobre los diversos métodos, véase Wexler (1965). En OMM (1989) figura el informe de una comparación internacional de la OMM sobre diversos tipos de higrómetros.

4.1.4.2 EXPOSICION: COMENTARIOS GENERALES

Las condiciones generales para la exposición de los sensores de humedad son similares a las de los sensores de temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse para tal fin una garita meteorológica emplazada adecuadamente. En cuanto a las condiciones particulares, es necesario:

- proteger el instrumento de la radiación solar directa, los contaminantes atmosféricos, la lluvia y el viento;
- evitar la formación de un microclima local en la estructura de la garita del sensor o en el dispositivo de muestreo. Cabe señalar que la madera y numerosos materiales sintéticos absorben o pierden vapor de agua en relación con la humedad atmosférica.

La exposición adecuada para cada instrumento se describe en las secciones 4.2 a 4.7.

4.1.4.3 FUENTES DE ERROR: COMENTARIOS GENERALES

Los errores en las mediciones de la humedad pueden deberse a:

- la modificación de la muestra de aire por ejemplo, por una fuente de calor o de vapor de agua o un sumidero;
- la contaminación del sensor por ejemplo, por el polvo y los rociones de mar;
- los errores de calibración, incluida la corrección de la presión, el coeficiente de temperatura del sensor y la interfaz eléctrica;
- el tratamiento inadecuado en las fases líquida y sólida (del agua);
- el diseño inadecuado del instrumento, por ejemplo, conducción de calor por el tubo del termómetro húmedo;
- las fallas de funcionamiento, por ejemplo, no se puede alcanzar un equilibrio estable;

- los intervalos de muestreo o de establecimiento de la media, o de ambos, son inadecuadas.

Es necesario que haya coherencia entre la constante de tiempo del sensor, el intervalo de tiempo para calcular la media y las necesidades relativas a los datos.

Las causas de error mencionadas se aplican de modo diferente a los diversos sensores de humedad. En las secciones pertinentes de este capítulo figuran más detalles al respecto.

4.1.4.4 HIGROMETRÍA GRAVIMÉTRICA

Este método se basa en la absorción, por un deshidratante, del vapor de agua contenido en un volumen de aire conocido (higrómetro gravimétrico, utilizado sólo para patrones primarios). En la sección 4.9 se dan algunos detalles.

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del vapor de agua contenido en una muestra de aire, en términos de su razón de mezcla de humedad. Se trata, en primer lugar, de extraer el vapor de agua que contiene la muestra. Para obtener la masa del vapor de agua se pesa el agente deshidratante antes y después de absorber el vapor. La masa de la muestra seca se puede calcular pesando o midiendo su volumen.

El método se utiliza exclusivamente para obtener un patrón de calibración absoluto que sirva de referencia; este tipo de instrumento se encuentra sobre todo en los laboratorios nacionales de calibración.

4.1.4.5 MÉTODOS BASADOS EN LA CONDENSACIÓN

4.1.4.5.1 MÉTODO DEL ESPEJO ENFRIADO (HIGRÓMETRO DE PUNTO DE ROCÍO O DE PUNTO DE CONGELACIÓN)

Cuando el aire húmedo a una temperatura T , presión p y razón de mezcla r_w (o r_i) se enfría, alcanza su punto de saturación con respecto al agua (o al hielo a temperaturas más bajas), y se puede detectar sobre una superficie sólida no higroscópica un depósito de rocío (o de escarcha). La temperatura de este punto de saturación es la temperatura del punto de rocío T_d (o del punto de congelación T_f).

El higrómetro de espejo enfriado sirve para medir la T_d o la T_f . Los sistemas más utilizados emplean una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada con un dispositivo electrónico de efecto Peltier, y un detector óptico de la condensación.

El método de condensación se utiliza con fines de observación, pero también puede servir de patrón de trabajo o de referencia (véase la sección 4.4).

4.1.4.5.2 MÉTODO DE SOLUCIÓN SALINA CALENTADA (HIGRÓMETRO DE VAPOR EN EQUILIBRIO, LLAMADO CÉLULA DE PUNTO DE ROCÍO)

La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución salina saturada es inferior a la de una superficie similar de agua pura a la misma temperatura. Este efecto se observa en todas las soluciones salinas, pero sobre todo en el cloruro de litio, cuya presión de vapor en equilibrio es excepcionalmente baja.

Una solución acuosa salina (cuya presión de vapor en equilibrio sea inferior a la presión del vapor ambiente) puede calentarse hasta alcanzar una temperatura a la cual la presión del vapor en equilibrio exceda a la presión del vapor ambiente. En este punto, el equilibrio pasará de la condensación a la evaporación y, por último, a una fase de transición de la solución líquida a una forma de hidrato sólido (cristalina). El punto de transición puede detectarse por una disminución característica de la conductividad eléctrica de la solución cuando esta se cristaliza. La presión del vapor ambiente se deduce de la temperatura de la solución a la que se alcanza esa presión del vapor ambiente. Para ello, se coloca un termómetro en la solución, asegurándose de que se establezca un buen contacto térmico. El punto de rocío ambiente (es decir, con respecto a una superficie plana de agua pura) puede determinarse con datos empíricos, estableciendo la relación entre la presión de vapor y la temperatura del agua pura y las soluciones salinas. El cloruro de litio es la solución salina más utilizada para este tipo de sensor.

Este método se emplea con fines de observación, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas (véase la sección 4.5).

4.1.4.6 MÉTODO PSICROMÉTRICO

Un psicrómetro consiste básicamente en dos termómetros juntos; el elemento sensible de uno de los termómetros está cubierto de una fina capa de agua o de hielo, de ahí el término de termómetro húmedo o termómetro engelado. El elemento sensible del segundo termómetro está simplemente expuesto al aire y se llama termómetro seco. Este es el método más utilizado, y se describe con detalle en la sección 4.2.

Debido a la evaporación del agua en el termómetro húmedo, éste por lo general indica una temperatura inferior a la del termómetro seco. La diferencia entre las temperaturas obtenidas con ambos termómetros es una medida de la humedad del aire; cuanto más baja sea la humedad ambiente, más alta será la tasa de evaporación y, por lo tanto, mayor será la diferencia entre los dos termómetros, o sea la diferencia psicrométrica. La relación entre la diferencia psicrométrica y la humedad ambiente se expresa mediante una fórmula psicrométrica.

Este método se emplea mucho con fines de observación. Los instrumentos que utilizan el método psicrométrico se utilizan también con frecuencia como patrones de trabajo.

4.1.4.7 MÉTODOS DE SORCIÓN

Ciertos materiales interactúan con el vapor de agua y sufren, en sus propiedades químicas o físicas, un cambio suficientemente reversible para ser utilizado como sensor de la humedad ambiente. Estos materiales pueden adsorber o absorber el vapor de agua, siendo la adsorción la fijación de una sustancia en la superficie de otra, mientras que la absorción es la penetración de la sustancia en el cuerpo de otra. Una característica de la sustancia

higroscópica es que absorbe el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera circundante, debido a que tiene una tensión saturante del vapor inferior a la del aire circundante. Para que el fenómeno de absorción se produzca, es necesario que la presión del vapor ambiente de la atmósfera sea superior a la tensión saturante del vapor de la sustancia. Dos propiedades de sorción son las siguientes:

a) cambios de dimensión de los materiales higroscópicos: algunos materiales cambian de dimensión en función de la humedad. Las fibras naturales tienden a presentar proporcionalmente las mayores variaciones, y es posible utilizarlas en un transductor analógico de desplazamiento lineal si se las acopla a un sistema mecánico de palancas. Este transductor debe estar diseñado de tal modo que permita desplazar un indicador en una escala que permita la visualización, o puede ser un dispositivo electromecánico que transforme la variación de la distancia en respuesta eléctrica.

El cabello humano es el material más utilizado para este tipo de higrómetro. Se pueden utilizar también fibras sintéticas, pero en vista de que el tiempo de respuesta de estas fibras es muy largo, no se debe utilizar el higrómetro de fibras sintéticas a temperaturas inferiores a 10°C. El higrómetro de cabello se describe en la sección 4.3.

La venza (membrana orgánica que se obtiene de las tripas de animales domésticos) tiene propiedades similares al cabello y se ha utilizado para la medición de la humedad, pero sobre todo para instrumentos de medición en altitud;

b) cambios en las propiedades eléctricas de materiales higroscópicos: las propiedades eléctricas de ciertos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente, y no presentan una gran dependencia térmica. Los métodos más utilizados basados en estas propiedades se describen en la sección 4.6.

Los sensores eléctricos de la humedad relativa se utilizan cada vez más en aplicaciones que exigen una lectura a distancia, en especial cuando se requiere la visualización directa de la humedad relativa.

Para las mediciones de la humedad relativa se emplean generalmente la resistencia eléctrica, en el caso de los sensores fabricados con material plástico tratado químicamente con una superficie conductora (resistencia eléctrica), y la capacidad eléctrica, si se trata de sensores cuyo funcionamiento se basa en la variación de propiedades dieléctricas de un sólido higroscópico en función de la humedad relativa ambiente (capacitancia eléctrica).

4.1.4.8 ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA POR EL VAPOR DE AGUA (HIGRÓMETROS DE ABSORCIÓN DE RAYOS ULTRAVIOLETAS E INFRARROJOS)

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética en una gama de bandas de ondas y de longitudes

de ondas específicas. Es posible servirse de esta propiedad para obtener la medida de la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones del espectro electromagnético más apropiadas para este tipo de aplicación son las del ultravioleta y del infrarrojo. El principio del método consiste en determinar la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponde a la absorción del vapor de agua, en el trayecto entre una fuente de radiación y un dispositivo receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación:

- a) transmisión de una radiación de banda estrecha y de intensidad fija a un receptor calibrado;
- b) transmisión de una radiación en dos longitudes de onda, una que es fuertemente absorbida por el vapor de agua, y la otra que no es absorbida o lo es muy levemente.

Ambos tipos de instrumentos requieren calibraciones frecuentes, y son más convenientes para medir las variaciones de la concentración de vapor que los niveles absolutos. Sólo se utilizan para la investigación; en la sección 4.7, se describen brevemente tales instrumentos.

4.1.4.9 CONSTANTES DE TIEMPO DE LOS SENSORES DE HUMEDAD

Para determinar la constante de tiempo de un sensor de humedad, el tiempo de respuesta del sensor a un cambio gradual de la humedad debe corresponder a una función conocida. En general, el término se refiere al tiempo que necesita el sensor para indicar el 63,2 por ciento ($1/e$) de una variación gradual en la escala de la magnitud que debe medirse (en este caso la humedad), considerando que el sensor da una respuesta de primer orden a la variación de la magnitud que se mide (es decir, la velocidad a que varía la medición es proporcional a la diferencia entre la magnitud medida y la sometida a la medición). De este modo, es posible prever que el 99,3 por ciento de la variación se producirá al cabo de un período cuya duración corresponde a cinco veces la constante de tiempo.

En el cuadro 4.2 figuran los valores de la constante de tiempo ($1/e$) para diversos tipos de sensores de humedad.

CUADRO 4.2

Constantes de tiempo de los sensores de humedad

85 % de humedad relativa	constante(s) de tiempo $1/e$		
	20°C	0°C	-20°C
Tipo de sensor			
Cabello humano ordinario	32	75	440
Cabello alisado	10	10	12
Venza (membrana orgánica)	10	16	140
Capacitancia eléctrica	1-10	1-10	1-10
Resistencia eléctrica	1-10	—	—
Psicrómetro de Assmann	30-50	30-50	30-50
Higrómetros de condensación			
Higrómetros electrolíticos			
Higrómetro óptico			
	<0,01	<0,01	<0,01

NOTA: La relación de primer orden no puede verificarse bien, sobre todo en el caso de sensores de sorción, puesto que el factor de forzamiento para el equilibrio del vapor, es decir el gradiente local de la presión del vapor, depende de la migración local de las moléculas del vapor de agua en el cuerpo de un elemento sensible a la humedad. En general, la respuesta de primer orden será la que proporcionen los sensores que dispongan de un elemento activo fino.

4.1.4.10 MANTENIMIENTO: COMENTARIOS GENERALES

Deben tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

- a) limpieza: los sensores y sus cubiertas deben mantenerse limpios. Algunos sensores, como el higrómetro de espejo enfriado y el de cabello, deben limpiarse periódicamente con agua destilada. Otros, especialmente los que tienen un revestimiento electrolítico, pero también los que contienen un substrato polimérico, no se deben limpiar de esta manera. Por lo tanto, es esencial dar instrucciones claras y precisas al respecto a los observadores y al personal de mantenimiento.
- b) verificación y calibración de los instrumentos utilizados en el terreno: todos los sensores utilizados en el terreno necesitan calibración periódica. En los psicrómetros, los higrómetros de espejo enfriado, o los de punto de rocío calentados equipados con un detector de temperatura, la calibración del sensor podrá controlarse durante cada revisión periódica. Se realizará también una comparación con un higrómetro de trabajo de referencia, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Es posible utilizar soluciones salinas saturadas para verificar los sensores que sólo necesitan una muestra de pequeño volumen. Durante la verificación se requiere una temperatura ambiente constante, y resulta difícil fiarse de su eficacia sobre el terreno.

Por otra parte, un psicrómetro de aspiración de tipo estándar, como el de Assmann, utilizado como patrón de trabajo, tiene la ventaja de que su propia integridad puede verificarse mediante la comparación de los termómetros seco y húmedo que lo componen, y de que se puede esperar una aspiración adecuada cuando el aspirador es robusto y de buen tamaño. El instrumento de referencia puede, a su vez, calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de instrumento.

Es importante verificar la calibración de las interfaces eléctricas periódicamente y en toda su gama de funcionamiento. Para esto, puede utilizarse un simulador en lugar del sensor. Sin embargo, siempre será necesario calibrar todo el conjunto en puntos seleccionados, debido a que los errores conjuntos de calibración del sensor y de la interfaz podrían discrepar con las especificaciones del conjunto, aun cuando correspondieran a las especificaciones de cada instrumento por separado.

Las exigencias detalladas específicas para el mantenimiento de cada tipo de higrómetro descrito en este capítulo figuran en las secciones correspondientes.

4.1.4.11 FILTROS DE PROTECCIÓN

En general, los sensores de humedad llevan un filtro para protegerlos contra los contaminantes que pudieran reducir su rendimiento. Cuando un sensor no se ventila artificialmente, el uso de un filtro tiende a reducir la velocidad de respuesta, impidiendo que el aire circule libremente y permitiendo que el vapor de agua entre en contacto con el elemento sensible por difusión molecular a través del material del filtro. Si bien la difusión del vapor de agua a través de algunos materiales, como los productos celulósicos, es en teoría más rápida que a través del aire en calma, la práctica muestra que las mejores velocidades de difusión se obtienen a través de las membranas porosas hidrófobas. El tamaño de los poros debe ser lo suficientemente pequeño para que el filtro atrape las partículas aerosoles perjudiciales (en un ambiente marino, se pueden encontrar grandes cantidades de partículas de sal marina cuyo diámetro mínimo puede llegar a $0,1 \mu\text{m}$), y la porosidad debería ser suficiente para permitir una velocidad de difusión adecuada.

El tamaño del filtro, así como su porosidad, determinan la velocidad de difusión total. La aspiración mejora la difusión, pero cabe recordar que esta técnica consiste en mantener una débil presión de aire sobre el lado sensible del filtro, y que esto puede influir considerablemente en la medición.

En general, es conveniente proteger los sensores no ventilados con un material inerte e hidrófobo. Con este fin, en diversas situaciones se han utilizado con buenos resultados membranas poliméricas muy porosas, hechas de un tipo de politetrafluoroetileno dilatado que son relativamente sólidas.

Se pueden utilizar filtros de metal sinterizado, pero conviene calentarlos para evitar cualquier problema de condensación. Esto no es normalmente apropiado para los sensores de humedad relativa, pero sí para los sensores de punto de rocío. Los filtros en metal sinterizado son sólidos y muy apropiados para aplicaciones que requieren aspiración, las cuales permiten utilizar filtros de gran superficie y, en consecuencia, una diferencia de presión aceptablemente pequeña.

Si la difusión no se refuerza mediante aspiración artificial se deberá tener en cuenta la relación entre la superficie del filtro y el volumen de aire del muestreo del sensor. En el caso de un sensor de sorción típico, compuesto por un sustrato plano, la configuración óptima será una membrana plana situada cerca de la superficie del sensor. Si se trata de una superficie sensible cilíndrica, se utilizará un filtro cilíndrico.

4.2 El psicrómetro

4.2.1 Consideraciones generales

4.2.1.1 FÓRMULAS Y TABLAS PSICROMÉTRICAS

En los siguientes párrafos se resumen los métodos empleados actualmente para establecer las tablas psicrométricas.

Generalmente, se obtiene la presión del vapor e' en las condiciones de observación, mediante las siguientes fórmulas psicrométricas semiempíricas:

$$e' = e'_w(p, T_w) - Ap(T - T_w) \quad (4.1)$$

y:

$$e' = e'_i(p, T_i) - Ap(T - T_i) \quad (4.2)$$

en donde e'_w es la presión de saturación del vapor con respecto al agua a la temperatura T_w y a la presión p del termómetro húmedo; e'_i es la presión de saturación del vapor con respecto al hielo a la temperatura T_i y a la presión p del termómetro congelado; p es la presión del aire, T es la temperatura del termómetro seco; y A el coeficiente psicrométrico (Se prefiere esta denominación a la errónea de "constante psicrométrica").

Para la mayoría de los instrumentos, la temperatura T_w del termómetro húmedo no corresponde a la temperatura termodinámica del termómetro húmedo definida en el Anexo 4.A, que depende únicamente de p , T y r (la razón de mezcla de humedad). La temperatura medida con un termómetro húmedo depende también de algunas variables influenciadas por procesos dinámicos de transferencia térmica a través de una interfaz líquido/gas (donde el gas se caracteriza por las capas laminares y turbulentas que lo componen). La descripción de un modelo termodinámico satisfactorio excede los límites de la presente publicación. En la práctica, el coeficiente psicrométrico A , que se determina de manera empírica, elimina la diferencia entre la temperatura termodinámica y la temperatura medida con termómetro húmedo (véase la sección 4.2.6).

En general, el coeficiente A depende del diseño del psicrómetro (sobre todo para el sistema del termómetro húmedo), del flujo de aire que pasa por el termómetro húmedo (denominado índice de ventilación), de la temperatura y de la humedad del aire. Si el índice de ventilación es bajo, A dependerá principalmente de ese índice de ventilación. Sin embargo, cuando el índice de ventilación sea de 3 a 5 m s^{-1} (para termómetros de tamaño normal) o más, el valor de A dependerá mucho menos del índice de ventilación y será prácticamente el mismo para los psicrómetros bien diseñados. El valor de A no depende mucho de la temperatura o la humedad, y su dependencia con respecto a estas variables se considera generalmente insignificante. El valor de A es menor cuando el termómetro húmedo está recubierto de hielo que cuando está recubierto de agua.

En las secciones siguientes se examinan las fórmulas y los coeficientes adecuados que se aplican a los diversos tipos de psicrómetros.

4.2.1.2 CARACTERÍSTICAS DE UN PSICRÓMETRO

El equipo utilizado para efectuar observaciones psicrométricas deberá, en la medida de lo posible, conformarse a las recomendaciones siguientes (véanse las secciones 4.2.3 y 4.2.6):

a) a nivel del mar, y si los termómetros utilizados son

como los que se utilizan generalmente en las estaciones meteorológicas, el aire debe aspirarse a una velocidad no inferior a $2,2 \text{ m s}^{-1}$ ni superior a 10 m s^{-1} . Para altitudes considerablemente distintas, estas velocidades límites del aire deben ajustarse en proporción inversa a la densidad de la atmósfera;

- b) se deben proteger los termómetros secos y húmedos de los efectos de la radiación, de preferencia con un mínimo de dos pantallas. En el caso de un psicrómetro con ventilación forzada, como el de Assmann, las pantallas deben ser de metal pulido y sin pintar, separadas del resto del aparato por materiales aislantes. El material aislante térmico, es preferible, en principio e indispensable en el caso de psicrómetros con ventilación natural;
- c) si el psicrómetro está protegido por una garita con paredes de celosía y dotado de ventilación forzada, son necesarios conductos de ventilación para los dos termómetros. La entrada de los conductos estará situada de manera que los termómetros puedan medir la temperatura real ambiente, y su salida estará por encima de la garita a fin de evitar la recirculación del aire evacuado;
- d) conviene tomar todas las precauciones para impedir cualquier transferencia térmica significativa del motor de aspiración a los termómetros;
- e) el recipiente de agua y la mecha estarán dispuestos de modo que el agua llegue al termómetro húmedo a la misma temperatura de éste sin influir sobre la temperatura del termómetro seco.

4.2.1.3 MANGUITO DEL TERMÓMETRO HÚMEDO

Por lo general, el termómetro húmedo tiene una mecha de algodón, u otro material similar, bien ajustada alrededor del elemento sensible para mantener una cubierta uniforme de agua, que se aplica directamente o por capilaridad a partir de un recipiente de agua. La mecha tiene normalmente la forma de un manguito, bien ajustado alrededor del termómetro húmedo, y rebasa por lo menos en 2 cm el extremo superior del tubo del termómetro.

El material utilizado para cubrir el termómetro húmedo debe ser fino pero tupido. Antes de instalarlo, se lo lavará cuidadosamente con una solución acuosa de bicarbonato de sodio (NaHCO_3), diluida a razón de 5 gramos por litro, y se lo enjuagará varias veces con agua destilada. Se puede lavar también con una solución de detergente puro y agua. Si se utiliza una mecha, se le debe dar un tratamiento análogo.

Cualquier contaminación visible de la mecha o del manguito del termómetro húmedo debe ser considerada una clara indicación de la necesidad de sustituirlo. En el manejo de la mecha y del manguito conviene proceder con gran cuidado para impedir su contaminación a través de las manos. Para el termómetro húmedo debe utilizarse agua destilada.

El mantenimiento adecuado del termómetro húmedo es muy importante. Se debe pedir a los observadores

que cambien el manguito y la mecha periódicamente. La sustitución debe hacerse al menos una vez a la semana en todos los psicrómetros continuamente expuestos. En lugares próximos al mar o en zonas polvorosas o industriales, puede ser necesario cambiar ambas partes con mayor frecuencia. Se debe comprobar frecuentemente el depósito de agua y sustituirlo o completarlo en caso necesario.

En tiempo seco y caluroso, puede ser conveniente humedecer la cubierta con agua a partir de un recipiente poroso. Así, el agua se enfriará por la evaporación que se produce en la superficie del material poroso antes de llegar al termómetro. Convendría mantener el recipiente a la sombra, pero no muy cerca del psicrómetro.

4.2.1.4 FUNCIONAMIENTO DEL TERMÓMETRO HÚMEDO POR DEBAJO DEL PUNTO DE CONGELACIÓN

Si bien es difícil emplear el psicrómetro a temperaturas inferiores al punto de congelación, se lo utiliza en regiones donde se registran esas temperaturas. Cuando la temperatura del termómetro húmedo no llega a 0°C , no es posible utilizar una mecha para transferir agua por capilaridad desde un depósito al manguito de dicho termómetro. En esas condiciones, sólo debe formarse una delgada capa de hielo alrededor del manguito. Es indispensable ventilar artificialmente los termómetros, de lo contrario, sería muy difícil utilizar el termómetro húmedo.

El agua utilizada debe tener, en la medida de lo posible, una temperatura próxima al punto de congelación. Si se forma una capa de hielo espeso en la parte inferior del termómetro, éste debe sumergirse en el agua hasta que se derrita el hielo.

El tiempo necesario para que el termómetro húmedo alcance una lectura constante, una vez empapado el manguito, depende de la ventilación y de la temperatura real del termómetro húmedo. Un termómetro sin ventilar requiere generalmente de un cuarto a tres cuartos de hora, mientras que un termómetro aspirado necesitará mucho menos tiempo. Es esencial que la nueva película de hielo sobre el depósito del termómetro se forme en el tiempo oportuno. Si se hacen observaciones horarias con un psicrómetro simple, será preferible que se forme una nueva capa de hielo justamente después de cada observación. Si las observaciones se hacen a intervalos más largos, el observador debe visitar la garita antes de cada observación, con el tiempo suficiente para permitir que se forme una nueva película de hielo sobre el depósito del termómetro. El termómetro húmedo de los psicrómetros aspirados y de los psicrómetros de honda debe mojar-se inmediatamente antes de su uso.

La evaporación de la película de hielo puede ser impedida o retardada encerrando el termómetro húmedo en un pequeño tubo de vidrio, o impidiendo la entrada de aire entre cada observación (esta última operación no se debe hacer si entraña el riesgo de que se recaliente el ventilador).

Con respecto al efecto de agua subfundida sobre el termómetro húmedo puede procederse de dos maneras:

- a) utilizando diferentes tablas según el termómetro húmedo tenga una capa de hielo o esté cubierto de agua subfundida. Para averiguar qué tabla ha de usarse, debe tocarse el termómetro húmedo con un cristal de nieve, un lápiz u otro objeto, inmediatamente después de cada observación. Si la temperatura sube a 0°C, y después comienza a bajar otra vez, se puede suponer que el agua del termómetro húmedo estaba subfundida en el momento de la observación;
- b) utilizando una tabla apropiado para un termómetro húmedo recubierto de hielo, y favoreciendo el congelamiento del agua subfundida de la misma manera que para el método descrito en el apartado a). Para ahorrar tiempo y tener la seguridad de que el termómetro húmedo esté cubierto de hielo, el observador deberá procurar iniciar la congelación del agua en cada observación lo antes posible, después de humedecer el depósito del termómetro. Según el comportamiento del termómetro húmedo en el punto de congelación, generalmente se puede determinar si el depósito está cubierto de hielo o de agua subfundida. No obstante, el procedimiento recomendado es iniciar la congelación del agua en cada observación cuando se supone que la temperatura del termómetro húmedo está por debajo de 0°C, tanto si se observa o no la reacción del termómetro después de haberlo mojado.

El primer método suele ser más rápido, pero implica el empleo de dos tablas, y esto puede causar cierta confusión.

4.2.1.5 MÉTODO GENERAL DE OBSERVACIÓN

Sería conveniente seguir los procedimientos que figuran en el Capítulo 2 de la Parte I, relativos a la medición de la temperatura, además de los procedimientos siguientes:

- a) si debe cambiarse el manguito, la mecha o el agua del termómetro húmedo, debe hacerse bastante antes de la observación. El lapso de tiempo que requiere el termómetro húmedo para indicar la temperatura apropiada depende del tipo de psicrómetro;
- b) la lectura de los termómetros se redondeará a la décima de grado más próxima;
- c) siempre que sea posible, conviene leer simultáneamente los dos termómetros, durante la observación; el observador deberá cerciorarse de que el termómetro húmedo reciba suficiente agua.

4.2.1.6 UTILIZACIÓN DE TERMÓMETROS DE RESISTENCIA ELÉCTRICA

Los termómetros de precisión con resistencia eléctrica de platino son muy utilizados en lugar de los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, sobre todo para las aplicaciones que requieren una lectura a distancia y una medición continua. Los aparatos, y los circuitos eléctricos

de interfase seleccionados, deben cumplir los criterios de funcionamiento que se describen en el Capítulo 2 de la Parte I. Conviene tener mucho cuidado con el efecto de calentamiento espontáneo en los termómetros eléctricos.

Las fórmulas psicrométricas que se emplean para los psicrómetros de aspiración de Assmann y que figuran en el anexo 4.B, son igualmente aplicables cuando se utilizan termómetros con resistencia de platino en lugar de termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, teniendo en cuenta que la configuración de los elementos y los termómetros es diferente. La fórmula que se utiliza para el termómetro húmedo (agua) se aplica también a varios psicrómetros con ventilación transversal (OMM, 1989a).

4.2.1.7 FUENTES DE ERROR EN PSICROMETRÍA

Las principales fuentes de error que deben tenerse en cuenta son las siguientes:

- a) errores de índice de los termómetros: al efectuar mediciones psicrométricas es muy importante conocer los errores de índice de los termómetros para toda la gama real de temperaturas, y aplicar a las lecturas la corrección adecuada para esos errores antes de utilizar las tablas de humedad. Cualquier otro error en la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro cubierto de hielo causado por otros efectos tomará la misma forma que los errores de índice.

El Cuadro 4.3 muestra, en porcentajes y para una gama de temperaturas reales del aire (suponiendo que el termómetro seco registra la temperatura real del aire), el error $\epsilon(U)$ que ocasiona, en la medición de la humedad relativa, un error $\epsilon(t_x)$, en donde x representa el agua para $t > 0^\circ\text{C}$ o el hielo para $t < 0^\circ\text{C}$, y 0,5°C y 0,1°C, respectivamente, en la lectura de la temperatura del termómetro húmedo y el termómetro cubierto de hielo, siendo la humedad relativa, U , del 50 por ciento.

CUADRO 4.3
Error en la deducción de la humedad relativa, resultante de errores de índice $\epsilon(t_x)$ de un termómetro húmedo o cubierto de hielo, para $U = 50$ por ciento

Temperatura del aire en °C	Error en la humedad relativa $\epsilon(U)$, en porcentaje, debido a un error en la medición del termómetro húmedo o cubierto de hielo	
	$\epsilon(t_x) = 0,5 \text{ K}$	$\epsilon(t_x) = 0,1 \text{ K}$
-30	60	12
-20	27	5
-10	14	3
0	8	2
10	5	1
20	4	0,5
30	3	0,5
40	2	0,5
50	2	0

- b) coeficientes de retardo del termómetro: para obtener la máxima exactitud del psicrómetro es conveniente disponer lo necesario para que los termómetros seco y húmedo tengan, aproximadamente, el mismo coeficiente de retardo; si el depósito de los termómetros es del mismo tamaño, el termómetro húmedo tendrá un coeficiente de retardo mucho menor que el termómetro seco;
- c) errores relacionados con la ventilación: los errores debidos a una ventilación insuficiente pueden ser mucho más graves si se utilizan tablas de humedad inadecuadas (véanse las secciones sobre los diversos tipos de psicrómetros);
- d) errores debidos a una capa de hielo excesiva sobre el termómetro húmedo: una capa espesa de hielo sobre el depósito aumenta el retardo del termómetro, por lo tanto, se debe eliminar ese hielo inmediatamente sumergiendo el termómetro en agua destilada;
- e) errores debidos a la contaminación del manguito del termómetro húmedo o a las impurezas del agua: la presencia de sustancias que modifican la presión del vapor de agua podría causar errores importantes. El termómetro húmedo y su manguito deben lavarse a intervalos regulares en agua destilada para eliminar las impurezas solubles, siendo necesario efectuar esta operación con mayor frecuencia en ciertas regiones, como las zonas próximas al mar o las sometidas a contaminación atmosférica;
- f) errores debidos a la conducción térmica desde el tubo hasta el depósito del termómetro húmedo: la conducción del calor del tubo al depósito del termómetro húmedo reduce la diferencia psicrométrica, obteniéndose de esta manera valores demasiado altos de la humedad relativa. El efecto es más pronunciado en caso de humedad relativa baja, pero se puede eliminar si el manguito que cubre el depósito del termómetro húmedo rebasa al menos en 2 cm el tubo del termómetro.

4.2.2 *Psicrómetro de aspiración de Assmann*

4.2.2.1 DESCRIPCIÓN

Este psicrómetro está compuesto de dos termómetros de mercurio montados verticalmente, uno al lado del otro, en un marco metálico cromado o niquelado pulido, conectados por conductos a un ventilador que funciona mediante un resorte o un motor eléctrico. El depósito de uno de los termómetros tiene una mecha de muselina bien ajustada que se humedece con agua destilada antes de utilizar el termómetro. Cada uno de los termómetros se coloca en dos tubos metálicos coaxiales, muy pulidos por dentro y por fuera, que protegen los depósitos contra la radiación térmica externa. Todos los tubos están separados entre sí por un aislante térmico.

Una comparación internacional de psicrómetros de Assmann utilizados en diez países, organizada por la OMM, (OMM, 1989a) mostró una buena concordancia entre las mediciones de las temperaturas del termómetro

húmedo y el termómetro seco realizadas con psicrómetros cuyas dimensiones se aproximan a las especificaciones de origen, y cuando la velocidad del aire aspirado es superior a $2,2 \text{ m s}^{-1}$. Entre los aparatos disponibles en el comercio, algunos no responden totalmente a esos criterios. Un estudio más detallado se encuentra en OMM (1989a). Sobre el terreno, el psicrómetro de Assmann permite alcanzar la exactitud mencionada en el Cuadro 4.1, y podría llegar a ser muy superior si la medición se realiza con mucho cuidado.

En el Anexo 4.B figura una lista de fórmulas normalizadas para calcular la humedad a partir de mediciones hechas con el psicrómetro de Assmann¹, las cuales son la base de otros tipos de psicrómetros de ventilación artificial dado que no existen otras soluciones bien establecidas.

4.2.2.2 MÉTODO DE OBSERVACIÓN

La mecha, que debe estar totalmente libre de grasa, se humedece con agua destilada, y ha de cambiarse cuando esté sucia o endurecida. El agua transportada por la mecha no deberá entrar en contacto con la pantalla de protección contra la radiación.

Se controlará que las columnas de mercurio de los termómetros no estén fraccionadas y, cuando suceda, se debe corregir esa irregularidad o sustituir el termómetro.

El psicrómetro funciona normalmente con los termómetros en posición vertical. El tubo del termómetro se debe proteger la varilla de los efectos de la radiación solar girando el instrumento de manera que las pantallas laterales se encuentren en dirección al sol. Conviene inclinar el psicrómetro de manera que los orificios de aspiración queden situados en dirección al viento, teniendo siempre cuidado de no exponer los depósitos de los termómetros a la radiación solar. Cuando el viento sea fuerte y pueda afectar al funcionamiento del ventilador, se deberá utilizar una pantalla de protección.

El psicrómetro debe estar a la misma temperatura que el aire circundante. Si la temperatura del aire es superior a 0°C , la aspiración debe durar unos tres minutos antes de realizar la lectura. Si la temperatura es inferior a 0°C , se debe esperar a que termine el proceso de congelación y observar si la mecha está cubierta de agua o de hielo. Durante los procesos de congelación y deshielo, la temperatura del termómetro húmedo se mantiene constante a 0°C . Si la medición se lleva a cabo al aire libre, conviene repetir la operación varias veces y tomar como resultado la media de los valores obtenidos. Los termómetros deben leerse con una precisión de $0,1 \text{ K}$ o mejor.

El método de observación puede resumirse de la siguiente manera:

- a) humedecer el termómetro húmedo;

¹ Recomendada por la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en 1989.

- b) dar cuerda al motor del sistema de relojería (o poner en funcionamiento el motor eléctrico);
- c) esperar dos o tres minutos, o hasta que la lectura del termómetro húmedo se estabilice;
- d) leer el termómetro seco;
- e) leer el termómetro húmedo;
- f) verificar la lectura del termómetro seco.

4.2.2.3 EXPOSICIÓN Y EMPLAZAMIENTO

Las observaciones con el psicrómetro deben efectuarse al aire libre, manteniendo el instrumento colgado de un gancho o una escuadra unida a un poste delgado, o manteniéndolo con una mano y el brazo estirado, con los conductos de aire apenas inclinados en dirección del viento. Estos orificios deben estar a una altura de entre 1,2 y 2 metros por encima del nivel del terreno, si se trata de mediciones normales de la temperatura y de la humedad del aire.

Se debe hacer todo lo posible para que la presencia del observador u otra fuente cercana de calor o vapor de agua, como el tubo de escape de un vehículo de motor, no influya en las lecturas.

4.2.2.4 CALIBRACIÓN

Se debe verificar periódicamente el sistema de ventilación, por lo menos una vez al mes.

Se debe controlar también periódicamente la calibración de los termómetros. Es posible comparar uno con otro midiendo la temperatura del termómetro seco. Se debe efectuar una comparación con un termómetro de referencia certificado, por lo menos una vez al año.

4.2.2.5 MANTENIMIENTO

Entre las lecturas, el instrumento debe mantenerse en un recinto sin calefacción y protegido contra las precipitaciones y la fuerte radiación solar. Cuando el instrumento no se utilice, se lo colocará en un estuche robusto, como el que suministra el fabricante, y se lo mantendrá en el interior de un local.

4.2.3 *Psicrómetro de garita*

4.2.3.1 DESCRIPCIÓN

El psicrómetro de garita se compone de dos termómetros de mercurio montados verticalmente en una garita meteorológica. El diámetro de los depósitos debe ser de unos 10 mm. El depósito de uno de los termómetros está cubierto con un manguito bien ajustado que debe sobresalir unos 20 mm del tubo del termómetro. Si el psicrómetro está equipado con una mecha y un depósito de agua para mantener húmedo el manguito del termómetro húmedo, el depósito debe ubicarse preferiblemente al lado del termómetro y con la boca al mismo nivel o ligeramente por debajo de la parte superior del depósito del termómetro. La mecha debe mantenerse lo más recta posible y debe ser lo suficientemente larga para que el agua llegue hasta el depósito del termómetro húmedo aproximadamente a la misma temperatura del depósito y en cantidad suficiente, pero no excesiva. Si

no se utiliza mecha, el termómetro húmedo debe protegerse de la suciedad guardándolo en un pequeño tubo de vidrio entre las lecturas.

Se recomienda aspirar artificialmente el aire del psicrómetro de garita. La velocidad del aire aspirado en ambos termómetros será de unos 3 m s^{-1} . Con ese fin, se utilizan sobre todo aspiradores eléctricos o de arrastre. El aire debe circular en sentido horizontal a nivel de los depósitos de los termómetros, y no vertical, y se debe evacuar de manera que evite su recirculación.

Los resultados obtenidos con el psicrómetro de garita pueden ser muy inferiores a los que se indican en el Cuadro 4.1, especialmente en caso de vientos ligeros cuando la garita no está ventilada artificialmente.

Las fórmulas psicrométricas que figuran en la sección 4.2.1.1 se aplican a los psicrómetros de garita, pero con mucha incertidumbre en los coeficientes. Bindon (1965) ofrece un resumen de las fórmulas utilizadas. Si la ventilación forzada es de unos 3 m s^{-1} o más a nivel del depósito del termómetro húmedo, se pueden aplicar los valores que figuran en el Anexo 4.B, con un coeficiente psicrométrico para el agua de $6,53 \cdot (10^{-4}) \text{ K}^{-1}$. Se utilizan, no obstante, valores de $6,50$ a $6,78 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura del termómetro húmedo superior a 0°C , y de $5,70$ a $6,53 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura del termómetro húmedo inferior a 0°C . Para los psicrómetros de garita con ventilación natural, los coeficientes empleados varían de $7,7$ a $8,0 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura superior a la de congelamiento, y de $6,8$ a $7,2 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura inferior a la de congelamiento cuando el aire circula en la garita, lo cual ocurre probablemente casi siempre. Sin embargo, se recomienda el uso de coeficientes de hasta $12 \cdot 10^{-4}$ para el agua y $10,6 \cdot 10^{-4}$ para el hielo cuando el aire no circula en la garita.

El coeficiente psicrométrico adecuado para la configuración particular de la garita, la forma del depósito del termómetro húmedo y el grado de la ventilación, se pueden determinar mediante la comparación con un patrón de trabajo o de referencia, pero se obtendrán así datos muy dispersos y será necesario hacer una gran cantidad de muestreos para obtener un resultado fiable. Incluso cuando el coeficiente se haya obtenido mediante esa serie de muestreos, seguirá habiendo un gran margen de confianza para cualquier observación; por lo tanto, no tiene justificación apartarse de las prácticas nacionales establecidas.

4.2.3.2 MÉTODO ESPECIAL DE OBSERVACIÓN

El método descrito en la sección 4.2.1.5 se aplica a los psicrómetros de garita. En el caso de un termómetro húmedo con ventilación natural, siempre que el agua del depósito tenga aproximadamente la misma temperatura que el aire, la lectura correcta del termómetro húmedo se obtendrá unos 15 minutos después de ajustar un nuevo manguito; si la temperatura del agua es muy diferente de la del aire, podría ser necesario esperar unos 30 minutos.

4.2.3.3 EXPOSICIÓN Y EMPLAZAMIENTO

La exposición y el emplazamiento de la garita se describen en el Capítulo 2 de la Parte I.

4.2.4 *Psicrómetros de honda o noria*

4.2.4.1 DESCRIPCIÓN

Un pequeño psicrómetro portátil de tipo honda o noria está compuesto de dos termómetros de mercurio sujetos a una montura robusta provista de un mango que, situado en el extremo opuesto a los depósitos de los termómetros, permite girar rápidamente la montura y los termómetros sobre un eje horizontal.

La configuración del termómetro húmedo varía según los tipos de instrumentos. En algunos casos, el depósito del termómetro húmedo se protege de los rayos solares con una pantalla; conviene utilizar este modelo para las mediciones meteorológicas.

Se podrían aplicar a estos psicrómetros las fórmulas psicrométricas que figuran en el Anexo 4.B.

4.2.4.2 MÉTODO DE OBSERVACIÓN

Deberán aplicarse las siguientes directrices:

- todas las instrucciones relativas al manejo de los psicrómetros de aspiración de Assmann se aplican también a los psicrómetros de honda;
- los psicrómetros de honda carentes de pantalla para proteger los depósitos de los termómetros húmedos deberán protegerse de la insolación de otra manera;
- conviene leer simultáneamente los termómetros en cuanto cese la ventilación, porque la temperatura del termómetro húmedo comienza a subir inmediatamente y es probable que los termómetros sufran los efectos de los rayos solares.

4.2.5 *Psicrómetro calentado*

El psicrómetro calentado funciona según el principio siguiente: el volumen de vapor de agua contenido en una masa de aire no se altera si ésta se calienta. Gracias a esta propiedad, no es necesario mantener un termómetro congelado cuando las condiciones son de congelamiento.

4.2.5.1 DESCRIPCIÓN

El aire se aspira hacia un conducto que pasa sobre un calefactor eléctrico, y luego por una cámara de medición que contiene los termómetros húmedo y seco y un depósito de agua. El circuito de control del calefactor está programado para que la temperatura del aire no sea inferior a un nivel dado, que normalmente podría ser 10°C. La temperatura del depósito de agua se mantiene de manera similar. Así, no se hiela ni el agua del depósito ni la que humedece la mecha, siempre que la diferencia psicrométrica sea inferior a 10 K y que se asegure el funcionamiento constante del psicrómetro siga funcionando normalmente, incluso si la temperatura del aire desciende por debajo de 0°C. Si la temperatura es superior a 10°C, el calefactor puede apagarse automáticamente, y el instrumento funcionará como un psicrómetro ordinario.

Los termómetros eléctricos pueden meterse completamente en una cámara de medición, y no es necesario realizar la lectura directa.

Un segundo termómetro seco se coloca a la entrada del conducto para medir la temperatura del aire ambiente, lo que permite determinar la humedad relativa ambiente.

Los depósitos de los termómetros del psicrómetro se ventilan en dirección del eje longitudinal, a una velocidad aproximada del aire de 3 m s⁻¹.

4.2.5.2 MÉTODO DE OBSERVACIÓN

El psicrómetro calentado puede emplearse en estaciones meteorológicas automáticas.

4.2.5.3 EXPOSICIÓN Y EMPLAZAMIENTO

El instrumento propiamente dicho deberá fijarse en el exterior de la garita meteorológica. El orificio de aspiración, donde se mide la temperatura del aire ambiente, deberá estar en el interior de la garita.

4.2.6 *Psicrómetro de referencia de la OMM*

En OMM (1992) se describen el psicrómetro de referencia y los procedimientos de su utilización. Los termómetros seco y húmedo se colocan en una estructura de protección ventilada, de manera que el conjunto pueda utilizarse como un instrumento autónomo. Las principales características del psicrómetro de referencia son que se puede calcular el coeficiente psicrométrico a partir de la teoría de los intercambios de calor y de masa que se producen en el depósito del termómetro húmedo, y que este coeficiente difiere del coeficiente de los otros psicrómetros, ya que tiene un valor de $6,53 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para una humedad relativa del 50 por ciento, a 20°C y 1.000 hPa. La temperatura del termómetro húmedo de este instrumento se acerca mucho al valor teórico (véanse los párrafos 18 y 19 del Anexo 4.A). Esto se logra asegurando una evaporación particularmente eficaz en el depósito del termómetro húmedo y una reducción al mínimo de calor externo. El cuidadoso diseño del conducto y del depósito del termómetro húmedo, así como el control de la ventilación, determinan el tipo de flujo de aire sobre el depósito del termómetro húmedo. El lado externo de la doble pantalla de protección es muy reflectivo, mientras que su lado interno es oscuro; los termómetros están revestidos de un material aislante y separados por una pantalla. Las pantallas y el elemento que contiene el termómetro húmedo son de acero inoxidable a fin de reducir al mínimo la transmisión del calor.

Con el método de utilización del psicrómetro de referencia se excluye totalmente la grasa en el depósito del termómetro húmedo, incluso en las capas monomoleculares que se producen siempre al manipular cualquier parte del instrumento con los dedos. Está es probablemente la principal razón de la estrecha relación entre el coeficiente psicrométrico de este instrumento y el valor teórico, y de su diferencia respecto de los coeficientes psicrométricos de otros instrumentos.

Con el psicrómetro de referencia se puede alcanzar una gran exactitud, de $\pm 0,38$ por ciento para una humedad relativa del 50 por ciento a 20°C . La OMM también ha adoptado este instrumento como termómetro de referencia. Está diseñado para su utilización sobre el terreno, pero no es apropiado para uso habitual. Sólo debe ser utilizado por personal calificado para realizar trabajos de laboratorio muy delicados. La sección 4.9.7 trata de su uso como instrumento de referencia.

4.3 Higrómetro de cabello

4.3.1 Consideraciones generales

Todo material absorbente tiende a mantener un equilibrio térmico e higrométrico con el medio ambiente. La presión del vapor de agua en la superficie de ese material se determina por la temperatura y la cantidad de agua absorbida por él. La transferencia de moléculas de agua tiende a eliminar cualquier diferencia entre esa presión y la presión del vapor de agua del aire circundante.

Se ha observado que el tamaño del cabello varía principalmente en función de la humedad relativa del aire con respecto al agua en fase líquida (para temperaturas del aire inferiores o superiores a 0°C), y ese cambio es aproximadamente de un 2 a 2,5 por ciento para una humedad comprendida entre 0 y 100 por ciento. Para aumentar la relación de la superficie de un haz de cabellos con respecto a su volumen, y disminuir el coeficiente de retardo, lo que está particularmente relacionado con utilización del instrumento a baja temperatura, se deben alisar los cabellos para obtener una sección transversal de forma elíptica y limpiar con alcohol las sustancias grasientas. Este procedimiento también ofrece una función de respuesta más lineal, pero disminuye la resistencia a la tracción. A fin de obtener mediciones exactas, es preferible disponer de un aparato equipado con un solo cabello; sin embargo, normalmente se utilizan instrumentos que tienen un haz de cabellos porque son más resistentes. Si los cabellos se tratan con sulfuro de bario (BaS) o sulfuro de sodio (Na_2S) se obtiene una mayor linealidad de la respuesta del instrumento.

Se considera que el higrógrafo o higrómetro de cabello es un instrumento apto para utilizarlo en situaciones o durante períodos en los que rara vez, o nunca, se producen niveles de humedad muy altos o muy bajos. El mecanismo del instrumento debe ser lo más sencillo posible, incluso si para ello se necesita una escala no lineal; esto reviste particular importancia en las regiones industriales porque los contaminantes atmosféricos pueden afectar a la superficie de las partes móviles del mecanismo y aumentar la fricción entre ellas.

La velocidad de respuesta del higrómetro de cabello depende mucho de la temperatura del aire. A una temperatura de -10°C , el retardo del instrumento es aproximadamente tres veces mayor que el retardo a 10°C . Para temperaturas del aire comprendidas entre 0°C y 30°C , y humedades relativas entre el 20 por ciento y el 80 por ciento, un buen higrógrafo debe indicar el 90

por ciento de un cambio brusco de la humedad en aproximadamente tres minutos.

Un buen higrógrafo, en perfectas condiciones, debe poder registrar la humedad relativa con una exactitud de ± 3 por ciento a temperaturas moderadas, y con una exactitud inferior en temperaturas bajas.

Para que las mediciones realizadas a temperaturas bajas den resultados útiles, es necesario tener un instrumento con cabellos alisados (véase la descripción anterior).

4.3.2 Descripción

Los detalles del mecanismo de los higrómetros de cabello varían según los fabricantes. Algunos instrumentos incluyen un transductor que proporciona una señal eléctrica y pueden también disponer de una función de linealización de manera que la respuesta global del instrumento sea lineal con respecto a las variaciones de la humedad relativa.

El higrómetro de cabello más utilizado es el higrógrafo, que utiliza un haz de cabellos mantenido en ligera tensión por un pequeño resorte y conectado a un estilete de manera que amplifique sus variaciones de longitud. Al final del estilete se fija una plumilla que se mantiene en contacto con la banda de papel ajustada sobre un cilindro metálico y que registra los desplazamientos angulares del estilete. El cilindro gira sobre su eje a una velocidad constante determinada por un movimiento mecánico de relojería. La velocidad de rotación es en general igual a una revolución por día o por semana. La banda posee una escala de tiempo en abscisa que se extiende sobre la circunferencia del cilindro, y una escala de humedad en ordenada, paralela al eje del cilindro, que normalmente está en posición vertical.

El mecanismo que conecta el estilete al haz de cabellos puede incluir levas especialmente diseñadas para convertir la extensión no lineal de los cabellos, producida por las variaciones de la humedad, en un desplazamiento angular lineal del estilete.

Algunos higrómetros utilizan fibras sintéticas. Los cabellos humanos que se utilizan en los higrómetros se tratan previamente como se describe en la sección 4.3.1 para mejorar la linealidad de la respuesta y disminuir el retardo de la misma; este tratamiento implica, sin embargo, una reducción de la resistencia a la tracción.

El estilete y el mecanismo de relojería se encuentran normalmente en una cajita de cristal que permite realizar la lectura de la humedad registrada sin necesidad de mover el instrumento; el haz de cabellos sobresale de la cajita a través de una abertura hecha con tal fin. Los lados de la cajita están separados de la base compacta, pero el extremo opuesto del cabello está fijado a la cajita mediante una bisagra. Esta configuración permite acceder al cilindro y al elemento sensible que, además, puede protegerse con una caja de malla abierta.

4.3.3 Método de observación

El higrómetro de cabello siempre debe golpearse ligeramente con un dedo antes de la lectura para liberar el

mecanismo de toda tensión residual. Sin embargo, se debe procurar, en la medida de lo posible, no tocar el higrógrafo entre los cambios de diagramas, salvo para realizar las marcas cronológicas.

El higrómetro y el higrógrafo permiten leer normalmente la humedad relativa redondeada al punto porcentual más próximo. Cabe señalar que el higrómetro de cabello mide la humedad relativa con respecto a la saturación sobre el agua en fase líquida, incluso a temperaturas por debajo de 0°C.

La humedad del aire puede cambiar muy rápidamente y, por lo tanto, es de suma importancia efectuar con mucha exactitud las marcas cronológicas. Para ello, el estilete se debe mover sólo en dirección de la humedad relativa decreciente sobre el diagrama. Al hacer ese desplazamiento, se aflojan los cabellos y con el resorte de tensión se aplica la fuerza que restablece la plumilla a su posición normal. No obstante, puede observarse un efecto de histéresis si la plumilla no regresa a su posición inicial.

4.3.4 *Exposición y emplazamiento*

El higrógrafo o higrómetro debe colocarse en una garita meteorológica. Como el amoníaco destruye el cabello, no se deben instalar en proximidades de establos o plantas industriales que utilicen amoníaco.

Cuando se emplea en las regiones polares, el higrógrafo debe colocarse en una garita meteorológica especial que lo proteja suficientemente contra las precipitaciones y las ventiscas de nieve. Como medida preventiva, se puede, por ejemplo, recubrir la garita meteorológica con una red de mallas finas (Mullergas) para evitar la acumulación de cristales de nieve sobre los cabellos y la superficie de contacto del mecanismo articulado. Este método sólo debe utilizarse si no existe ningún riesgo de que los cristales de nieve mojen la red al fundirse.

4.3.5 *Fuentes de error*

4.3.5.1 *VARIACIONES DEL CERO*

Por razones diversas, poco conocidas, el higrógrafo está sujeto a una variación del cero de su escala. Quizás la causa más probable sea una tensión excesiva de los cabellos. Por ejemplo, los cabellos pueden extenderse si las marcas cronológicas se hacen en dirección de la humedad relativa creciente en el diagrama, o bien por que el mecanismo del higrógrafo se atasca cuando decrece la humedad relativa. El cero puede variar también si el higrógrafo se mantiene mucho tiempo expuesto en aire muy seco, lo cual puede remediarse poniendo el instrumento durante un tiempo suficiente en aire saturado.

4.3.5.2 *ERRORES DEBIDOS A LA CONTAMINACIÓN DEL CABELLO*

La mayoría de los distintos tipos de polvo pueden ocasionar errores apreciables en las observaciones (algunas veces hasta del 15 por ciento de la humedad relativa).

En la mayor parte de los casos, se pueden eliminar o reducir los errores limpiando y lavando los cabellos. Sin embargo, las sustancias nocivas encontradas en el polvo pueden destruir el cabello (véase la sección 4.3.4).

4.3.5.3 *HISTÉRESIS*

Tanto la respuesta del elemento sensible de cabellos como el mecanismo de registro del higrómetro presentan histéresis. En cuanto al mecanismo de registro, el empleo de un haz de cabellos permite reducir la histéresis, puesto que se puede aplicar una tensión relativamente más alta para eliminar el efecto de fricción. No hay que olvidar que, al igual que el desplazamiento de la palanca que acciona el estilete, la fuerza de fricción entre la plumilla y el diagrama se amplifica, y que la tensión aplicada a los cabellos debe ser proporcionalmente mayor. Para reducir la histéresis, el resorte de tensión debe estar bien ajustado, y todas las piezas del mecanismo articulado deben funcionar de manera correcta. El punto de apoyo principal y cualquier mecanismo de linealización en el mecanismo articulado representan una proporción considerable de la fricción total.

La histéresis en el elemento sensible de cabello, es en general un efecto de corta duración derivado de los procesos de absorción y de desorción, y no es una causa importante de error una vez que se logra el equilibrio de presión del vapor. Véase la sección 4.3.5.1 relativa a la exposición prolongada a baja humedad.

4.3.6 *Calibración y comparación*

Las lecturas de un higrógrafo deben verificarse lo más frecuentemente posible. Cuando los termómetros húmedo y seco se encuentran en la misma garita meteorológica que el higrógrafo es posible comparar los dos instrumentos, siempre que las condiciones sean estables para permitir la operación. De otro modo, las comparaciones sobre el terreno tienen un valor limitado debido a la diferencia en el tiempo de respuesta de los instrumentos comparados.

La calibración exacta sólo puede realizarse en una cámara climatizada, y por comparación con instrumentos de referencia.

Es posible verificar el punto correspondiente al 100% de humedad envolviendo el instrumento con un tejido saturado de agua, preferentemente en el interior de un recinto a una temperatura del aire constante (sin embargo, no se podrá obtener la lectura correcta si sobre los cabellos se forma una masa importante de gotitas de agua).

La humedad ambiente en el interior de un local puede proporcionar un valor de humedad relativa bajo, para efectuar una comparación con un psicrómetro de referencia aspirado. Procede realizar una serie de lecturas.

Es posible evaluar la estabilidad y el error sistemático a largo plazo estableciendo una función de correlación a partir de comparaciones efectuadas con un psicrómetro de referencia aspirado.

4.3.7 *Mantenimiento*

Se debe instar a los observadores a mantener limpio el higrómetro.

Los cabellos se deben lavar frecuentemente con un cepillo suave mojado en agua destilada para remover el polvo o los contaminantes solubles que se hayan acumulado. Se evitará tocar los cabellos con los dedos. Conviene mantener limpios los cojinetes del mecanismo y aplicar de vez en cuando un poco de aceite fino. Las superficies de los cojinetes de todo mecanismo de linealización contribuyen en gran parte a la fricción total del mecanismo articulado, la cual puede reducirse puliendo con grafito dichas superficies. Este procedimiento puede lograrse utilizando un papel secante frotado con la mina de un lápiz de grafito.

Si el mantenimiento se hace debidamente, los cabellos pueden durar varios años en un clima templado, siempre que no estén sometidos a una contaminación atmosférica importante. Al reemplazar los cabellos, se debe proceder al ajuste y recalibración del instrumento.

4.4 **Higrómetro de punto de rocío con espejo enfriado**

4.4.1 *Consideraciones generales*

4.4.1.1 **TEORÍA**

El higrómetro de punto de rocío (o de punto de congelación) se utiliza para medir la temperatura a la cual el aire húmedo, al ser enfriado, alcanza la saturación, y da lugar a la formación de un depósito de rocío (o de hielo) en una superficie sólida, generalmente, es un espejo. Por lo general el depósito se detecta a simple vista. El principio de medición se describe en la sección 4.1.4.5 y más adelante.

La temperatura termodinámica del punto de rocío se define en relación con una superficie plana de agua pura. En la práctica, las gotitas de agua tienen una superficie encorvada sobre la cual la presión del vapor saturado es más alta que para una superficie plana (lo que se conoce como efecto Kelvin). Las impurezas hidrófobas tienden a intensificar ese efecto, en tanto que las impurezas hidrosolubles tienen el efecto contrario, y tienden a reducir la tensión saturante del vapor (efecto Raoult). Los efectos Kelvin y Raoult (que suben y bajan, respectivamente, el punto de rocío aparente) se minimizan si el tamaño crítico de la gotita es más bien grande que pequeño; esto disminuye directamente el efecto de la curvatura y atenúa el efecto Raoult al reducir la concentración de las impurezas solubles.

4.4.1.2 **PRINCIPIOS**

Si se enfría el aire húmedo a una temperatura T , presión p y razón de mezcla r_w (o r_i), éste alcanza su punto de saturación con respecto a la superficie de agua libre (o a la superficie del hielo libre a temperaturas más frías), y se puede detectar un depósito de rocío (o de congelación) sobre una superficie sólida no higroscópica. La

temperatura de este punto de saturación se denomina temperatura termodinámica del punto de rocío T_d (o temperatura termodinámica del punto de congelación T_f). La correspondiente presión de saturación del vapor con respecto al agua, e'_w (o al hielo e'_i) es una función de T_d (o T_f), como lo indican las siguientes ecuaciones:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.3)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.4)$$

El higrómetro mide la T_d o T_f . A pesar de las grandes variaciones dinámicas de humedad en la troposfera, este instrumento puede detectar tanto las concentraciones muy altas como muy bajas del vapor de agua sirviéndose tan sólo de un sensor térmico.

Para enfriar el espejo se han estado utilizando líquidos con un punto de ebullición poco elevado, pero este método ha sido ampliamente sustituido, salvo para muy bajas concentraciones de vapor de agua.

Por todo lo anterior, es necesario poder determinar si el depósito que se ha formado sobre el espejo, cuando la temperatura de la superficie es igual o inferior al punto de congelamiento, es de agua subfundida o de hielo.

El higrómetro de espejo enfriado se utiliza para mediciones meteorológicas y como instrumento de referencia, tanto sobre el terreno como en laboratorio.

4.4.2 *Descripción*

4.4.2.1 **EQUIPO SENSOR**

Los sistemas más utilizados tienen una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada por un dispositivo eléctrico con efecto Peltier. El sensor consiste en un delgado espejo metálico de poco diámetro (2 a 5 mm), térmicamente regulado mediante un dispositivo de enfriamiento (y a veces un calefactor), y un sensor de temperatura (termopar o termómetro de resistencia de platino) fijados al reverso del espejo. El espejo debe tener una elevada conductividad térmica, una gran reflexión óptica y una gran resistencia a la corrosión, así como una baja permeabilidad al vapor de agua. Entre los materiales apropiados que se utilizan en su fabricación están el oro, la plata rodiada, el cobre cromado y el acero inoxidable.

El espejo debe estar equipado de un dispositivo (preferiblemente automático) para detectar los contaminantes que pueden aumentar o reducir el punto de rocío aparente (véase la sección 4.4.2.2), a fin de poder eliminarlos.

4.4.2.2 **EQUIPO DE DETECCIÓN ÓPTICA**

En general, se utiliza un sistema electro-óptico para detectar la formación de condensación y proporcionar al sistema de servocontrol la información que le permite regular la temperatura del espejo. Se dirige hacia el

espejo un estrecho rayo de luz con un ángulo de incidencia de unos 55°. La fuente de luz puede ser incandescente, pero con frecuencia se trata de un diodo fotoemisor. En los sistemas sencillos, la intensidad de la luz directamente reflejada se detecta mediante un fotodetector que regula el enfriamiento y el calentamiento a través de un mecanismo de servocontrol. La reflectancia especular de la superficie se reduce a medida que aumenta el espesor del depósito, y como no debe haber enfriamiento cuando el depósito es de poco espesor, la reducción de reflectancia varía entre 5 y 40 por ciento. En sistemas más complejos se utiliza un fotodetector auxiliar que detecta la luz difundida por el depósito; los dos detectores proporcionan un control muy preciso. Puede utilizarse también un segundo espejo, no enfriado, para mejorar el sistema de control.

La mayor precisión se obtiene al controlar la temperatura del espejo para que no haya ni acumulación ni disipación de la condensación. Sin embargo, en la práctica, el sistema de servocontrol oscilará entre los valores próximos a esa temperatura. El tiempo de respuesta del espejo al calentamiento y al enfriamiento es esencial para la amplitud del fenómeno de oscilación, y será de entre uno y dos segundos. El flujo de aire también es importante para mantener un depósito estable sobre el espejo. Es posible determinar la temperatura a la cual se produce la condensación con una precisión de 0,05K.

Se puede observar la formación de gotitas de agua con ayuda de un microscopio y regular manualmente la temperatura del espejo, pero ello requiere mucho tiempo y gran habilidad.

4.4.2.3 EQUIPO DE CONTROL TÉRMICO

Un dispositivo de unión térmica de efecto Peltier es una bomba de calor reversible sencilla; la polaridad de la corriente continua determina si la unión térmica absorbe el calor para enfriar el espejo o si lo libera para calentarlo. Es necesario que haya un buen contacto térmico entre el dispositivo y el reverso del espejo. Para medir temperaturas muy bajas del punto de rocío, podría ser necesario un instrumento equipado con un dispositivo de efecto Peltier multigradual.

Para el control térmico se utiliza un sistema eléctrico de servocontrol que recibe la señal del subsistema del detector óptico. Los sistemas modernos se controlan con un microprocesador.

Para enfriar el espejo, se puede utilizar un fluido de bajo punto de ebullición, como el nitrógeno líquido, pero esta técnica ya no se emplea tanto. Asimismo, es posible utilizar un alambre de resistencia eléctrica para calentar el espejo, pero este sistema actualmente tampoco se utiliza, debido a la aparición de los pequeños dispositivos de efecto Peltier.

4.4.2.4 SISTEMA DE VISUALIZACIÓN DE LA TEMPERATURA

La temperatura del punto de rocío de la muestra de aire que el instrumento ofrece al observador no es otra que la

temperatura del espejo, tal como la mide el termómetro eléctrico situado bajo la superficie del espejo. Los instrumentos disponibles en el comercio constan, en general, de una interfase eléctrica para el termómetro del espejo y un visualizador digital, aunque también pueden tener salidas eléctricas digitales o analógicas que se utilizan con sistemas de registro de datos. Un registrador de diagrama es muy útil para controlar el rendimiento del instrumento cuando la salida analógica proporciona un registro continuo de la señal del termómetro del espejo, pero el visualizador digital no.

4.4.2.5 SISTEMAS AUXILIARES

Se podría incorporar un microscopio que permitiera determinar visualmente si, cuando la temperatura del espejo es inferior a 0°C, este está cubierto de gotitas de agua subfundida o de cristales de hielo. Algunos instrumentos tienen un detector montado sobre la superficie del espejo para determinar automáticamente esta diferencia (por ejemplo, un sensor capacitivo), y otros aplican un método basado en el factor de reflectancia.

Un sistema basado en un microprocesador puede incluir algoritmos para calcular y visualizar la humedad relativa. En ese caso, es importante que el instrumento pueda diferenciar correctamente un depósito de agua subfundida de un depósito de hielo.

Muchos instrumentos tienen un sistema automático para reducir al mínimo los efectos de la contaminación. Puede consistir en un ciclo regular de calefacción que produce la evaporación de las impurezas volátiles y su eliminación con la circulación del aire. Se utilizan también sistemas de limpieza automática del espejo con escobillas.

Para las mediciones meteorológicas, así como para la mayoría de las aplicaciones experimentales, el instrumento debe estar equipado con una pequeña bomba que aspire el aire objeto de muestreo a través de una cámara de medición. El instrumento debe estar provisto asimismo de un dispositivo capaz de controlar el flujo de aire para que sea compatible con el funcionamiento estable del sistema de servocontrol de la temperatura del espejo, y para que el tiempo de respuesta a las variaciones de la humedad sea satisfactorio. El flujo de aire óptimo depende de la humedad de la muestra de aire, y normalmente varía entre 0,25 y 1 l min⁻¹.

4.4.3 Método de observación

El buen funcionamiento del higrómetro de punto de rocío depende de que haya un flujo de aire adecuado en la cámara de medición. Con este fin, tal vez sea necesario modificar la graduación de un regulador (en general un dispositivo de estrangulamiento ubicado en la parte posterior de la cámara de medición) en función de las variaciones diurnas de la temperatura del aire. La graduación del flujo de aire perturbará el funcionamiento del higrómetro, e incluso sería conveniente iniciar un ciclo de calefacción. Ambas operaciones deberán efectuarse con la antelación suficiente para que el

instrumento se estabilice antes de realizar la lectura. El tiempo requerido dependerá del ciclo de control del instrumento utilizado. Se deberán consultar las instrucciones del fabricante para conocer la graduación del flujo de aire y los detalles pertinentes del ciclo de control del instrumento.

Deberá controlarse con frecuencia el estado del espejo y limpiará cuando haga falta. El funcionamiento normal del espejo, que se no implica necesariamente que esté limpio. Se lo deberá lavar con agua destilada y secarlo, con mucho cuidado, con un paño suave o un bastoncillo de algodón para eliminar todas las impurezas solubles. Se deben tomar todas las precauciones necesarias para no rayar la superficie del espejo, sobre todo si éste tiene una fina capa protectora que recubre la superficie, o está dotado de un detector de agua o de hielo. Si no se utiliza un filtro de aire, la limpieza deberá efectuarse, al menos, diariamente. Si se utiliza un filtro de aire, se deberá verificar el estado del mismo cada vez que se efectúa una observación. El observador no deberá situarse demasiado cerca del orificio de aspiración, y velará para que nada obstruya el orificio que permite la evacuación del aire.

Si, al realizarse la lectura, la temperatura es igual o inferior a 0°C, el observador deberá determinar si el espejo está cubierto de agua subfundida o de hielo. Si el instrumento no lo indica automáticamente, habrá de observar el espejo. Se debe comprobar periódicamente el buen funcionamiento de cualquier sistema automático.

Los mejores instrumentos ofrecen una exactitud de $\pm 0,3$ K en una amplia gama de medición del punto de rocío (-60 a 50°C).

4.4.4 *Exposición y emplazamiento*

Los criterios de emplazamiento del sensor son iguales a los que se aplican a cualquier higrómetro aspirado. Sin embargo, son menos estrictos que en el caso de un psicrómetro o un sensor de humedad relativa, debido a que las variaciones de la temperatura del aire ambiente no afectan al punto de rocío o de congelación de una muestra de aire, siempre que esa temperatura se mantenga estable por encima del punto de rocío. Por lo tanto, no es necesario colocar el sensor en una garita meteorológica. El sensor deberá exponerse en un espacio abierto; por ejemplo, montado sobre un poste y cubierto con una envoltura protectora, con un conducto de aspiración al nivel requerido.

También hay que disponer de un sistema de muestreo del aire. Se trata normalmente de una pequeña bomba que aspira el aire por el conducto de salida previsto en la cámara de medición y lo expulsa lejos del conducto de aspiración. Para que la técnica de muestreo tenga valor se deberá evitar la recirculación del aire. En condiciones estables de funcionamiento, el contenido de vapor de agua del aire deberá ser igual en la salida y que en la entrada del sistema de aspiración. La recirculación se puede evitar situando el orificio de evacuación

a mayor altura que el de aspiración, aunque esto podría no ser eficaz en condiciones atmosféricas radiativas cuando existe un gradiente vertical de temperatura negativo.

Conviene instalar un filtro de aire en los instrumentos que funcionan siempre en el exterior. Dicho filtro debe permitir la circulación del aire y no bloquearse con frecuencia, pues un bloqueo podría ocasionar una baja importante de la presión del aire y modificar la temperatura de condensación en la cámara de medición. Podría utilizarse un filtro de metal sinterizado para capturar todas las partículas de aerosoles, salvo las más pequeñas. Un filtro de metal tiene la ventaja de que se lo puede calentar fácilmente con un elemento eléctrico para mantenerlo seco en cualquier circunstancia. Es más sólido que la membrana filtrante y más apropiado para que pasen los flujos de aire relativamente elevados que necesita el método del espejo enfriado, en comparación con el método de sorción. Sin embargo, un filtro metálico puede ser menos resistente que algunas membranas filtrantes a la corrosión ocasionada por los contaminantes atmosféricos.

4.4.5 *Calibración*

El funcionamiento de un higrómetro de espejo utilizado sobre el terreno puede degradarse por diversas razones, por lo que convendría realizar periódicamente comparaciones con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann u otro higrómetro de espejo enfriado. Si el instrumento funciona siempre sobre el terreno, tendrán que hacerse verificaciones de medición semanales. Cuando se presente la ocasión, se verificará su funcionamiento en el punto de rocío y en el punto de helada. Si la temperatura del espejo es inferior a 0°C, se examinará visualmente el depósito, siempre que sea posible, para determinar si es agua subfundida o hielo.

Una verificación útil es comparar la medición de la temperatura del espejo con la temperatura del aire mientras no funciona el sistema de control térmico del higrómetro. Se debe ventilar el instrumento y medirse la temperatura del aire en la entrada del conducto de aspiración del higrómetro. Esta verificación se hace mejor cuando las condiciones son estables y no se produce condensación. El sensor y el conducto de aire tendrán que estar protegidos de los rayos del sol en equilibrio térmico. Para realizar esa verificación se puede aumentar la velocidad del aire aspirado.

La interfaz del termómetro de espejo se puede calibrar independientemente sobre el terreno, también puede efectuarse la calibración simulando la señal del termómetro. Si se trata de un termómetro con resistencia de platino, se debe utilizar una caja estándar de simulación con resistencia de platino, o una caja de década de resistencia y un juego de tablas adecuadas. Se podría necesitar también una interfaz especial de simulación para el sistema de control del higrómetro.

4.5 Higrometro de condensación de cloruro de litio calentado (célula de punto de rocío)

4.5.1 Consideraciones generales

4.5.1.1 PRINCIPIOS

Los principios físicos en los que se basa el método de solución salina calentada figuran en la sección 4.1.4.5.2. La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución saturada de cloruro de litio es excepcionalmente baja. Por lo tanto, una solución de cloruro de litio es extremadamente higroscópica en condiciones normales de humedad atmosférica en la superficie. Si la presión del vapor ambiente es superior a la presión del vapor en equilibrio de la solución, habrá condensación del vapor de agua en la superficie de la solución (por ejemplo, a 0°C, el vapor de agua se condensa sobre la superficie plana de una solución saturada de cloruro de litio cuando la humedad relativa alcanza sólo el 15 por ciento).

Se puede obtener un dispositivo de autoregulación termodinámica calentando la solución directamente con una corriente eléctrica que la atraviese, procedente de un aparato de voltaje constante. Conviene utilizar una corriente alterna para impedir la polarización de la solución. A medida que disminuye la conductividad eléctrica disminuye también la corriente calefactora, y se alcanza un punto de equilibrio, por lo que se mantiene una temperatura constante. Si la solución se enfría se produce la condensación del vapor de agua, con lo que aumentará la conductividad y la corriente calefactora y se invertirá la tendencia al enfriamiento. Si la solución se calienta por encima del punto de equilibrio, el vapor de agua se evapora ocasionando una baja de la conductividad y, por lo tanto, una disminución de la corriente calefactora al punto en que las pérdidas térmicas ocasionan un enfriamiento.

Por lo dicho, se deduce que para la presión del vapor ambiente existe, un límite inferior que puede medirse de esa manera a una temperatura dada. Por debajo de ese valor, la solución salina debe enfriarse para que el vapor de agua se condense, y ello equivaldría al método del espejo enfriado experto porque, en este último, la condensación se produce a una temperatura más baja cuando se obtiene la saturación con respecto a una superficie de agua pura, es decir al punto de rocío ambiente.

Este método presenta un cierto grado de incertidumbre debido a la existencia de cuatro hidratos diferentes de cloruro de litio. A ciertas temperaturas críticas, dos de los hidratos se mantienen en equilibrio con la fase acuosa, y la temperatura de equilibrio obtenida al calentar la solución varía de acuerdo a la transformación en hidrato que se produce posteriormente. En las aplicaciones meteorológicas mayor la incertidumbre ocurre a temperaturas ambientes del punto de rocío inferiores a -12°C. Para un punto de rocío ambiente de -23°C, la posible diferencia de la temperatura de equilibrio, según

la cual se producen dos transformaciones de solución de hidrato, da lugar a una incertidumbre de $\pm 3,5$ K en el valor del punto de rocío obtenido.

4.5.1.2 DESCRIPCIÓN

El higrometro de célula de punto de rocío mide la temperatura a la cual la presión del vapor en equilibrio de una solución de cloruro de litio saturada es igual a la presión del vapor de agua ambiente. Las ecuaciones empíricas de transformación, basadas en los datos de tensión saturante del vapor para la solución de cloruro de litio y para el agua pura, permiten deducir la presión del vapor de agua y el punto de rocío ambientes con respecto a una superficie plana de agua pura. A una gama de temperaturas del punto de rocío que varía de -12 a 25°C corresponde una gama de temperaturas de la célula de punto de rocío de entre 17 y 71°C.

4.5.1.3 SENSORES CON CALEFACCIÓN DIRECTA

El sensor consta de un tubo, o bobina, que en su interior alberga, en posición axial, un termómetro de resistencia. La superficie externa del tubo está cubierta con un material de fibra de vidrio (en general, una banda enrollada alrededor y a lo largo del tubo) que se impregna de una solución acuosa de cloruro de litio, combinada a veces con cloruro de potasio. Sobre la cubierta de la bobina se enrolla un hilo bifilar de plata o de oro, manteniendo el mismo espacio entre cada vuelta. Se conecta una fuente de corriente alterna a los dos extremos del enrollado bifilar; la corriente proviene normalmente del suministro eléctrico ordinario (50 ó 60 Hz). La conductividad eléctrica de la solución de cloruro de litio está determinada por su grado de concentración. La corriente circula a través de la solución, entre las vueltas adyacentes del enrollado bifilar que actúan como electrodos. La corriente calienta la solución y, por lo tanto, aumenta la temperatura.

Salvo en condiciones de muy baja humedad, la presión del vapor ambiente, a la temperatura del aire ambiente, será superior a la presión del vapor en equilibrio en la superficie de la solución de cloruro de litio, y el vapor de agua se condensará en la superficie de la solución. Dado que la corriente eléctrica calienta la solución, se alcanzará finalmente una temperatura por encima de la cual la presión del vapor en equilibrio será superior a la presión del vapor ambiente; comenzará la evaporación y aumentará la concentración de la solución.

Al estar en funcionamiento, el instrumento alcanza una temperatura de equilibrio que varía en función de la presión del vapor de agua ambiente. Por encima de esa temperatura, la concentración de la solución aumentará por evaporación, y la corriente eléctrica y la calefacción disminuirán; la solución puede sufrir entonces pérdidas de calor y su temperatura baja. Por debajo de la temperatura de equilibrio, la concentración de la solución disminuirá por condensación, la corriente eléctrica y la calefacción aumentarán, y ocasionarán un aumento de

la temperatura de la solución. A la temperatura de equilibrio no se produce ni evaporación ni condensación porque la presión del vapor en equilibrio y la presión del vapor ambiente son iguales.

En la práctica, la temperatura de equilibrio medida varía en función de las características de construcción del sensor, y tiende a ser mucho más alta que la prevista a partir de datos sobre la presión del vapor en equilibrio para una solución saturada de cloruro de litio. No obstante, se obtiene una reproductibilidad suficientemente buena para poder utilizar una función de transferencia estándar para todos los sensores construidos según las mismas especificaciones.

Una ventilación muy fuerte modifica las características de transferencia térmica del sensor, y si la ventilación tiene fluctuaciones su funcionamiento es inestable.

Para reducir al mínimo los riesgos de un impulso de corriente excesivo al conectar el higrómetro (la resistencia de la solución a temperatura ambiente es relativamente baja), con frecuencia se conecta al calefactor una pequeña bombilla que actúa como atenuador de corriente. Ésta se selecciona de manera que, a las corrientes normales de funcionamiento de la bobina, la resistencia del filamento sea lo suficientemente baja para que el higrómetro funcione de manera adecuada, mientras que la corriente operativa de la bombilla incandescente (incluso para una bobina sin resistencia eléctrica) se mantiene lo suficientemente baja para que no dañe el elemento calefactor.

La presión del vapor en equilibrio de una solución saturada de cloruro de litio varía de acuerdo al hidrato en estado de equilibrio con la solución acuosa. En la gama de temperaturas de la solución correspondientes a la gama de los puntos de rocío entre -12 y 41°C , es el cloruro de litio monohidratado. Por debajo de -12°C se forma el dihidrato, y por encima de 41°C el cloruro de litio anhidro. Cerca de los puntos de transición, el funcionamiento del higrómetro es inestable y las lecturas no son precisas. Sin embargo, si se añade una pequeña cantidad de cloruro de potasio (KCl) se puede extender el límite inferior del punto de rocío de -12 a -30°C .

4.5.1.4 **SENSORES CON CALEFACCIÓN INDIRECTA**

Se puede mejorar la exactitud del sistema descrito en la sección 4.5.1.2 si la solución de cloruro de litio se calienta indirectamente. La conductividad de la solución se mide entre dos electrodos de platino, y permite controlar un serpentín de calefacción.

4.5.2 **Método operacional**

Una vez tomadas las lecturas de la temperatura de equilibrio de la bobina, una función de transferencia permite obtener la temperatura del punto de rocío.

Se debe evitar cualquier alteración del sensor, pues las variaciones térmicas en la superficie de la bobina modifican la temperatura de equilibrio.

El instrumento debe alimentarse permanentemente. Si su temperatura desciende por debajo de la temperatura de equilibrio, cualquiera sea el tiempo que dure el

enfriamiento, se producirá una condensación y el electrolito comenzará a gotear.

Se deben realizar periódicamente mediciones de control con un higrómetro de trabajo de referencia y, de ser necesario, se debe limpiar el instrumento y aplicarle de nuevo una solución de cloruro de litio.

Si el fabricante no proporciona un atenuador de corriente, será necesario instalar ese dispositivo. De lo contrario, el sensor podría resultar dañado por una corriente demasiado alta al conectar el instrumento.

4.5.3 **Exposición y emplazamiento**

El higrómetro debe instalarse al aire libre, en una estructura adecuada que lo proteja de los efectos del viento y de la lluvia. El instrumento necesita también un sistema que permita mantener constante la velocidad del aire aspirado.

El calor que se desprende del higrómetro puede alterar el funcionamiento de otros instrumentos, lo cual deberá tenerse en cuenta al seleccionar el sitio de instalación.

Los contaminantes atmosféricos afectan el funcionamiento del instrumento, sobre todo las sustancias que se disocian en solución y producen una concentración de iones importante.

4.5.4 **Fuentes de error**

Para medir la temperatura de equilibrio se necesita un termómetro de resistencia eléctrica; las fuentes de error son las asociadas normalmente con la termometría.

La temperatura de equilibrio obtenida está determinada por las propiedades de la solución, por lo que una presencia importante de impurezas tendrá consecuencias imprevisibles.

Las variaciones en la aspiración influyen en los intercambios térmicos y, por lo tanto, en la estabilidad del instrumento. Para que el funcionamiento sea estable, la velocidad del aire aspirado debe ser constante.

4.5.5 **Calibración**

Se debe realizar, al menos una vez al mes, una calibración sobre el terreno con un instrumento patrón de trabajo. La calibración de la bobina del termómetro y la pantalla de visualización de la temperatura debe realizarse periódicamente, como se hace con otros termómetros y sistemas de visualización operativos.

4.5.6 **Mantenimiento**

El cloruro de litio debe renovarse con regularidad. Esta operación podría realizarse una vez al mes, pero dependerá del nivel de contaminación atmosférica. Cuando se cambie la solución, se deberá lavar la bobina con agua destilada y aplicar luego una nueva solución. La cobertura protectora se debe limpiar al mismo tiempo.

Para preparar una nueva solución se mezclan cinco partes de cloruro de litio anhidro con 100 partes de agua destilada, en peso, es decir, de 1 g de cloruro de litio anhidro por cada 20 ml de agua.

El mantenimiento del sensor de temperatura se realizará según las recomendaciones que se aplican a los instrumentos eléctricos utilizados para medir la temperatura del aire, pero teniendo en cuenta la diferencia en la gama de temperaturas medidas.

4.6 **Higrómetros eléctricos de resistencia y de capacitancia**

4.6.1 *Consideraciones generales*

Las propiedades eléctricas de algunos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente, y sólo presentan una pequeña dependencia térmica.

Los sensores eléctricos de humedad relativa se utilizan cada vez más en las aplicaciones que exigen una lectura a distancia, sobre todo cuando se requiere una visualización directa de la humedad relativa. Como muchos de esos sensores proporcionan respuestas no lineales relativas a las variaciones de humedad, los fabricantes los equipan frecuentemente con sistemas especiales de procesamiento y visualización de datos.

4.6.2 *Resistencia eléctrica*

En el ámbito de la meteorología se pueden utilizar sensores de plástico tratados químicamente, con una capa superficial conductora de electricidad sobre el sustrato aislante. La resistencia de la superficie varía de acuerdo con la humedad relativa ambiente. El proceso de adsorción predomina sobre el de absorción porque la parte sensible a la humedad de dicho sensor se limita a la capa superficial. Por lo tanto, este tipo de sensor es capaz de responder rápidamente a las variaciones de la humedad ambiente.

Esta clase de sensor comprende varios tipos de instrumentos electrolíticos, en los que la disponibilidad de iones conductores en un electrólito higroscópico es una función de la cantidad de vapor de agua absorbida. El electrólito puede presentarse en varias formas, por ejemplo como una solución líquida, o gel, e incluso una resina intercambiadora de iones. Para evitar la polarización del electrólito, se mide la variación de impedancia respecto de una corriente alterna en vez de una corriente continua. Puede utilizarse un suministro de corriente de baja frecuencia; como lo es la resistencia de corriente continua que tiene que ser medida, lo cual posibilita el uso de conductores relativamente largos entre los sensores y su interfaz eléctrica.

4.6.3 *Capacitancia eléctrica*

Este método se basa en las variaciones de las propiedades dieléctricas de un material sólido, higroscópico, en función de la humedad relativa ambiente. En general se utilizan para ello materiales poliméricos. El agua absorbida en el polímero modifica sus propiedades dieléctricas debido al considerable momento dipolar de la molécula de agua.

La parte sensible del sensor de humedad consiste

en una delgada hoja polímera dispuesta entre dos electrodos para formar un condensador. La impedancia eléctrica de este condensador proporciona una medida de la humedad relativa. El valor nominal de la capacitancia puede ser de apenas unos pocos o varios cientos de picofaradios, según sea el tamaño de los electrodos y el grosor del material dieléctrico. A su vez, este valor influye en la frecuencia de excitación utilizada para medir la impedancia del instrumento, que normalmente es al menos de varios kilohertz, y, por lo tanto, requiere que se hagan conexiones cortas entre el sensor y la interfaz eléctrica, a fin de reducir al mínimo los efectos de la capacitancia parásita. Por eso, la interfaz eléctrica está normalmente integrada en el sensor de capacitancia y es necesario tener en cuenta el efecto de la temperatura ambiente en el rendimiento de los componentes del circuito

4.6.4 *Método de observación*

Los sensores que se basan en las variaciones de las propiedades electrónicas de materiales higroscópicos se utilizan con frecuencia en la lectura a distancia de la humedad relativa, y en las estaciones meteorológicas automáticas.

4.6.5 *Exposición y emplazamiento*

Los sensores deben instalarse en una garita meteorológica. Se deben seguir las instrucciones del fabricante relativas al montaje del sensor propiamente dicho. Es obligatorio utilizar filtros protectores. El contacto directo con el agua causa graves daños a los sensores que utilizan como elementos sensibles electrólitos higroscópicos; en consecuencia, se debe tener mucho cuidado para que el agua no llegue al elemento sensible de dichos sensores.

4.6.6 *Calibración*

Los procedimientos de calibración, tanto sobre el terreno como en laboratorio, corresponden a los utilizados para los higrómetros de cabello. Para la mayoría de sensores de este tipo existe equipo auxiliar apropiado que permite realizar controles con soluciones salinas.

4.6.7 *Mantenimiento*

Se debe alentar a los observadores a mantener el higrómetro en perfecto estado de limpieza, (véase la sección 4.1.4.11).

4.7 **Higrómetros de absorción de radiación electromagnética**

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética (EMR) en una gama de bandas de ondas y de longitudes de ondas específicas; esta característica puede utilizarse para medir la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones más utilizadas del espectro electromagnético con este fin son las del ultravioleta y el infrarrojo. Por ello, las técnicas se denominan con frecuencia higrimetría óptica o, más exactamente, higrimetría de absorción de la EMR.

El método utiliza las mediciones de la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponde a la banda de absorción del vapor de agua, a lo largo del trayecto entre la fuente de radiación y un receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación:

- a) transmisión de radiación de banda estrecha, a una intensidad fija, hacia un receptor calibrado. La fuente de radiación más utilizada es el hidrógeno. El espectro de emisión del hidrógeno comprende la línea Lyman alfa a 121,6 nanómetros, que coincide con una banda de absorción del vapor de agua en la región del ultravioleta donde los otros gases atmosféricos comunes tienen un bajo nivel de absorción. La trayectoria de medición es normalmente de unos cuantos centímetros;
- b) transmisión de radiación en dos longitudes de onda, una de las cuales es fuertemente absorbida por el vapor de agua y la otra no es absorbida, o lo es sólo levemente. Si se utiliza una sola fuente para generar la radiación en ambas longitudes de onda, se puede conocer con exactitud la relación de sus intensidades emitidas, de manera que se puede determinar la atenuación de la longitud de onda absorbida midiendo la relación de sus intensidades en el receptor. Para esta técnica, la fuente térmica más utilizada es una bombilla de tungsteno con filtros, que permite aislar dos longitudes de onda en la región del infrarrojo. La medición tiene una trayectoria normalmente superior a un metro de longitud.

Los dos tipos de higrómetros de absorción de la EMR requieren calibración frecuente y son más apropiadas para medir las variaciones de la concentración de vapor que los niveles absolutos. La aplicación más conocida del higrómetro de absorción de la EMR es el control de las variaciones de humedad de frecuencias muy elevadas, pues según el método no es necesario que el detector alcance una presión del vapor de equilibrio con la muestra. La constante de tiempo de un higrómetro óptico es de unos pocos milisegundos. En la actualidad, el uso del higrómetro óptico está limitado a las actividades de investigación.

4.8 Seguridad

Para medir la humedad se utilizan diversos productos químicos. El personal que manipula esos productos debe conocer siempre sus propiedades. Los productos químicos deben conservarse en recipientes seguros, robustos y bien identificados, y almacenarse en un lugar adecuado. Las autoridades locales pueden prescribir las instrucciones relativas al uso de material tóxico.

Para medir la humedad se utilizan sobre todo soluciones salinas saturadas. A continuación se ofrecen algunas pautas de seguridad que deben tenerse en cuenta al emplear las sales más utilizadas.

- a) cloruro de bario (BaCl_2): se presenta en forma de cristales incoloros, muy solubles en agua. Es

estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes, ni los combustibles. Si se ingiere produce náuseas, vómitos, dolores estomacales y diarrea. Es peligroso inhalar el polvo de esta sal. Al contacto con la piel y los ojos causa irritación. Lavar abundantemente con agua y, en caso de ingestión, procurar atención médica.

- b) cloruro de calcio (CaCl_2): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes. Muy soluble en agua, se disuelve con aumento del calor. Da inicio a la polimerización exotérmica del éter metilvinílico. Puede reaccionar con el cinc para liberar hidrógeno. No presenta reacción peligrosa con los ácidos, las bases, los oxidantes ni los combustibles. Irrita la piel, los ojos y el sistema respiratorio. Si se ingiere produce irritación gástrica y, la ingestión en grandes cantidades puede causar hipercalcemia, deshidratación y lesiones renales. Lavar abundantemente con agua y procurar atención médica.
- c) cloruro de litio (LiCl): se presenta en forma de cristales incoloros; es estable si se mantiene seco y muy soluble en agua. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. Si se ingiere, puede modificar el balance iónico de la sangre y producir anorexia, diarrea, vómitos, vértigo y perturbaciones del sistema nervioso central; puede ocasionar también lesiones renales si la persona afectada tiene una dieta baja en sal (se debe beber mucha agua y procurar atención médica). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni los combustibles.
- d) nitrato de magnesio ($\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes y muy solubles en agua. Puede dar inicio a la combustión de material inflamable. La reacción con material reductor puede ser violenta y se puede descomponer espontáneamente en dimetilformamido. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). La ingestión en grandes cantidades puede ser mortal (beber mucha agua y procurar asistencia médica). Al contacto con la piel y los ojos causa irritación (lavar con agua).
- e) nitrato de potasio (KNO_3): se presenta en forma de cristales blancos o de polvo cristalino; es muy soluble en agua. Es estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). Su ingestión en grandes cantidades produce vómitos, pero se elimina rápidamente por la orina (beber mucha agua). Irrita los ojos (lavar con agua). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni los combustibles.
- f) cloruro de sodio (NaCl). Se presenta en forma de cristales incoloros o de polvo blanco; es muy soluble en agua. Es estable y no presenta reacción

peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni los combustibles. Su ingestión en grandes cantidades puede ocasionar diarrea, náuseas, vómitos, hiperpnea y convulsiones (en casos graves se debe procurar atención médica).

Los consejos relativos a la utilización sin riesgos del mercurio figuran en el Capítulo 3 de la Parte I.

4.9 Instrumentos de referencia y calibración

4.9.1 Principios relativos a la calibración de los higrómetros

La precisión de la calibración de los sensores de humedad plantea problemas particulares debidos, en gran parte, a la cantidad relativamente pequeña de vapor de agua que existe en una muestra de aire a temperaturas normales, pero también a la dificultad general que supone aislar y almacenar gases y, en especial, el vapor de agua. Actualmente está comenzando a surgir un orden jerárquico internacional en materia de trazabilidad de los patrones de referencia de la humedad.

El higrómetro gravimétrico permite establecer un

patrón absoluto para la humedad (es decir, una materialización de la definición física de la cantidad de humedad una). El psicrómetro de referencia (dentro de su limitada gama) constituye también una especie de patrón primario, ya que es posible calcular su rendimiento. La calibración de los patrones secundarios, de referencia y de trabajo se realiza en varias etapas. En el Cuadro 4.4 figura un resumen de los instrumentos patrones de medición de la humedad, y sus rendimientos.

La calibración práctica sobre el terreno se realiza frecuentemente por medio de psicrómetros aspirados y sensores del punto de rocío bien diseñados como patrones de trabajo. Estos tipos específicos de patrones deben poder controlarse con patrones de niveles más altos mediante comparaciones muy cuidadosas. Todo instrumento que se utilice como patrón se debe calibrar individualmente para todas las variables que forman parte del cálculo de la humedad (temperatura del aire, temperatura del termómetro húmedo, temperatura del punto de rocío, etc.). También se deben controlar otros factores que afectan el rendimiento de ese tipo de instrumento, por ejemplo el flujo de aire.

CUADRO 4.4
Instrumentos patrón para la medición de la humedad

Instrumento patrón	Temperatura del punto de rocío		Humedad relativa (%)	
	Gama (°C)	Incertidumbre (K)	Gama	Incertidumbre
<i>Patrón primario</i>				
Requisito	-60 a -15 -15 a 40	±0,3 ±0,1	5 a 100 5 a 100	±0,2 ±0,2
Higrómetro gravimétrico	-60 a -35 -35 a 35 35 a 60	±0,25 ±0,03 ±0,25		
Generador de humedad patrón de dos temperaturas	-75 a -15 -15 a 30 30 a 80	±0,25 ±0,1 ±0,2		
Generador de humedad patrón de dos presiones	-75 a 30	±0,2		
<i>Patrón secundario</i>				
Requisito	-80 a -15 -15 a 40	±0,75 ±0,25	5 a 100	±0,5
Higrómetro de espejo enfriado Psicrómetro de referencia	-60 a 40	±0,15	5 a 100	±0,6
<i>Patrón de referencia</i>				
Requisito	-80 a -15 -15 a 40	±1,0 ±0,3	5 a 100	±1,5
Psicrómetro de referencia Higrómetro de espejo enfriado	-60 a 40	±0,3	5 a 100	±0,6
<i>Patrón de trabajo</i>				
Requisito	-15 a 40	±0,5	5 a 100	±2
Psicrómetro de Assmann Higrómetro de espejo enfriado	-10 a 25 -10 a 30	±0,5	40 a 90	±1

4.9.2 *Frecuencia y métodos de calibración*

Todos los sensores de humedad que se utilizan sobre el terreno requieren una calibración periódica. Para los psicrómetros, los higrómetros de espejo enfriado y los de punto de rocío calentado que usan un detector de temperatura, la calibración puede realizarse cada vez que se haga el mantenimiento de rutina. Se efectuará una comparación con un patrón de trabajo, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Conviene utilizar como patrón de trabajo un psicrómetro aspirado de tipo estándar, como el de Assmann, pues tiene la ventaja de que se puede verificar en su totalidad comparando los termómetros seco y húmedo que lo constituyen y, además, porque se sabe si funciona bien cuando el ventilador produce un sonido normal. El instrumento de referencia debe calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de aparato.

Se pueden utilizar soluciones salinas saturadas para los sensores que sólo requieren una muestra de poco volumen. Durante la calibración, la temperatura ambiente debe mantenerse estable; por lo tanto, es difícil fiarse de resultado de dichas soluciones sobre el terreno. Cuando se utilizan soluciones salinas con fines de control se debe considerar que el valor nominal de la humedad dada para la solución salina no se remite a ningún patrón primario.

4.9.3 *Calibración en el laboratorio*

La calibración en el laboratorio es esencial para mantener la precisión, teniendo en cuenta lo siguiente:

- a) instrumentos patrón de trabajo y de observación: la calibración en laboratorio de instrumentos patrón de trabajo y de observación debe realizarse con la misma periodicidad que la de los termómetros en uso. Para hacerlo, el dispositivo del sensor del espejo enfriado se puede tratar separadamente de la unidad de control. El termómetro de espejo debe calibrarse por separado, y la unidad de control debe calibrarse con la misma frecuencia que los demás elementos del equipo electrónico de precisión. La calibración de un instrumento de observación no requiere necesariamente ayuda de un generador de humedad si los componentes se han calibrado separadamente como se describe más arriba.

El buen funcionamiento de un instrumento, se puede verificar en un recinto con condiciones estables, comparándolo con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann o un higrómetro patrón de espejo enfriado. Si el instrumento de observación tiene un detector de hielo, conviene controlar también el buen funcionamiento de ese sistema.

- b) instrumentos de referencia y patrón: la calibración en el laboratorio de instrumentos de referencia y patrón requiere un generador de humedad de precisión y un higrómetro patrón de transferencia apropiado. Los generadores de humedad de dos presiones y dos temperaturas permiten generar un

flujo de aire adecuado, a una temperatura y un punto de rocío predeterminados. La calibración debe realizarse al menos una vez cada doce meses y para toda la gama correspondiente a la aplicación de referencia del instrumento. La calibración del termómetro de espejo y del sistema de visualización de la temperatura debe realizarse separadamente, al menos una vez cada 12 meses.

4.9.4 *Patrones primarios*

4.9.4.1 **HIGROMETRÍA GRAVIMÉTRICA**

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del contenido de vapor de agua en una muestra de aire, en términos de su razón de mezcla de humedad. Para ello se extrae el vapor de agua que contiene la muestra, utilizando un deshidratante cuya masa se conoce, como el anhídrido pentóxido de fósforo (P_2O_5) o el perclorato de magnesio ($Mg(ClO_4)_2$). Se pesa el deshidratante antes y después de absorber el vapor, y la diferencia permite establecer la masa del vapor de agua. La masa de la muestra seca puede calcularse pesándola (tras la licuefacción para que sea más fácil manipular el volumen de la muestra) o midiendo su volumen (conociendo su masa volúmica).

La complejidad del equipo necesario para llevar a cabo con exactitud el procedimiento descrito limita su aplicación al ámbito del laboratorio. Además, para obtener mediciones exactas se requiere, examinar un volumen considerable de la muestra de aire; en la práctica, es necesario que el aire circule de manera constante durante varias horas, según sea la humedad del aire, a fin de que la masa de vapor de agua sea suficiente para obtener una medición exacta del peso. Por lo tanto, el método se emplea sólo para obtener un patrón absoluto de referencia. Este tipo de equipo se encuentra sobre todo en los laboratorios de calibración nacional.

4.9.4.2 **GENERADOR DINÁMICO DE HUMEDAD PATRÓN DE DOS PRESIONES**

Este aparato de laboratorio sirve para generar gas húmedo cuya humedad relativa se determina sobre una base absoluta. El gas portador atraviesa una cámara de saturación a la presión P_1 , y pasa a una segunda cámara en la cual se produce su expansión isotérmica a una presión inferior P_2 . Ambas cámaras se mantienen a la misma temperatura en un baño de aceite. Según la ley de Dalton de las presiones parciales, la humedad relativa de la mezcla vapor de agua/gas está directamente relacionada con la presión total de cada una de las dos cámaras, es decir, la presión parcial e' del vapor en la cámara de baja presión tendrá la misma relación que la presión del vapor saturante e'_w , y la presión total en el saturador de alta presión será igual a la presión total en la cámara de baja presión. De este modo la humedad relativa U_w está dada por la ecuación:

$$U_w = 100 \cdot e'/e'_w = 100 \cdot P_1/P_2 \quad (4.5)$$

La relación se mantiene también en la fase sólida si el gas está saturado con respecto al hielo a la presión P_1 :

$$U_i = 100 \cdot e' / e'_i = 100 \cdot P_1 / P_2 \quad (4.6)$$

4.9.4.3 GENERADOR DINÁMICO DE HUMEDAD PATRÓN DE DOS TEMPERATURAS

Este aparato de laboratorio, un flujo de gas húmedo a una temperatura T_1 , con una temperatura de punto de rocío o de punto de congelación T_2 . Dos baños a temperatura controlada, ambos con intercambiadores térmicos, y uno con un saturador que contiene agua o hielo, sirven para saturar la corriente de aire a la temperatura T_1 , y luego producir un calentamiento isobárico a la temperatura T_2 . En los aparatos diseñados para uso práctico, el aire circula continuamente para asegurar la saturación. En los instrumentos de control, el aire es aspirado a la temperatura T_2 y en baja proporción con respecto a la circulación principal.

4.9.5 Patrones secundarios

Un instrumento patrón secundario debe recibir un cuidadoso mantenimiento. Sólo se le sacará del laboratorio para calibrarlo con un patrón primario o para compararlo con otros patrones secundarios. Estos últimos pueden servir como patrones de transferencia de los patrones primarios.

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado como instrumento patrón secundario en condiciones controladas de temperatura, humedad y presión. Con este fin, el higrómetro debe calibrarse en un laboratorio acreditado, que proporcionará los límites de incertidumbre para toda la gama de funcionamiento del instrumento. Esta calibración estará directamente vinculada a un patrón primario, y deberá efectuarse a intervalos regulares (en general, una vez cada 12 meses).

Las consideraciones generales sobre el higrómetro de espejo enfriado figuran en la sección 4.4. Este método presenta una técnica fundamental para determinar la humedad atmosférica. Si se siguen correctamente las instrucciones del fabricante sobre el mantenimiento y la utilización del instrumento, éste puede dar una medición primaria del punto de rocío o del punto de congelación dentro de los límites de incertidumbre determinados por la correspondencia entre la temperatura de la superficie del espejo y el punto adecuado del ciclo de condensación/evaporación, y la temperatura registrada por el termómetro del espejo en el momento de la observación. Se deben tener en cuenta los efectos Kelvin y Raoult sobre la temperatura de condensación, y con respecto a cualquier variación de la presión del aire causada por la técnica de muestreo, se aplicarán las ecuaciones que figuran en la sección 4.4.1.2.

4.9.6 Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno)

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado o un psicrómetro de Assmann como patrón de trabajo para realizar las comparaciones en condiciones ambientes sobre el terreno o en el laboratorio. Con este fin, es ne-

cesario haber realizado comparaciones anivel de patrón de referencia. Las comparaciones deben realizarse al menos una vez cada 12 meses, en un recinto con condiciones estables. El patrón de trabajo necesita un dispositivo de aspiración apropiado para tomar muestras de aire.

4.9.7 Psicrómetro de referencia de la OMM

Este tipo de instrumento es fundamentalmente un patrón primario porque se puede calcular su rendimiento. Sin embargo, se utiliza principalmente como instrumento de referencia de alta precisión, en especial para las pruebas de homologación de otros sistemas de instrumentos de observación. Se ha diseñado para que funcione como instrumento autónomo, cerca de una garita meteorológica o de otro instrumento de observación. Se utiliza siguiendo especificaciones precisas. Debe ser empleado por personal competente, con experiencia en trabajos de laboratorio de precisión; se prestará atención particular a la aspiración, y se tomarán las precauciones necesarias para evitar la contaminación del termómetro húmedo por contacto con los dedos o con cualquier otro objeto. Existen, no obstante, pruebas sencillas que permiten validar las lecturas en cualquier momento y que deben realizarse frecuentemente durante el funcionamiento. En OMM (1992) se describe este instrumento y se dan recomendaciones para su uso.

4.9.8 Soluciones salinas saturadas

Para calibrar los sensores de humedad relativa se pueden utilizar recipientes con soluciones salinas saturadas adecuadas. Las sales más utilizadas, y su humedad relativa de saturación a 25°C son:

Cloruro de bario (BaCl_2):	90,3 por ciento
Cloruro de sodio (NaCl):	75,3 por ciento
Nitrato de magnesio ($\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$):	52,9 por ciento
Cloruro de calcio (CaCl_2):	29,0 por ciento
Cloruro de litio (LiCl):	11,1 por ciento

Es importante que la solución tenga una superficie grande en comparación con la del elemento sensible y el volumen de aire incluido, para que se alcance rápidamente el equilibrio. Se requiere también un orificio de acceso hermético para el sensor de control. La temperatura del recipiente debe medirse y mantenerse a un nivel constante ya que, para la mayoría de las sales, el grado de humedad de saturación tiene un coeficiente térmico importante.

El empleo de soluciones salinas saturadas exige algunas precauciones. El personal encargado de manipular dichas sales debe conocer su grado de toxicidad y su poder corrosivo. Todas las sales mencionadas anteriormente se pueden utilizar sin peligro, pero se debe evitar su contacto con la piel, su ingestión, y la salpicadura en los ojos. Las sales deben mantenerse siempre en recipientes seguros, y con etiquetas que indiquen con toda claridad los peligros que representan. Se deben tomar precauciones al disolver los cristales de cloruro de calcio en agua, porque esta manipulación ocasiona una importante emanación de calor. Los peligros que presentan estos productos químicos se detallan en la sección 4.8.

Si bien, el empleo de soluciones salinas saturadas constituye un método sencillo para ajustar algunos sensores de humedad (relativa), dichos ajustes no equivalen a la calibración del sensor relación con los patrones de referencia. En la actualidad, no se ha establecido en general ningún valor (nominal) para las soluciones salinas relacionado con los patrones de referencia. Después de ajustar un sensor mediante el método de soluciones salinas saturadas se deben controlar siempre con un patrón de calibración, las mediciones efectuadas con el sensor.

Referencias

- Bindon, H. H., 1965: A critical review of tables and charts used in psychrometry. En: Wexler, A. (ed.), *Humidity and Moisture*. Volumen I, Reinhold, Nueva York, págs. 3-15.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, Apéndices A y B, OMM-Nº 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989a: *WMO Assmann Psychrometer Intercomparison* (D. Sonntag). Instruments and Observing Methods Report No. 34, WMO/TD-No. 289, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989b: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, et al.). Instruments and Observing Methods Report No. 38, WMO/TD-Nº 316, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Measurements of Air Temperature and Humidity* (R.G. Wylie y T. Lalas). Technical Note No. 194, WMO-No. 759, Ginebra.
- Smithsonian Institution, 1951: *Smithsonian Meteorological Tables*. Sexta edición, Washington, D.C.
- Sonntag, D., 1990: Important new values of the physical constants of 1986, vapour pressure formulations based on the ITS-90, and psychrometer formulae. *Zeitschrift für Meteorologie*, Volumen 40, Nº 5, págs. 340-344.
- Wexler, A. (ed.), 1965: *Humidity and Moisture*. Volúmenes 1 y 3, Reinhold, Nueva York.

ANEXO 4.A

DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

1) **La razón de mezcla r** del aire húmedo es la relación entre la masa m_v del vapor de agua y la masa m_a de aire seco con el que está asociado el vapor de agua:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (4.A.1)$$

2) **La humedad específica, concentración de la masa o contenido de humedad q** del aire húmedo es la relación entre la masa m_v de vapor de agua y la masa $m_v + m_a$ de aire húmedo en que está contenida la masa m_v de vapor de agua:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \quad (4.A.2)$$

3) **Concentración de vapor (densidad de vapor de agua en una mezcla) o humedad absoluta:** en una mezcla de vapor de agua y de aire seco, la concentración de vapor p_v se define como la relación entre la masa de vapor m_v y el volumen V ocupado por la mezcla:

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \quad (4.A.3)$$

4) **Fracción molar del vapor de agua de una muestra de aire húmedo:** la fracción molar x_v del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, compuesto de una masa m_a de aire seco y de una m_v de vapor de agua, se define como la relación entre el número de moles de vapor de agua ($n_v = m_v/M_v$) y el número total de moles de la muestra $n_v + n_a$, donde n_a indica el número de moles de aire seco ($n_a = m_a/M_a$) de la muestra en cuestión. Esto nos da:

$$x_v = \frac{n_v}{n_a + n_v} \quad (4.A.4)$$

ó

$$x_v = \frac{r}{0,621\,98 + r} \quad (4.A.5)$$

donde r es la razón de mezcla ($r = m_v/m_a$) del vapor de agua de la muestra de aire húmedo.

5) **La tensión de vapor e'** del vapor de agua del aire húmedo a una presión total p y con una razón de mezcla r se define por:

$$e'_v = \frac{r}{0,621\,98 + r} p \quad (4.A.6)$$

6) **Saturación:** el aire húmedo está saturado, para una presión y una temperatura dadas, si su razón de mezcla es tal que el aire húmedo puede coexistir en equilibrio indiferente con una fase condensada asociada (líquida o sólida) a la misma temperatura y presión, siendo plana la superficie de contacto entre ambas fases.

7) **Razón de mezcla saturante:** el símbolo r_w designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase líquida asociada. El símbolo r_i designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase sólida asociada. Las fases líquidas y sólidas asociadas de referencia consisten, respectivamente, en agua casi pura y en hielo casi puro, y están presentes en una y otra un poco de aire disuelto.

8) **Tensión saturante del vapor de la fase pura:** la tensión saturante e_w del vapor acuoso puro con relación al agua es la presión del vapor cuando se halla en estado de equilibrio indiferente con una superficie plana de agua pura a la misma temperatura y presión; lo mismo para e_i con relación al hielo; e_w y e_i son funciones que dependen solamente de la temperatura, es decir:

$$e_w = e_w(T) \quad (4.A.7)$$

$$e_i = e_i(T) \quad (4.A.8)$$

9) **Fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua:** la fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua, a una presión p y una temperatura T , es la fracción molar x_{vw} del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, a la misma presión p y a la misma temperatura T , que está en equilibrio estable en presencia de una superficie plana de agua que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio. Análogamente, x_{vi} se utilizará para indicar la fracción molar saturante con relación a una superficie plana de hielo que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio.

10) **Tensión saturante del vapor del aire húmedo:** la tensión saturante del vapor con relación al agua líquida e'_w del aire húmedo a la presión p y la temperatura T se define por:

$$e'_w = \frac{r_w}{0,621\,98 + r_w} p = x_{vw} p \quad (4.A.9)$$

Análogamente, la tensión saturante del vapor con relación al hielo e'_i del aire húmedo a la presión p y la temperatura T se define por:

$$e'_i = \frac{r_i}{0,621\,98 + r_i} p = x_{vi} p \quad (4.A.10)$$

11) **Relaciones entre las tensiones saturantes del vapor de la fase pura y del aire húmedo:** en los intervalos meteorológicos de presiones y temperaturas, las siguientes relaciones tienen un error del 0,5 por ciento o menos:

$$e'_w = e_w \quad (4.A.11)$$

$$e'_i = e_i \quad (4.A.12)$$

12) **La temperatura termodinámica del punto de rocío T_d** del aire húmedo a la presión p y con una razón de mezcla r es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante r_w igual a la razón de mezcla dada r .

13) **La temperatura termodinámica del punto de congelación T_f** del aire húmedo a la presión p y con una razón de mezcla r es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al hielo a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante r_i igual a la razón de mezcla dada r .

14) **La temperatura del punto de rocío y del punto de congelación** así definidas están ligadas con la razón de mezcla r y la presión p por las siguientes ecuaciones, respectivamente:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,621 \ 98 + r} \quad (4.A.13)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,621 \ 98 + r} \quad (4.A.14)$$

15)² **La humedad relativa U_w del aire húmedo con respecto al agua**, a la presión p y a la temperatura T , es el cociente, expresado en tantos por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua x_v y la fracción molar del vapor de agua saturante x_{vw} que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al agua a la misma presión p y a la temperatura T . En consecuencia será:

$$U_w = 100 \left(\frac{x_v}{x_{vw}} \right)_{p,T} = 100 \left(\frac{px_v}{px_{vw}} \right)_{p,T} \quad (4.A.15)$$

$$= 100 \left(\frac{e'_w}{e'_w} \right)_{p,T}$$

donde los subíndices p, T indican que cada término está sometido a las mismas condiciones de presión y temperatura. La última expresión es análoga en su forma a la definición clásica fundada en la ley de Dalton de las presiones parciales.

También U_w está relacionada con la razón de mezcla r por la expresión:

$$U_w = 100 \frac{r}{r_w} \cdot \frac{0,621 \ 98 + r_w}{0,621 \ 98 + r} \quad (4.A.16)$$

donde r_w es la razón de mezcla saturante, a la presión y temperatura del aire húmedo.

16)² **La humedad relativa U_i del aire húmedo con respecto al hielo**, a la presión p y a la temperatura T , es

el cociente, expresado en tanto por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua x_v y la fracción molar del vapor de agua saturante x_{vi} que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al hielo, a la misma presión p y temperatura T , lo que da, por analogía con las definiciones que figuran en el párrafo 15:

$$U_i = 100 \left(\frac{x_v}{x_{vi}} \right)_{p,T} = 100 \left(\frac{px_v}{px_{vi}} \right)_{p,T} = \left(\frac{e'_w}{e'_i} \right)_{p,T} \quad (4.A.17)$$

17) **La humedad relativa para temperaturas inferiores a 0°C** debe calcularse con respecto al agua. Las ventajas de este procedimiento son las siguientes:

- la mayor parte de los higrómetros, aquellos esencialmente sensibles a la humedad relativa, indican la humedad relativa con respecto al agua a todas las temperaturas;
- la mayoría de las nubes a temperaturas inferiores a 0°C están formadas enteramente o casi enteramente por agua;
- en general, no se observan humedades relativas superiores al 100 por ciento. Esto es particularmente importante en los informes sinópticos, pues la atmósfera se halla frecuentemente sobresaturada con respecto al hielo a temperaturas inferiores a 0°C;
- la mayoría de las observaciones de humedad relativa realizadas a temperaturas inferiores a 0°C se expresan a partir de la saturación con respecto al agua.

18) **La temperatura termodinámica del aire húmedo medida con un termómetro húmedo** a la presión p , temperatura T , y razón de mezcla r es la temperatura T_w lograda por el aire húmedo al ser adiabáticamente saturado a la presión p por la evaporación en el aire húmedo de agua a la presión p y la temperatura T_w , y que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio con aire saturado a la misma presión y temperatura. T_w se define por la ecuación:

$$h(p, T, r) + [r_w(p, T_w) - r]h_w(p, T_w) \quad (4.A.18)$$

$$= h(p, T_w, r_w(p, T_w))$$

donde: $r_w(p, T_w)$ es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión p y a la temperatura T_w , $h_w(p, T_w)$ es la entalpía³ de 1 gramo de agua pura a la presión p y a la temperatura T_w , $h(p, T, r)$ es la entalpía de 1 + r gramos de aire húmedo compuesto de 1 gramo de aire seco y de r gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T , y $h(p, T_w, r_w(p, T_w))$ es la entalpía de 1 + r_w gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r_w gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T_w . (Esta es una función de p y de T_w solamente, y puede designarse apropiadamente por $h_{sw}(p, T_w)$).

³ La entalpía de un sistema en equilibrio a la presión p y a la temperatura T se define como $E + pV$, siendo E la energía interna del sistema y V su volumen. La suma de entalpías de las fases de un sistema cerrado es constante en los procesos isobáricos adiabáticos.

² Las definiciones que figuran en los párrafos 15) y 16) no se aplican al aire húmedo cuando la presión p es inferior a la tensión de vapor saturante del agua pura y del hielo, respectivamente, a la temperatura T .

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases perfectos con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_w = \frac{[r_w(p, T_w) - r] L_v(T_w)}{c_{pa} + r c_{pv}} \quad (4.A.19)$$

donde $L_w(T_w)$ es el calor de vaporización del agua a la temperatura T_w , c_{pa} es el calor específico del aire seco a presión constante y c_{pv} es el calor específico del vapor de agua a presión constante.

NOTA: La temperatura termodinámica del termómetro húmedo que acabamos de definir ha sido denominada durante algún tiempo "temperatura de saturación adiabática" por los ingenieros dedicados al acondicionamiento del aire.

19) **La temperatura termodinámica del aire húmedo** medida con un termómetro recubierto de hielo a la presión p , temperatura T y razón de mezcla r es la temperatura T_i a la que el hielo puro a la presión p se evaporará en aire húmedo para saturarlo adiabáticamente a la presión p y a la temperatura T_i . La saturación con respecto al hielo se define por la ecuación.

$$h(p, T, r) + [r_i(p, T_i) - r] h_i(p, T_i) = h(p, T_i, r_i(p, T_i)) \quad (4.A.20)$$

donde $r_i(p, T_i)$ es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión p y a la temperatura T_i , $h_i(p, T_i)$

es la entalpía de 1 gramo de hielo puro a la presión p y a la temperatura T_i , $h(p, T, r)$ es la entalpía de $1 + r$ gramos de aire húmedo, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T , y $h(p, T_i, r_i(p, T_i))$ es la entalpía de $1 + r_i$ gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r_i gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T_i . (Esta es una función de p y de T_i solamente, y puede designarse adecuadamente por $h_{si}(p, T_i)$).

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases ideales con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_i = \frac{[r_i(p, T_i) - r] L_s(T_i)}{c_p + r c_{pv}} \quad (4.A.21)$$

donde $L_s(T_i)$ es el calor de sublimación del hielo a la temperatura T_i .

La relación entre T_w y T_i , así definidas, y la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro recubierto de hielo indicada por un psicrómetro dado, debe establecerse por experiencias cuidadosamente controladas, teniendo en cuenta las diferentes variables que influyen, por ejemplo: la ventilación, las dimensiones del depósito del termómetro y la radiación.

ANEXO 4.B

FÓRMULAS PARA EL CÁLCULO DE LAS MEDICIONES DE LA HUMEDAD

(Véase también la sección 4.1.2)

Tensión del vapor saturante:

$$e_w(t) = 6,112 \exp [17,62 t / (243,12 + t)]$$

Agua (-45 a 60°C)
(fase pura)

$$e'_w(p,t) = f(p) \cdot e_w(t)$$

Aire húmedo

$$e_i(t) = 6,112 \exp [22,46 t / (272,62 + t)]$$

Hielo (-65 a 0°C)
fase pura)

$$e'_i(p,t) = f(p) \cdot e_i(t)$$

Aire húmedo

$$f(p) = 1,0016 + 3,15 \cdot 10^{-6} p - 0,074 p^{-1}$$

Punto de rocío y punto de congelación

$$t_d = \frac{243,12 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{17,62 - \ln [e' / 6,112 f(p)]}$$

Agua (-45 a 60°C)

$$t_f = \frac{272,62 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{22,46 - \ln [e' / 6,112 f(p)]}$$

Hielo (-65 a 0°C)

Fórmulas psicrométricas para el psicrómetro de Assmann

$$e' = e'_w(p, t_w) - 6,53 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 0,000944 t_w) \cdot p \cdot (t - t_w)$$

Agua

$$e' = e'_i(p, t_i) - 5,75 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot (t - t_i)$$

Hielo

Humedad relativa

$$U = 100 e' / e'_w(p, t)$$

$$U = 100 e'_w(p, t_d) / e'_w(p, t)$$

Unidades empleadas:

t = temperatura del aire (temperatura del termómetro seco);

t_w = temperatura del termómetro húmedo;

t_i = temperatura del termómetro engelado;

t_d = temperatura del punto de rocío;

t_f = temperatura del punto de congelación;

p = presión del aire húmedo;

$e_w(t)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco;

$e_w(t_w)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo;

$e_i(t)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro seco;

$e_i(t_i)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado

$e'_w(t)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco;

$e'_w(t_w)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo;

$e'_i(t)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco;

$e'_i(t_i)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado;

U = humedad relativa.

CAPÍTULO 5 — MEDICIÓN DEL VIENTO EN SUPERFICIE

	<i>Página</i>
5.1	Generalidades..... I.5-1
5.1.1	Definiciones I.5-1
5.1.2	Unidades y escalas I.5-1
5.1.3	Requisitos meteorológicos I.5-2
5.1.4	Métodos de medición y observación..... I.5-2
5.2	Estimación del viento..... I.5-3
5.2.1	Velocidad del viento..... I.5-3
5.2.2	Dirección del viento I.5-3
5.2.3	Fluctuaciones del viento I.5-3
5.3	Métodos instrumentales simples I.5-3
5.3.1	Velocidad del viento..... I.5-3
5.3.2	Dirección del viento I.5-3
5.4	Anemómetros de cubeta y de hélice I.5-3
5.5	Veletas I.5-4
5.6	Sensores y combinaciones de sensores para la medición de las componentes I.5-4
5.7	Otros sensores del viento I.5-5
5.8	Métodos de proceso de datos I.5-5
5.8.1	Promedio del viento I.5-5
5.8.2	Ráfagas máximas y desviaciones típicas I.5-6
5.8.3	Recomendaciones relativas a las características técnicas de los sistemas de medición I.5-6
5.9	Exposición de los instrumentos anemométricos I.5-7
5.9.1	Problemas generales..... I.5-7
5.9.2	Anemómetros en tierra..... I.5-7
5.9.3	Anemómetros en el mar I.5-8
5.9.4	Corrección de la exposición..... I.5-8
5.10	Calibración y mantenimiento..... I.5-9
Referencias I.5-10
Anexo	Longitud de rugosidad eficaz..... I.5-11

MEDICIÓN DEL VIENTO EN SUPERFICIE

5.1 Generalidades

5.1.1 Definiciones

La velocidad del viento es una magnitud vectorial tridimensional con fluctuaciones aleatorias de pequeña escala en el espacio y en el tiempo, que se superponen a un flujo organizado de mayor escala. Se la considera en esta forma en relación con el transporte de contaminantes y el aterrizaje de aeronaves, por ejemplo. No obstante, en esta *Guía*, el viento en superficie será considerado principalmente como una cantidad vectorial bidimensional definida por dos números que representan la dirección y la velocidad. La medida en que el viento se caracteriza por rápidas fluctuaciones se llama intensidad de las ráfagas.

La mayoría de los usuarios de datos anemométricos necesitan el viento horizontal medio, expresado generalmente en un sistema de coordenadas polares por la velocidad y la dirección. Cada vez más aplicaciones necesitan también información sobre la variabilidad del viento o la intensidad de las ráfagas. A esos efectos se utilizan tres cantidades, es decir, la ráfaga máxima y la desviación típica de la velocidad y de la dirección del viento.

A continuación se dan las siguientes definiciones utilizadas en este capítulo (para más detalles, véase Mazzarella, 1972):

Las *cantidades medias* son cantidades (por ejemplo, la velocidad horizontal del viento) promediadas en un período de 10 a 30 minutos. En el presente capítulo sólo se calculan promedios en intervalos de 10 minutos (las aplicaciones aeronáuticas necesitan a veces que se calculen en intervalos más cortos; véase el Capítulo 2 de la Parte II).

La *desviación típica* es igual a $\left\{ \overline{(s - \bar{s})^2} \right\}^{1/2}$ donde s es una variable dependiente del tiempo (por ejemplo, velocidad horizontal del viento) e indica que se trata de una media temporal. La desviación típica se utiliza para determinar la magnitud de las fluctuaciones de un parámetro determinado.

La *ráfaga máxima* es la máxima velocidad del viento observada en un intervalo de tiempo determinado. En los informes meteorológicos horarios corresponde a la ráfaga máxima registrada en la última hora completa.

La *duración de una ráfaga* expresa la duración de la ráfaga máxima observada. La duración se determina por la respuesta del sistema de medición. Los sistemas de respuesta lenta registran en forma difusa las extremas y miden largas ráfagas regulares; los sistemas de respuesta rápida registran las fuertes ráfagas de corta duración.

Para definir la duración de una ráfaga se utiliza una cadena de medición teórica, es decir un filtro único que indica la medida móvil sobre t_o segundos de la señal de

viento que se recibe. Las máximas observadas después de haber pasado dicho filtro se definen como ráfagas máximas de t_o . Se dice que otros sistemas de medición con diversos elementos de filtrado miden las ráfagas de duración t_o cuando un filtro de media móvil con tiempo de integración t_o hubiera producido una máxima de la misma magnitud (véase Beljaars, 1987; OMM, 1987 para un posterior debate).

La *constante de tiempo* (de un sistema de primer orden) es el tiempo requerido por un instrumento para detectar e indicar aproximadamente el 63 por ciento de un cambio de escalón o grado de la magnitud medida.

La *longitud de respuesta* corresponde aproximadamente al paso del viento (en metros) requerido para que un anemómetro indique alrededor de un 63 por ciento de la variación de un escalón de la velocidad de entrada.

La *amortiguación crítica* (de un sensor, como por ejemplo una veleta, cuya respuesta se describe mejor mediante una ecuación diferencial de segundo orden) es el valor de amortiguación que da la respuesta transitoria más rápida a un cambio de escalón sin sobreoscilación.

La *relación de amortiguación* es la relación entre la amortiguación real y la amortiguación crítica.

La *longitud de onda natural no amortiguada* es el paso del viento necesario para que una veleta sin amortiguación atravesase un período de una oscilación.

5.1.2 Unidades y escalas

La velocidad del viento debe expresarse en $0,5 \text{ m s}^{-1}$, o en nudos, redondeada en la unidad más próxima y, en los mensajes sinópticos debe representar el promedio de un período de 10 minutos. A veces se calculan promedios de un período más corto para fines aeronáuticos (véase el Capítulo 2 de la Parte II).

La dirección del viento debe expresarse en grados, redondeada en la decena más próxima, utilizando una clave de cifrado 01 ... 36 (la clave 02, por ejemplo, indica que la dirección del viento varía entre 15 y 25°). Además debe corresponder al promedio de 10 minutos (véase el Capítulo 2 de la Parte II, que trata de los informes con fines aeronáuticos). La dirección del viento es por definición la dirección de donde sopla el viento, y se mide en el sentido de las agujas de un reloj a partir del norte geográfico.

El estado de "calma" se señala cuando la velocidad media del viento es inferior a 1 kn (nudo). En ese caso, la dirección se expresa con la clave 00.

La dirección del viento en las estaciones situadas 1° del Polo Norte o 1° del Polo Sur deben dar la dirección del viento de acuerdo con la tabla de cifrado 0878 (el círculo de azimut debe orientarse de tal modo que su cero coincida con el 0° del Meridiano de Greenwich) de acuerdo al *Manual de Claves* (OMM, 1995).

5.1.3 *Requisitos meteorológicos*

Es necesario disponer de observaciones del viento para vigilar y predecir el tiempo, estudiar el clima según la carga del viento, determinar la probabilidad de daños debidos al viento y evaluar la energía eólica, como parte de la estimación de los flujos de superficie, por ejemplo, la evaporación para aplicaciones agrícolas y la dispersión de la contaminación atmosférica. Los resultados de los requisitos se dan en el Capítulo I de la Parte I. En cuanto a la velocidad horizontal generalmente se acepta una precisión de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ por debajo de 5 m s^{-1} , y de más del 10 por ciento por encima de 5 m s^{-1} . La dirección del viento debería medirse con una precisión de 5° . Aparte de la velocidad y la dirección medias del viento, muchas aplicaciones requieren que se conozcan las desviaciones típicas y las máximas (véase la sección 5.8.2). Con los instrumentos modernos se puede obtener fácilmente la precisión requerida. El aspecto más delicado de la observación del viento es la exposición del anemómetro. Ya que es casi imposible encontrar un emplazamiento donde la velocidad del viento sea representativa de una vasta región, se recomienda efectuar estimaciones de los errores vinculados con la exposición (véase la sección 5.9).

Muchas aplicaciones necesitan información acerca de la intensidad de las ráfagas: predicción inmediata para el despegue y el aterrizaje de aeronaves, climatología según la carga del viento, problemas de dispersión de los contaminantes atmosféricos según la

exposición. Dos variables son convenientes para la observación de rutina, a saber: la desviación típica de la velocidad y de la dirección del viento, y la ráfaga máxima de tres segundos (véanse las Recomendaciones 3 y 4 (CIMO-X) (OMM, 1990).

5.1.4 *Métodos de medición y observación*

El viento en superficie se suele medir con veletas y anemómetros de cubeta o de hélice. Cuando no se dispone de instrumentos, o cuando los instrumentos están momentáneamente fuera de servicio, se puede hacer una estimación subjetiva de la dirección y la fuerza del viento (en el cuadro siguiente se indican las equivalencias de la velocidad del viento que se utilizan comúnmente para las estimaciones).

Los instrumentos y técnicas que se mencionan concretamente aquí son sólo algunos de los más convenientes que existen actualmente, y la lista no es completa. Las referencias que figuran al final del capítulo proveen una buena literatura sobre este tema.

Los instrumentos que se describen sucintamente a continuación son anemómetros de rotación de cubeta y de hélice, y veletas. Con frecuencia se hacen combinaciones de veleta y anemómetro de cubeta o de hélice, o solamente de anemómetros de hélice. Los demás instrumentos se utilizan con menos frecuencia para observaciones corrientes pero dan resultados satisfactorios. A medida que vaya progresando la tecnología, otros

Equivalencias de la velocidad del viento

Número de la escala Beaufort y descripción	Velocidad equivalente del viento a altura estándar de 10 m sobre terreno llano abierto				Especificaciones para la velocidad estimada en el suelo
	(kn)	(m s^{-1})	(km h^{-1})	(mi h^{-1})	
0 Calma	<1	0-0,2	<1	<1	Calma; el viento sube verticalmente.
1 Ventolina	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	Se define la dirección del viento por el humo, y no por las veletas.
2 Brisa suave	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles; el viento mueve las veletas.
3 Brisa leve	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	Las hojas y ramas pequeñas se hallan en constante movimiento; se extienden las banderas.
4 Brisa moderada	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	Se levantan polvo y papeles sueltos; se mueven las ramas pequeñas de los árboles.
5 Brisa fresca	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	Se mueven los árboles pequeños; se forman pequeñas olas en estanques y lagunas.
6 Brisa fuerte	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	Se mueven ramas grandes de los árboles; silban los cables telegráficos; los paraguas se usan con dificultad
7 Viento fuerte	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	Todos los árboles se mueven; es difícil caminar contra el viento.
8 Temporal	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	Se rompen las ramas delgadas de los árboles; generalmente es difícil caminar contra el viento.
9 Temporal fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	Se producen pequeños daños en edificios (caen sombreretes de chimeneas, tejas de techos, etc.
10 Temporal violento	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	Se experimenta raramente tierra adentro; se arrancan árboles; hay fuertes daños en edificios.
11 Temporal muy fuerte	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	Se experimenta muy raras veces; ocasiona daños generales por doquier.
12 Huracán	64 y más	32,7 y más	118 y más	73 y más	

aparatos que actualmente están en fase de diseño o que se utilizan para la investigación podrán servir para la observación de rutina.

Es el caso del anemómetro de tubo Pitot y del anemómetro sónico. El anemómetro de tubo Pitot mide la presión por medio de un tubo de presión que se mantiene alineado con el vector viento mediante una veleta. Es un dispositivo relativamente simple pero tiene el inconveniente de que la relación entre la velocidad del viento y la presión no es lineal, lo que complica el cálculo de los promedios. El anemómetro sónico mide el intervalo de tiempo entre la emisión y la recepción de un impulso ultrasónico que recorre una distancia determinada. Aunque al principio funcione muy bien, el aparato puede resultar menos fiable en condiciones de lluvia, cuando la presencia de agua sobre el sensor modifica la longitud de la trayectoria acústica.

Para casi todas las aplicaciones es necesario medir los promedios de la velocidad y la dirección del viento. Muchas aplicaciones necesitan también los datos sobre la intensidad de las ráfagas. Un sistema anemométrico consta pues no sólo de un sensor, sino también de un sistema de tratamiento y de registro de datos. El tratamiento consiste en calcular los promedios, la desviación típica y las extremas. En su forma más simple el tratamiento puede hacerse representando la señal del viento con un registrador de estilete y estimando la media y la extrema a partir del registro obtenido.

5.2 *Estimación del viento*

En ausencia de instrumentos de medición del viento, las observaciones deben hacerse por estimación. Aunque de esta manera las observaciones pueden tener grandes errores, si los datos se utilizan con cautela el método se justifica porque proporciona información.

5.2.1 *Velocidad del viento*

Las estimaciones se basan en el efecto del viento sobre objetos móviles. Si bien se puede utilizar cualquier objeto sostenido por un soporte que se mueva libremente bajo la influencia del viento, las especificaciones descriptivas de la escala Beaufort relativas a la fuerza del viento, reproducidas en el cuadro, resultarán particularmente útiles.

Para proceder a la estimación, el observador debe estar de pie sobre terreno llano abierto, tan lejos como sea posible de cualquier obstáculo. Cabe recordar siempre que hasta los obstáculos más pequeños modifican considerablemente la velocidad y la dirección del viento, especialmente del lado de sotavento.

5.2.2 *Dirección del viento*

Cuando no se dispone de instrumentos, o si estos últimos están fuera de servicio, la dirección del viento se debe estimar observando la deriva del humo de una chimenea elevada, el movimiento de las hojas, etc., en un lugar

abierto, o la orientación de un gallardete o banderola en un mástil alto. En un aeropuerto se pueden utilizar las mangas a condición de que la velocidad del viento sea suficiente para mover esos dispositivos.

Cualquiera que sea el medio utilizado, es probable que el observador cometa errores de perspectiva si no se coloca de pie verticalmente debajo del indicador. Debe tener mucho cuidado en no confundir los torbellinos localizados, provocados por edificios u otros obstáculos, con la dirección general del viento.

En un lugar abierto, la dirección del viento de superficie puede estimarse con bastante precisión si el observador se coloca de cara al viento. No se debe tener en cuenta el sentido del desplazamiento de las nubes por bajas que sean.

5.2.3 *Fluctuaciones del viento*

No se debe intentar estimar las ráfagas máximas o las desviaciones típicas sin los instrumentos y registradores apropiados.

5.3 *Métodos instrumentales simples*

En las estaciones donde no es posible instalar anemómetros clásicos, se pueden utilizar algunos instrumentos simples de muy bajo costo que ayudan a hacer observaciones un poco más fiables que las obtenidas por simple estimación.

5.3.1 *Velocidad del viento*

Si se utiliza un anemómetro de mano, es preciso instalarlo y leerlo según las instrucciones del fabricante. La observación debe hacerse en un lugar bien expuesto al viento, y no del lado de sotavento de obstáculos como edificios, árboles o lomas. Si no fuera posible, el lugar de observación debe estar separado de los obstáculos por una distancia de por lo menos diez veces la altura del obstáculo.

5.3.2 *Dirección del viento*

La dirección del viento puede estimarse con una veleta montada sobre un eje y dotada de agujas que indiquen los principales puntos de la brújula. La veleta se observa desde abajo y la dirección del viento se puede estimar en el más próximo de los 16 puntos de la brújula. Si la veleta oscila constantemente, la dirección del viento se estima como la dirección media donde se producen las oscilaciones.

5.4 *Anemómetros de cubeta y de hélice*

Para determinar la velocidad del viento se utilizan comúnmente anemómetros de cubeta y de hélice. Estos instrumentos comprenden dos subsistemas: el rotor y el generador de señal. En los sistemas bien diseñados, la velocidad angular del rotor de cubeta o de hélice es directamente proporcional a la velocidad del viento, o

más precisamente, en el caso del rotor de hélice, a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación. Sin embargo, cuando la velocidad del viento se acerca al umbral de arranque del instrumento puede ocurrir que las señales no se transmitan en absoluto de manera lineal (véase Moses, 1968, para consideraciones sobre el diseño).

Además, esos anemómetros tienen la ventaja de presentar una respuesta lineal independiente de la densidad del aire, un buen cero y una gran estabilidad, y se pueden fabricar fácilmente en serie.

Este tipo de respuesta de los anemómetros de cubeta y de hélice frente a los cambios de velocidad del viento se puede expresar por el tiempo de reacción, que es directamente proporcional al momento de inercia del rotor y depende además de una serie de factores geométricos (Busch y Kristensen, 1976; Coppin, 1982).

La mayoría de los anemómetros de cubeta y de hélice reaccionan más rápidamente en caso de aceleración que de desaceleración, de modo que la velocidad media obtenida a partir de sus indicaciones supera la velocidad media real del viento. Además, las variaciones de la velocidad vertical pueden hacer que los anemómetros de cubeta giren excesivamente como resultado de la interferencia menor de la cubeta en el caso del flujo oblicuo (MacCready, 1966). Ese exceso de velocidad puede ser, en total, hasta de 10 por ciento para ciertos modelos y condiciones de viento (anemómetro de cubeta a 10 m de altura con un tiempo de reacción de 5 m sobre terreno muy accidentado) (Coppin, 1982). Este efecto se puede atenuar utilizando anemómetros de reacción rápida. Cabe señalar además que los anemómetros de hélice poseen una ventaja con respecto a los anemómetros de cubeta, porque prácticamente no tienen sobrevelocidad del componente vertical.

Dado que su velocidad angular es directamente proporcional a la velocidad del viento o al componente axial, los rotores de cubeta y los de hélice se prestan particularmente para mover gran variedad de generadores de señales. Se han obtenido buenos resultados con generadores de corriente alterna y continua, generadores de impulsos, ópticos y magnéticos, y también con contadores y registradores de vueltas. La elección del generador de señales o transductor depende en gran medida del tipo de dispositivo utilizado para el tratamiento y la lectura de salida de datos. Conviene asegurarse de que los cojinetes y los generadores de señales tengan bajos pares de arranque y de rozamiento, y de que el momento de inercia del generador de señales no disminuya excesivamente la velocidad de respuesta.

Las características requeridas para los anemómetros son las siguientes:

Gama de medida:	0,5 a 75 m s ⁻¹ (1 a 150 kn)
Linealidad:	±0,5 m s ⁻¹ (±1 kn)
Tiempo de respuesta:	2 a 5 m.

5.5 Veletas

Para obtener una medición satisfactoria es necesario que la veleta esté bien equilibrada, es decir que no tome una posición de preferencia cuando el eje no esté vertical, y además que esté diseñada de manera que tenga una sola posición de equilibrio para cada dirección del viento.

La respuesta de la clásica veleta con subamortiguamiento frente a un cambio brusco de la dirección del viento se caracteriza normalmente por un movimiento excesivo y una oscilación cuya amplitud decrece de manera aproximativamente exponencial alrededor de su posición verdadera. Se utilizan dos variables para definir esta reacción: la "frecuencia natural no amortiguada" o "longitud de onda", y la "relación de amortiguación", es decir la rotación entre la amortiguación real y la amortiguación crítica (MacCready, 1966; Mazzarella, 1972). Hasta ahora se considera que una relación de amortiguación comprendida entre 0,3 y 0,7 es satisfactoria, puesto que la veleta no tiene demasiado movimiento excesivo y la respuesta es razonablemente rápida (Wieringa, 1967).

El generador de señales consiste esencialmente en un transductor de eje que transmite los movimientos angulares. Se han empleado dispositivos de muchos tipos. Se han obtenido buenos resultados con potenciómetros, sincronizadores de corriente alterna y continua, discos digitales de codificación angular, cuadrantes de lectura directa y conmutadores giratorios. La elección del generador de señales depende mucho del tipo de dispositivo utilizado para el tratamiento y la lectura de datos. Conviene asegurarse de que los cojinetes y el generador de señales tengan pares bajos de arranque y de rozamiento, y de que el momento de inercia del generador de señales no disminuya excesivamente la relación de amortiguación.

Las características requeridas para las veletas son las siguientes:

Gama de medida de	
la velocidad del viento:	0,75 a 50 m s ⁻¹ (1 a 150 kn)
Linealidad:	±2 a ±5°
Resolución:	3° (por ejemplo, codificador angular de 7-bit)
Longitud de onda no amortiguada:	menos de 10 m
Relación de amortiguación:	0,3 a 0,7

5.6 Sensores y combinaciones de sensores para la medición de las componentes

Las hélices, que responden únicamente a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación del rotor, pueden montarse perpendicularmente para producir dos valores directamente proporcionales a las componentes. Otros sensores, como los anemómetros sónicos de dos ejes, cumplen la misma función mediante la adición de dispositivos electrónicos más complejos. Las hélices perpendiculares tienen el inconveniente de

que es difícil obtener una respuesta que sea exactamente conforme a la ley de los cosenos (es decir, sensibilidad a una sola componente). Los anemómetros sónicos funcionan con dificultad en caso de lluvia debido a la presencia de gotas de lluvia en el campo de medición, de modo que son menos fiables como instrumentos para todo tiempo.

También se puede utilizar una combinación de anemómetro de cubeta y de veleta, o una veleta de hélice, como dispositivo constitutivo cuando las componentes de la velocidad se calculan a partir de los valores medidos de la velocidad y de la dirección del viento.

5.7 Otros sensores del viento

Para medir la velocidad y la dirección del viento se pueden utilizar muchos principios físicos, que presentan ventajas e inconvenientes. La mayoría de los sistemas han sido elaborados para fines concretos: medición de las fluctuaciones de pequeña escala, estudio de la contaminación atmosférica. Algunos de ellos son los siguientes:

- a) los anemómetros de tubo de presión (para la descripción del anemómetro de Dines, véase Gold, 1936);
- b) anemómetros de filamento electrocalentado;
- c) dispositivos de vórtices de Karman;
- d) dispositivos de teledetección por ondas acústicas (SODAR), ondas luminosas (LIDAR) u ondas electromagnéticas (RADAR).

Estas técnicas se utilizan menos comúnmente para las observaciones meteorológicas corrientes y no se examinan en la presente *Guía*. En Fritschen y Gay figuran detalles al respecto (1979).

5.8 Métodos de proceso de datos

Las señales de los anemómetros y las veletas pueden procesarse y promediarse de muchas maneras diferentes. Antes de abordar los diferentes aspectos de toda la cadena de medición del viento (incluidos el filtrado, registro y posiblemente el proceso de datos por ordenador), es útil debatir sobre el problema de la determinación del viento medio. La presente *Guía* trata sobre los datos siguientes: viento horizontal medido (componentes de la velocidad/dirección), desviaciones típicas y ráfaga máxima.

5.8.1 Promedio del viento

Promediar los vectores del viento o sus componentes es bastante sencillo en principio, pero plantea tres problemas concretos. El primero es que el promedio obtenido al evaluar por separado las medias de la velocidad y de la dirección del viento es una ligera sobreestimación del principal vector (generalmente del 1 al 4 por ciento (MacCready, 1966)). Ese error puede corregirse fácilmente si el viento sopla a más de 2 m s^{-1} cuando se mide la desviación típica de su dirección. La segunda

dificultad es la discontinuidad de la dirección del viento entre 0 y 360° . En caso de registro sobre un cilindro, este problema se puede resolver extendiendo el campo de registro a, por ejemplo, 540° (un dispositivo electrónico conmuta el campo de 0 a 360° y de 540 a 180°), o utilizando un algoritmo informático que extraiga sucesivas muestras continuas sumando o restando 360° . La tercera dificultad se debe a que no se puede hacer concordar las respuestas de los anemómetros de cubeta y de las veletas, simplemente porque los primeros producen una respuesta de primer orden y las segundas una respuesta de segundo orden. Sin embargo, este problema no tiene mucha importancia porque las diferencias de respuesta se reflejan solamente en la parte de las fluctuaciones que corresponden a las altas frecuencias.

En teoría, es preferible promediar las componentes que calcular por separado la media de la velocidad y de la dirección. Las diferencias son sin embargo muy pequeñas y, para la mayoría de las aplicaciones, los promedios de las componentes se pueden deducir fácilmente de los promedios de velocidad y de dirección. Lo mismo se aplica también a las desviaciones típicas correspondientes. Desde el punto de vista técnico es preferible un tratamiento por separado de la velocidad y de la dirección, por varias razones. Primero, el tratamiento por separado de las señales de la velocidad y de la dirección, implica que un instrumento puede seguir funcionando cuando el otro falla. Segundo, la reducción de los datos plantea menos dificultades que en el caso de que haya que calcular las diversas componentes; y por último, el tratamiento por separado de la velocidad y la dirección es compatible con el uso corriente (incluidas las claves SYNOP y SHIP).

Los promedios de la velocidad horizontal del viento se pueden obtener mediante diversos dispositivos, mecánicos y eléctricos. El ejemplo más sencillo es quizás el registrador que indica el número de revoluciones de un anemómetro de cubeta, utilizado corrientemente para medir el paso del viento durante un intervalo determinado. En el extremo opuesto, se pueden utilizar a esos efectos dispositivos muy complejos como los procesadores digitales para usos especiales. Dichos microprocesadores reemplazan cada vez más a los dispositivos electrónicos clásicos, y pueden calcular fácilmente los promedios, las ráfagas máximas y las desviaciones típicas.

Cuando la velocidad y la dirección del viento se registran en gráficos continuos, un observador puede estimar con bastante precisión los promedios de 10 minutos con un registrador de estilete. La señal del viento registrada se puede utilizar también para determinar la ráfaga máxima. Observando el cuadrante o contador indicador se obtiene una indicación de la velocidad del viento y de su variabilidad, pero como los resultados pueden tener grandes errores las medias no son fiables. Los dispositivos indicadores son pues menos apropiados cuando se trata de calcular promedios de 10 minutos para los informes meteorológicos normales.

5.8.2 *Ráfagas máximas y desviaciones típicas*

El cálculo y el registro de las fluctuaciones del viento son sumamente sensibles a la reacción dinámica de todos los elementos de la cadena de medición, inclusive al tiempo de reacción y a la relación de amortiguación de los sensores. Además, es la reacción dinámica del sistema en su conjunto la que determina la duración de las ráfagas máximas (véase la definición en la sección 5.1.1). Con los sistemas de respuesta lenta se hacen más difusos los valores extremos y se registran grandes ráfagas de pequeña amplitud, mientras que los sistemas de respuesta rápida registran ráfagas máximas breves e intensas (ráfagas de corta duración). Es obvio que se debe definir cuidadosamente la reacción dinámica de los sistemas de medición del viento, para obtener valores de ráfaga compatibles entre las estaciones, y desviaciones típicas precisas y fiables.

Antes de especificar las características de respuesta apropiadas de los sistemas de medición del viento es necesario definir la duración de ráfaga que exija la aplicación de que se trate. Los valores extremos se utilizan principalmente como medio de aviso y para la climatología de la carga máxima sobre edificios y construcciones. Es importante comprender que las ráfagas más cortas no tienen ni el tiempo ni la extensión horizontal necesarios para causar todo su efecto dañino sobre las grandes construcciones. Según la OMM (1987), la mayoría de los usuarios potenciales aceptan una duración de ráfaga de aproximadamente tres segundos. Las ráfagas que persisten durante unos tres segundos corresponden a una "pasada del viento" (duración multiplicada por el promedio de la velocidad del viento) del orden de 50 a 100 m en condiciones de viento fuerte. Esto es suficiente para que el viento envuelva estructuras de tamaño corriente, que se ven expuestas así a la carga total de una ráfaga potencialmente dañina.

La optimización de los filtros para medir la desviación típica de la velocidad horizontal del viento y observar ráfagas de pocos segundos hace que los requisitos en materia de variables para filtros sean contradictorios. La desviación típica necesita el menor filtrado posible, mientras que para la detección de ráfagas máximas la señal debe ser filtrada durante algunos segundos. Las variables del filtro se optimizan para la observación de las ráfagas, porque son el elemento más crítico en materia de filtrado. En la práctica eso significa que se necesita un filtro de paso bajo. En la siguiente sección se formulan recomendaciones relativas a los sistemas de medición del viento y se mencionan los valores exactos de los parámetros del filtro. El filtrado necesario para la observación de las ráfagas reduce asimismo la desviación típica que es de un 10 por ciento. Esta reducción puede corregirse fácilmente, a condición de que se conozcan bien el sistema de medición y todas las variables de filtrado. Sin embargo, es mejor efectuar un muestreo separado de la señal no filtrada para obtener una desviación típica imparcial.

Cuando se dispone de microordenadores, la desviación típica de la dirección y de la velocidad del viento se pueden calcular fácilmente mediante un muestreo de las señales a intervalo aproximadamente de un segundo. Se puede aumentar la frecuencia de muestreo pero no es necesario. Aparte de la amortiguación inercial de la veleta, deberá evitarse todo filtro adicional para determinar la dirección del viento. Esto significa que la desviación típica de la dirección del viento puede determinarse dentro del 2 por ciento con la mayoría de las veletas utilizadas.

Para medir con precisión las ráfagas máximas, es conveniente sacar una muestra de la señal filtrada del viento cada 0,25 segundos (frecuencia de 4 Hz). Se pueden utilizar frecuencias menores de muestreo, pero se debe saber que en ese caso el valor máximo estimado será generalmente menor, porque la señal filtrada puede alcanzar el valor extremo entre las muestras. Las técnicas de la corrección de ese efecto son conocidas.

La medición precisa de la desviación típica de la dirección del viento requiere una resolución mínima del proceso de digitalización, el cual se efectúa generalmente en el eje de la veleta por medio de un codificador numérico. Una resolución de siete bits es suficiente, puesto que así todavía se puede medir una desviación típica de 5° con una exactitud del uno por ciento (OMM, 1987).

5.8.3 *Recomendaciones relativas a las características técnicas de los sistemas de medición del viento**

Los sistemas de medición del viento se pueden diseñar de muchas maneras, y resulta imposible describir todas las opciones técnicas en esta *Guía*. Veamos dos ejemplos corrientes: uno principalmente con tratamiento de señales analógicas y el otro con tratamiento de señales digitales (OMM, 1987).

El primer sistema consiste en un anemómetro con un tiempo de reacción de 5 m, un generador de impulsos que los produce con una frecuencia proporcional al ritmo de rotación del anemómetro, un dispositivo cuya función consiste en contar los impulsos a intervalos de 0,25 segundos y un microprocesador que calcula los promedios y la desviación típica en 10 minutos de intervalo, sobre la base de muestras extraídas cada 0,25 segundos. El valor máximo debe determinarse a partir de promedios de tres segundos, es decir, estableciendo la media de las últimas doce muestras. Esta media se debe calcular cada 0,25 segundos (lo que supone superponer los promedios de tres segundos cada 0,25 segundos). La dirección del viento se mide con una veleta que tiene una longitud de onda no amortiguada de 5 m, una relación de amortiguación de 0,3, y un codificador digital de siete bits capaz de sacar muestras por segundo. Cada diez minutos, el sistema calcula los promedios y las desviaciones

* Recomendadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión, 1989.

típicas, y además verifica la continuidad de las muestras sucesivas. Si dos muestras sucesivas difieren en más de 180° , la diferencia puede corregirse sumando o restando 360° al valor de la segunda muestra. Un tiempo de reacción de 5 m para el anemómetro y la veleta (relación de amortiguación de 0,3 y longitud de onda no amortiguada de 10 m) permite reducir las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento en un 7 y 2 por ciento respectivamente. La duración de la ráfaga correspondiente a todo el proceso de medición (véase la sección 5.1.1) es de aproximadamente tres segundos.

El segundo sistema consiste en un anemómetro con un tiempo de reacción de 5 minutos, un generador de voltaje que produce un voltaje proporcional al ritmo de rotación del anemómetro, un convertidor analógico/digital que actúa cada segundo, y un dispositivo de tratamiento digital de las muestras. La dirección del viento se mide con una veleta cuya longitud de onda no amortiguada es de 5 minutos, y su relación de amortiguación de 0,3; un convertidor analógico/digital que actúa cada segundo; y un dispositivo de cálculo digital de promedios y desviaciones típicas. Para determinar la ráfaga máxima, el voltaje se filtra mediante un filtro de primer orden con una constante de tiempo de un segundo, y un convertidor analógico/digital que actúa cada 0,25 segundos. En cuanto al filtrado, este sistema es ligeramente diferente del primero: las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento se reducen en un 12 por ciento y un 2 por ciento, respectivamente, y la duración de la ráfaga es de aproximadamente tres segundos. En este sistema, el convertidor analógico/digital se puede reemplazar por un registrador de estilete conectado a la salida analógica. En ese caso sólo se pueden obtener las medidas y los valores extremos, mientras que la duración de la ráfaga es de unos tres segundos, a menos que el registrador de estilete reaccione más lentamente que el filtro de primer orden.

El procedimiento de tratamiento de señales, que se describe más arriba, es conforme a la Recomendación 3 (CIMO-X) (OMM, 1991) y garantiza una exactitud óptima. Sin embargo, el procedimiento es bastante complicado y difícil ya que implica la superposición de promedios y una frecuencia de muestreo relativamente elevada. Para muchas aplicaciones se admite que se reduzca el ritmo de muestreo a una muestra cada tres segundos, siempre y cuando las medias de la señal del viento se calculen cada tres segundos (es decir a intervalos que no se superpongan). De esta manera, la duración de las ráfagas es de unos 5 segundos y la desviación típica se reduce un 12 por ciento (véase Beljaars, 1987, y OMM, 1987).

5.9 Exposición de los instrumentos anemométricos

5.9.1 Problemas generales

Debido al efecto de fricción, la velocidad del viento aumenta considerablemente con la altura. Por ese

motivo se ha definido una altura tipo para la exposición de los instrumentos anemométricos sobre terreno abierto. El cambio correspondiente de la dirección del viento en función de la altura sobre terreno abierto es relativamente pequeño y se puede ignorar en las observaciones del viento en superficie.

En un terreno desparejo, con obstáculos, o cuya superficie está cubierta de manera no homogénea, la velocidad y la dirección del viento pueden variar considerablemente. A menudo es posible hacer correcciones, y hoy se dispone de herramientas para calcularlas. Para facilitar la aplicación de los datos anemométricos, las mediciones directas transmitidas a los usuarios deberán ir acompañadas de la información esencial para efectuar dichas correcciones.

5.9.2 Anemómetros en tierra

La altura estándar de los instrumentos anemométricos utilizados sobre terreno llano abierto es de 10 m por encima del suelo. Se llama terreno abierto a una zona donde la distancia entre el anemómetro y cualquier obstáculo es por lo menos diez veces superior a la altura del obstáculo. Las observaciones del viento que se hacen al abrigo de hileras de árboles, edificios u otro obstáculo tienen escaso valor y ofrecen pocas indicaciones acerca del viento no perturbado. Como los obstáculos pueden abrigar fácilmente a sotavento una distancia igual a 12 ó 15 veces su altura, el exigir una distancia por lo menos diez veces superior a la altura del obstáculo es un mínimo absoluto.

En la práctica resulta a menudo difícil encontrar un emplazamiento conveniente o incluso aceptable para una estación anemométrica. Nunca se destacará lo suficiente la importancia de escoger un emplazamiento óptimo, aunque sea difícil formular directivas universales. Un emplazamiento óptimo es un lugar donde el viento observado es representativo del viento sobre una zona de por lo menos algunos kilómetros, o puede corregirse fácilmente para que lo sea. Dos aspectos son muy importantes. En primer lugar, los instrumentos deberán mantenerse alejados de las perturbaciones locales, o deberá desplazarse la estación anemométrica si se construyen nuevos edificios en las inmediaciones. En segundo lugar habrá que documentarse debidamente sobre las perturbaciones locales (Wieringa, 1983). Hoy en día existen métodos de cálculo simples para determinar el efecto de la topografía local (Walmsley, Taylor y Keith, 1986), y se puede utilizar la climatología de las observaciones relativas a la intensidad de las ráfagas para determinar las correcciones de exposición aplicables en caso de vegetación no uniforme o de otros obstáculos.

Cuando no se puede obtener una exposición estándar, el anemómetro se puede instalar a una altura tal que sus indicaciones se vean afectadas lo menos posible por los obstáculos locales, y que describan en lo posible lo que sería el viento a 10 m si no hubiese obstáculos en las inmediaciones. Si el terreno varía poco con el azimut, se

puede colocar el anemómetro a una altura superior a los 10 m estándar y que dependerá de la importancia, la altura y la distancia de los obstáculos. Sin embargo, no se puede formular una regla general en la materia, ya que las condiciones locales varían enormemente. Evans y Lee (1981) se refieren a la naturaleza del problema en zonas urbanas. Wieringa (1980) señala que este método, que consiste en aumentar la altura del anemómetro, no funciona bien si los paravientos locales varían considerablemente con el azimut.

Se deben adoptar precauciones especiales para proteger los instrumentos anemométricos contra la acumulación de aguanieve e hielo. En algunas localidades quizás sea conveniente prever algún sistema de calefacción artificial para las partes expuestas, como por ejemplo un radiador infrarrojo provisto de un termostato. Para determinados tipos de instrumentos anemométricos existen pantallas contra el aguanieve y el hielo.

5.9.3 Anemómetros en el mar

La necesidad de medir el viento en el mar es cada vez mayor, sobre todo por medio de sistemas automáticos que no requieran personal. Esta tarea plantea problemas particulares, ya que no siempre se puede respetar en un medio marino la altura de exposición tipo de 10 m especificada para los instrumentos en tierra, debido al efecto de las olas, de la marea, o de ambos factores a la vez. La simple extrapolación de los criterios de exposición aplicables en tierra hace pensar que sobre las boyas ancladas el anemómetro debería montarse a 10 m por encima de la línea de flotación de la boya. Sin embargo existen otras fuentes de error más significativas que las que resultan de la variación de la altura de exposición (véase OMM, 1981, para un examen). En el caso de plataformas fijas y barcos es fundamental que los sensores estén situados lo suficientemente alto por encima de la plataforma y de su superestructura, para evitar la influencia, frecuentemente considerable, de la plataforma sobre la estructura local del viento. En general, no es seguro suponer que un sensor de viento no se ve afectado por la estructura de la plataforma, aunque esté colocado a más de 10 m por encima del obstáculo más alto, a menos que la plataforma sea relativamente pequeña. En OMM (1981) se llega a la conclusión de que, para obtener mediciones exactas y útiles en el mar, una buena exposición es más importante que la normalización de las observaciones a 10 m de altura. En la práctica, aunque se haya escogido cuidadosamente el emplazamiento de los instrumentos, con frecuencia resulta imposible evitar los errores de exposición. Para que se puedan efectuar las correcciones vinculadas con la altura y las perturbaciones del flujo es muy importante llevar un registro y reunir información detallada acerca de la ubicación del anemómetro y del tipo de plataforma o barco (forma y dimensión).

5.9.4 Corrección de la exposición

Es raro que las observaciones del viento no planteen problemas de exposición. Resulta difícil encontrar un terreno llano abierto, y la mayoría de las estaciones anemométricas terrestres se ven perturbadas por los efectos topográficos, de la cobertura superficial, o por ambos (OMM, 1987). En el mar la superficie es horizontalmente homogénea, pero la mayoría de los anemómetros están instalados sobre barcos o plataformas donde se producen considerables distorsiones del flujo. Este último problema es incluso más preocupante que las variaciones de la altura de observación entre las estaciones (OMM, 1981).

Es obvio que los errores resultantes de la exposición plantean problemas a los usuarios de datos anemométricos y hacen que a menudo los datos sean inutilizables. Este problema es particularmente grave en el caso de los modelos de predicción numérica, donde se tiende a analizar los campos de viento y de presión por separado. Sin embargo, los vientos en superficie sólo se pueden utilizar para la inicialización si son representativos de una zona importante. Eso significa que deben suprimirse los errores debidos a la exposición local y/o a una altura de observación no típica.

La corrección de las observaciones anemométricas en función de la exposición local puede efectuarse únicamente si se dispone de mediciones de calidad aceptable efectuadas en lugares razonablemente bien expuestos. No se debe tratar de corregir mediciones que no tienen casi relación con la media regional; por ejemplo, las observaciones de una estación anemométrica instalada en un valle profundo, donde el flujo se caracteriza por efectos catabáticos, son importantes para los pronósticos locales, pero no se pueden utilizar como medida representativa del viento a escala regional.

Aunque la mayor parte de las correcciones relacionadas con la exposición pueden aplicarse directamente a las mediciones, es mejor difundir los datos de observación no corregidos acompañados de las indicaciones que permiten efectuar las correcciones. Además, la corrección relativa a la irregularidad en lo alto del terreno depende de la aplicación y no puede efectuarse a la hora de la observación. La velocidad del viento corregida U_c a 10 m de altura se puede expresar como sigue:

$$U_c = U \cdot C_F \cdot C_T \cdot \frac{\ln(10/z_{ou})}{\ln(z/z_{ou})} \cdot \frac{\ln(60/z_{ou}) \ln(10/z_o)}{\ln(10/z_{ou}) \ln(60/z_o)}$$

donde U es la velocidad del viento observada a la altura z (generalmente 10 m), C_F es la corrección de la distorsión de flujo, C_T es el factor de corrección debido al efecto topográfico, z_{ou} es la longitud de irregularidad en la parte alta del terreno de la estación, y z_o es la longitud de irregularidad en la aplicación (por ejemplo un valor de casilla reticular en el caso de un modelo de predicción

numérica). En esa ecuación z , z_o y z_{ou} deben expresarse en metros. Los diferentes factores de corrección representan:

- a) distorsión de flujo: el factor de corrección C_F se refiere a la distorsión de flujo, que es particularmente importante en el caso de los anemómetros ubicados en barcos, torres de perforación y plataformas en el mar. La mejor manera de determinar C_F como una función de la dirección del viento es por medio de la simulación con modelos en un túnel de viento (Mollo-Christensen y Seesholtz, 1967). También se pueden hacer estimaciones sobre la base del flujo potencial alrededor de simples configuraciones (Wessels, 1984; Wyngaard, 1981). En muchas estaciones anemométricas bien diseñadas, la distorsión de flujo puede omitirse ($C_F = 1$);
- b) corrección topográfica: esta corrección se refiere a los efectos de la altura del terreno alrededor de la estación anemométrica. C_T es la relación de la velocidad regional media del viento (calculada a partir de las observaciones efectuadas sobre las dorsales y los valles a 10 m por encima del suelo), y la velocidad del viento observada en la estación. En el caso de una estación instalada en la cima de una colina aislada, C_T debe ser inferior a 1 para corregir la aceleración provocada por la colina y para hacer que el resultado sea representativo de las condiciones que reinan en la zona y no sólo en lo alto de la colina. Sobre terreno llano, C_T es igual a 1;

En el caso de colinas y dorsales aisladas se pueden efectuar estimaciones de C_T con la ayuda de directivas simples (Taylor y Lee, 1984). Si la topografía es más complicada es preciso hacer cálculos con modelos sobre la base de mapas topográficos detallados del terreno que rodea las estaciones anemométricas (Walmsley, Taylor y Keith, 1986). Dichos cálculos son bastante complicados, pero deben efectuarse una vez sola para cada estación, y llevan a establecer una tabla semipermanente de los valores de C_T como una función de la dirección del viento. La tarea de cálculo se ha simplificado considerablemente con la aparición de soportes lógicos normalizados;
- c) altura de observación no típica: este efecto se corrige simplemente suponiendo un perfil logarítmico combinado con la longitud de la irregularidad z_{ou} del terreno ascendente. Esta corrección no se aplica generalmente a las estaciones terrestres pero puede ser importante para las estaciones en el mar. Las correcciones relativas a la estabilidad son en ese caso relativamente pequeñas, lo que justifica la forma logarítmica de la corrección;
- d) efectos de la irregularidad: los efectos de la irregularidad en terreno alto y los efectos de los obstáculos situados en la superficie pueden corregirse mediante una extrapolación logarítmica de la

velocidad del viento hasta una altura de 60 m con la longitud de irregularidad z_{ou} específica de la estación, y luego mediante la retrointerpolación de 10 m con la longitud de la irregularidad z_o necesaria para la aplicación. La longitud de la irregularidad z_{ou} debe ser representativa de las condiciones que reinan en un fetch (alcance del viento) de 2 km a barlovento de la estación, y su valor varía generalmente según la dirección del viento. En el Anexo se da una mayor información sobre los métodos de estimación de z_{ou} .

La extrapolación hasta 60 m de altura permite obtener una velocidad del viento más representativa a escala regional y menos dependiente de las características del terreno local. A ese respecto corresponde hacer dos observaciones. Primero, la altura de extrapolación de 60 m no debe considerarse como un valor muy estricto. Una altura entre 40 y 80 m también sería aceptable; 60 m es más o menos la magnitud correcta en relación con el alcance de 2 km para el que z_{ou} es representativa, y ha quedado demostrado que los resultados obtenidos con esa altura son satisfactorios (Wieringa, 1986). Segundo, no se pueden subestimar las correcciones de los perfiles del viento vinculadas con la estabilidad en el intervalo entre 10 y 60 m de altura. El efecto de la estabilidad es relativamente pequeño en la presente formulación porque las correcciones de estabilidad en el momento de la extrapolación ascendente y de la interpolación descendente se anulan.

5.10 Calibración y mantenimiento

La calibración totalmente eficaz de los anemómetros de cubeta y de hélice, y de las veletas, sólo es posible en un túnel de viento. Sin embargo, hoy se conoce bien el funcionamiento de esos instrumentos y, si están en buenas condiciones, se puede confiar en la calibración del fabricante. Las pruebas con el túnel de viento son útiles en el caso de proyectos especiales o de pruebas de prototipos de nuevos modelos.

Sobre el terreno, los anemómetros se pueden deteriorar y conviene revisarlos con regularidad. Un daño físico, la fricción o una alteración del proceso de transducción (por ejemplo, una disminución de rendimiento de un generador de cubeta o de hélice debido al desgaste de la escobilla) pueden entrañar una modificación de las características del sensor y un deterioro de la calidad de los datos anemométricos.

La inspección de trazas análogas permitirá detectar fallas como las reveladas por un cero incorrecto, un trazado escalonado debido a la fricción, un ruido anormal (que se percibe a bajas velocidades del viento), una sensibilidad reducida (a baja velocidad) y una variabilidad irregular o menor del viento registrado.

Con ocasión de la inspección de los instrumentos y para determinar posibles daños físicos, conviene verificar

el sistema de puesta a cero del anemómetro sujetando las cubetas o la hélice, y también la orientación de la veleta, manteniéndola fija en una o varias posiciones predeterminadas. En general los instrumentos se pueden reparar solamente en un taller.

Los componentes eléctricos y electrónicos de los instrumentos de registro o de telemetría deben ser controlados regularmente. En particular, hay que verificar el cero y la gama de funcionamiento de los sistemas de medición de la velocidad y de la dirección del viento.

Referencias

- Ackermann, G. R., 1983: Means and standard deviations of horizontal wind components. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, págs. 959-961.
- Beljaars, A. C. M., 1987: The influence of sampling and filtering on measured wind gusts. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4, págs. 613-626.
- Busch, N. E. and Kristensen, L., 1976: Cup anemometer overspeeding. *Journal of Applied Meteorology*, 15, págs. 1328-1332.
- Coppin, P. A., 1982: An examination of cup anemometer overspeeding. *Meteorologische Rundschau*, 35, págs. 1-11.
- Davenport, A. G., 1960: Rationale for determining design wind velocities. *Journal of the Structural Division, American Society of Civil Engineers*, 86, págs. 39-68.
- Evans, R. A. and Lee, B. E., 1981: The problem of anemometer exposure in urban areas: a wind-tunnel study. *Meteorological Magazine*, 110, págs. 188-189.
- Fritschen, L. J. y Gay, L. W., 1979: *Environmental Instrumentation*. Springer Verlag, Nueva York.
- Gold, E., 1936: Wind in Britain - The Dines and some notable records during the last 40 years. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 62, págs. 167-206.
- MacCready, P. B., 1966: Mean wind speed measurements in turbulence. *Journal of Applied Meteorology*, 5, págs. 219-225.
- MacCready, P. B. and Jex, H. R., 1964: Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 3, págs. 182-193.
- Mazzarella, D. A., 1972: An inventory of specifications for wind-measuring instruments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53, págs. 860-871.
- Mollo-Christensen, E. and Seesholtz, J. R., 1967: Wind-tunnel measurements of the wind disturbance field of a model of the Buzzards Bay Entrance Light Tower. *Journal of Geophysical Research*, 72, págs. 3549-3556.
- Moses, H., 1968: Meteorological instruments for use in the atomic industry. En: Slade, D. H. (ed.), *Meteorology and Atomic Energy*. USAEC-TID-24190, págs. 257-300.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Review of Reference Height for and Averaging Time of Surface Wind Measurements at Sea* (F. W. Dobson). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 3, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *The Measurement of Gustiness at Routine Wind Stations: A Review* (A. C. M. Beljaars). Instruments and Observing Methods Report No. 31, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Abridged Final Report of the Tenth Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 727, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1991: *Guidance on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D. Painting). Report of the CIMO Working Group on Surface Measurements. Instruments and Observing Methods Report No. 47, WMO/TD-No. 452, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*. Volumen I.1, OMM-Nº 306, Ginebra.
- Taylor, P. A. and Lee, R. J., 1984: Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small scale topographic features. *Climatological Bulletin, Canadian Meteorological and Oceanographic Society*, 18, págs. 3-22.
- Walmsley, J. L., Taylor, P. A. and Keith, T., 1986: A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over complex terrain with surface roughness modulations (MS3DJH/3R). *Boundary Layer Meteorology*, 36, págs. 157-186.
- Wessels, H. R. A., 1984: Distortion of the wind field by the Cabauw meteorological tower. En: World Meteorological Organization, *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO)*. Noordwijkerhout, Paíse Bajos, 24-28 Sept. 1984, Instruments and Observing Methods Report No. 15, Ginebra, págs. 251-255.
- Wieringa, J., 1967: Evaluation and design of wind vanes. *Journal of Applied Meteorology*, 6, pp. 1114-1122.
- Wieringa, J., 1980: Representativeness of wind observations at airports. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, págs. 962-971.
- Wieringa, J., 1983: Description requirements for the assessment of non-ideal wind stations, for example Aachen. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 11, págs. 121-131.
- Wieringa, J., 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, págs. 867-889.
- Wyngaard, J. C., 1981: The effects of probe-induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 20, págs. 84-794.

ANEXO

LONGITUD DE RUGOSIDAD EFICAZ

A los efectos de corregir la exposición es necesario definir, como una función de la dirección del viento, una longitud de rugosidad que sea representativa de una distancia ascendente de 2 km. La calidad de la corrección de los efectos de la rugosidad depende mucho de la exactitud de esa longitud de rugosidad.

En el mar la tarea es relativamente simple debido a la extensión uniforme. Se puede aplicar la llamada relación de Charnock para expresar la irregularidad de la superficie del mar en función de la velocidad de fricción u_* y de la aceleración gravitacional g por medio de la ecuación $z_{ou} = \alpha u_*^2/g$, en donde α es una constante empírica aproximadamente igual a 0,014. La velocidad de fricción se relaciona con el perfil del viento neutro por la fórmula $U(z) = (u_*/\kappa) \ln(z/z_{ou})$, en donde κ es la constante de Kármán (0,4) y z es la altura de observación. Estas dos ecuaciones deben resolverse por interacción, lo que se puede hacer comenzando con $z_{ou} = 0,000$ l y calculando luego u_* a partir del perfil logarítmico, evaluando de nuevo z_{ou} y repitiendo la operación varias veces.

Sobre la tierra firme, la longitud de la rugosidad en superficie, que depende de la cobertura superficial y de la utilización del suelo, es a menudo difícil de estimar. Una manera subjetiva de determinar z_{ou} consiste en efectuar un estudio topográfico del terreno alrededor de la estación anemométrica con las indicaciones del siguiente cuadro. Lo más cómodo es delimitar sectores de dirección del viento de 30° hasta una distancia de 2 km. Cuando las condiciones de alcance son muy heterogéneas, la rugosidad eficaz se determina promediando los diversos valores de $\ln(z_{ou})$ más que los de la propia z_{ou} .

La mejor manera de determinar el valor de z_{ou} consiste en aprovechar la climatología de las desviaciones típicas sobre un período de un año aproximadamente. Las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento están relacionadas con la irregularidad ascendente sobre una distancia de algunos kilómetros, y pueden utilizarse para obtener una estimación objetiva de z_{ou} . Conociendo la desviación típica de la velocidad del viento σ_u y la desviación típica de la dirección del viento σ_θ (en radianes), es posible utilizar las fórmulas:

$$\sigma_u/U = c_u \kappa \ln^{-1}(z/z_{ou}) \quad (1)$$

$$\sigma_\theta/U = c_v \kappa \ln^{-1}(z/z_{ou}) \quad (2)$$

en donde $c_u = 2,2$; $c_v = 1,9$; y $\kappa = 0,4$, para mediciones no filtradas de σ_u y σ_θ . En el caso de los sistemas de medición descritos en la sección 5.8.3, la desviación típica de la velocidad del viento se filtra en aproximadamente un 12 por ciento y la de la dirección del viento en aproximadamente un 2 por ciento, lo que implica que c_u y c_v se reducen a 1,94 y 1,86, respectivamente. Para poder aplicar las ecuaciones que figuran más arriba, es necesario escoger situaciones de viento fuerte ($U > 4$ m s⁻¹) y hacer el promedio de σ_u/U y/o de σ_θ utilizando todos los datos disponibles por sector de la dirección del viento (30° de amplitud) y por temporada (la rugosidad de superficie depende por ejemplo de la densidad del follaje de los árboles). Los valores de z_{ou} pueden entonces determinarse con ayuda de las ecuaciones *ut supra*, y la comparación de los resultados obtenidos a partir de σ_u y de σ_θ dan una idea de la exactitud lograda.

Clasificación del terreno según la longitud de rugosidad aerodinámica z_o , según Davenport (1960), adaptada por Wieringa (1980)

Clase	Breve descripción del terreno	z_o (m)
1	Mar abierto, alcance al menos de 5 km	0,000 2
2	Marismas, nieve; ni vegetación, ni obstáculos	0,005
3	Terreno llano abierto; hierba, algunos obstáculos aislados	0 , 0 3
4	Cultivos bajos; obstáculos ocasionales grandes, $x/H > 20$	0,10
5	Cultivos altos; obstáculos dispersos, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parque, matorrales; numerosos obstáculos, $x/H \approx 10$	0.5
7	Grandes obstáculos regularmente distribuidos (suburbios, bosques)	(1,0)
8	Aglomeraciones urbanas con edificios de de diversas alturas	??

NOTA: En este caso x es la distancia típica de un obstáculo a barlovento, y H es la altura de los principales obstáculos

CAPÍTULO 6 — MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Página

6.1	Generalidades.....	I.6-1
6.1.1	Definiciones	I.6-1
6.1.2	Unidades y escalas	I.6-1
6.1.3	Requisitos meteorológicos	I.6-1
6.1.4	Métodos de medición.....	I.6-1
6.1.4.1	Instrumentos.....	I.6-1
6.1.4.2	Pluviómetros de referencia e intercomparaciones	I.6-2
6.1.4.3	Documentación	I.6-2
6.2	Emplazamiento y exposición	I.6-2
6.3	Pluviómetros no registradores	I.6-3
6.3.1	Pluviómetros ordinarios	I.6-3
6.3.1.1	Instrumentos.....	I.6-3
6.3.1.2	Funcionamiento.....	I.6-4
6.3.1.3	Calibración y mantenimiento.....	I.6-4
6.3.2	Pluviómetros totalizadores.....	I.6-4
6.4	Errores y correcciones en los pluviómetros	I.6-5
6.5	Pluviógrafos (o pluviómetros registradores).....	I.6-6
6.5.1	Pluviógrafos de ponderación.....	I.6-6
6.5.1.1	Instrumentos.....	I.6-6
6.5.1.2	Errores y correcciones.....	I.6-7
6.5.1.3	Calibración y mantenimiento.....	I.6-7
6.5.2	Pluviógrafo basculante.....	I.6-7
6.5.2.1	Instrumentos.....	I.6-7
6.5.2.2	Errores y correcciones.....	I.6-8
6.5.2.3	Calibración y mantenimiento.....	I.6-8
6.5.3	Pluviógrafo de flotador	I.6-8
6.6	Medición del rocío, la acumulación de hielo y la precipitación de niebla.....	I.6-9
6.6.1	Medición del rocío y de la humedad de las hojas	I.6-9
6.6.2	Medición de la acumulación de hielo	I.6-10
6.6.3	Medición de la precipitación de niebla	I.6-11
6.7	Medición de la caída de nieve y de la capa de nieve.....	I.6-11
6.7.1	Espesor de la nieve caída	I.6-12
6.7.2	Mediciones directas del espesor de la capa de nieve	I.6-12
6.7.3	Mediciones directas del equivalente en agua de la nieve.....	I.6-12
6.7.4	Colchones nivométricos	I.6-13
6.7.5	Nivómetros por radioisótopos	I.6-13
6.7.6	Radiación gamma natural	I.6-13
Referencias	I.6-14
Anexo 6.A	Emplazamientos para la intercomparación de la precipitación.....	I.6-16
Anexo 6.B	Procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación	I.6-17

CAPÍTULO 6

MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

6.1 Generalidades

En este capítulo se describen los métodos conocidos para medir la precipitación en estaciones terrestres. No se consideran las mediciones con que se trata de definir la estructura y el carácter de la precipitación, o que requieren instrumentos especializados, o bien no son observaciones meteorológicas normalizadas (como la distribución del tamaño de las gotas). Las mediciones por radar y satélite, así como las mediciones en el mar, se tratan en otros capítulos.

También puede encontrarse información sobre la medición de la precipitación en OMM (1994a), que comprende, en particular, más detalles sobre mediciones de la capa de nieve.

El problema general de la representatividad es particularmente agudo en la medición de la precipitación. Las mediciones de la precipitación son especialmente sensibles a la exposición, al viento y a la topografía, y los metadatos que describen las circunstancias de las mediciones son principalmente importantes para los usuarios de los datos.

Los análisis de los datos de precipitación son mucho más fáciles y más fiables si se utilizan en las redes los mismos pluviómetros y los mismos criterios de emplazamiento. Esta debe ser una consideración importante al diseñar las redes.

6.1.1 Definiciones

La precipitación se define como el producto líquido o sólido de la condensación del vapor de agua que cae de las nubes o del aire y se deposita en el suelo. Dicho término comprende la lluvia, el granizo, la nieve, el rocío, la cencellada blanca, la escarcha y la precipitación de la neblina. La cantidad total de precipitación que llega al suelo en determinado período se expresa en términos de profundidad vertical de agua (o equivalente de agua en el caso de formas sólidas) que cubriría una proyección horizontal de la superficie de la Tierra. La nevada se expresa también como el espesor de nieve reciente que cubre una superficie horizontal plana.

6.1.2 Unidades y escalas

La unidad de precipitación es la profundidad lineal, normalmente en milímetros para la precipitación líquida. Las cantidades diarias de precipitación deben leerse con una precisión de 0,2 mm y, de ser posible, con una precisión de 0,1 mm; las cantidades semanales o mensuales deben leerse con una precisión de 1 mm (al menos). Las mediciones diarias de la precipitación deben efectuarse a horas fijas. La precisión inferior a 0,2 mm se denomina generalmente traza. La intensidad de la precipitación se expresa igualmente en medidas lineales por tiempo unitario, normalmente milímetros por hora.

Las mediciones de las nevadas se realizan en unidades de centímetros y decenas, con una precisión de 0,2 cm. La precisión inferior se denomina generalmente traza. La capa de nieve en el suelo se mide habitualmente a diario, en centímetros completos.

6.1.3 Requisitos meteorológicos

En el Capítulo 1 se hace una declaración de carácter general sobre los requisitos de precisión, gama y resolución para medir las precipitaciones, y se indica una precisión alcanzable del 5 por ciento (con un nivel de confianza del 95 por ciento).

Los tiempos comunes de observación son cada hora, cada tres horas y a diario, para fines sinópticos y climatológicos. En algunos casos se requiere una resolución temporal mucho mayor para medir intensidades de lluvia muy elevadas en períodos muy cortos. En algunas aplicaciones se utilizan pluviómetros totalizadores, con intervalos de observación de semanas o meses.

6.1.4 Métodos de medición

6.1.4.1 INSTRUMENTOS

El pluviómetro es el instrumento más frecuentemente utilizado para medir la precipitación. Generalmente se utiliza un recipiente abierto de lados verticales, en forma de cilindro recto, y con un embudo, si su principal finalidad es medir la lluvia. Se emplean varios tamaños y formas de la boca y altura del pluviómetro, según los países, por lo que las mediciones no son estrictamente comparables. Se mide el volumen o el peso de la captación, este último en particular para la precipitación sólida. La boca del pluviómetro puede estar a una o varias alturas determinadas sobre el terreno o al mismo nivel del terreno circundante. La boca ha de estar situada por encima del espesor máximo previsto de la capa de nieve, y por encima de la altura de las posibles salpicaduras procedentes del terreno. Para la medición de la precipitación sólida, la boca se encuentra sobre el suelo, rodeada de una protección artificial.

La medición de la precipitación es muy sensible a la exposición, y en particular al viento. La sección 6.2 trata de la exposición, mientras que en la sección 6.4 se examinan con cierta amplitud los errores a que son propensos los pluviómetros, así como las correcciones que pueden aplicarse.

En este capítulo se describen asimismo otras técnicas especiales para medir diferentes tipos de precipitación (rocío, hielo, etc.) y la capa de nieve. Algunas técnicas nuevas que según se aduce todavía no pueden utilizarse sistemáticamente no se describen aquí, por ejemplo, el pluviómetro óptico, que utiliza la dispersión óptica. Los informes de conferencias periódicas, como

los cursillos internacionales sobre medición de la precipitación (Slovak Hydrometeorological Institute and Swiss Federal Institute of Technology, 1993; OMM, 1989b) y los organizados por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 1994b) constituyen fuentes útiles de información sobre nuevos métodos que se están preparando.

Los puntos de medición de las precipitaciones son la fuente fundamental de datos para análisis zonales. Sin embargo, incluso la mejor medición de la precipitación en determinado punto sólo es representativa de una zona limitada, cuyo tamaño está en función de la extensión del período de acumulación, la homogeneidad fisiográfica de la región, la topografía local y los procesos de producción de precipitaciones. Los radares, y más recientemente los satélites, se utilizan para definir y cuantificar la distribución espacial de la precipitación. Las técnicas se describen en la Parte II de la presente *Guía*. En principio, cabe esperar una integración adecuada de las tres fuentes de datos de precipitación zonal en redes nacionales de precipitaciones (pluviómetros automáticos, radar y satélite) para proporcionar estimaciones zonales de la precipitación suficientemente precisas sobre una base operativa para una amplia gama de usuarios de datos de precipitaciones.

Pueden utilizarse como detectores meteorológicos instrumentos que detectan la precipitación e identifican su tipo, en lugar de medirla, a los que se hace referencia en el Capítulo 14 de la Parte I.

6.1.4.2 PLUVIÓMETROS DE REFERENCIA E INTERCOMPARACIONES

Como pluviómetros de referencia se utilizan varios tipos de aparatos. La principal característica de su diseño permite reducir o controlar el efecto del viento sobre la captación, que es la razón fundamental del diferente comportamiento de los pluviómetros. También se eligen para reducir los otros errores de que se trata en la sección 6.4.

Los pluviómetros a nivel del suelo se utilizan como pluviómetros de referencia para medir la precipitación líquida. Al no haber errores inducidos por el viento, generalmente muestran una mayor precipitación que cualquier pluviómetro elevado (OMM, 1984). El pluviómetro se coloca en un hoyo, situando la boca al nivel del terreno, y a suficiente distancia del borde más próximo del hoyo para evitar salpicaduras. El hoyo debe estar cubierto por una fuerte red de plástico o de metal contra las salpicaduras, con una abertura central para la boca del pluviómetro. Es imprescindible prever un sistema que permita vaciar el agua del hoyo. Diversas formas de colocar el pluviómetro en el hoyo se dan en OMM (1984).

El pluviómetro de referencia para la precipitación sólida es conocido como referencia de la intercomparación de doble cerca. El pluviómetro de Tretyakov, que tiene una forma peculiar de protección para desviar el viento, está rodeado por una doble barrera vertical

octogonal. Se presentan diseños y una descripción en Goodison, Sevruck y Klemm (1989), en OMM (1985), y en el informe final de la OMM sobre la intercomparación de pluviómetros de precipitación sólida (Goodison y otros, pendiente de publicación).

El Anexo 6.A contiene recomendaciones sobre las comparaciones de pluviómetros de precipitación con los pluviómetros de referencia¹.

6.1.4.3 DOCUMENTACIÓN

La medición de la precipitación es particularmente sensible a la exposición del pluviómetro, por lo que los metadatos sobre las mediciones han de registrarse metódicamente para establecer un historial completo de la estación para que puedan utilizarse en estudios sobre el clima.

En la sección 6.2 se trata de la información sobre el emplazamiento que ha de mantenerse: descripciones detalladas del emplazamiento, incluidos ángulos verticales en relación con importantes obstáculos en torno al pluviómetro, la configuración de éste, la altura de la boca del pluviómetro sobre el suelo y la altura también sobre el suelo del instrumento para medir la velocidad del viento.

En las siguientes secciones (en particular la sección 6.4) referidas a los diversos tipos de instrumentos se trata de las correcciones que pueden aplicarse a las mediciones de la precipitación. En esas correcciones hay incertidumbres, y los registros originales y las fórmulas de corrección deben conservarse.

También deben documentarse todos los cambios en los métodos de observación.

6.2 Emplazamiento y exposición

En todo método para medir la precipitación debe perseguirse la obtención de una muestra representativa de la verdadera cantidad caída sobre la zona que se piensa representar con la medición; ya sea sobre la meso o microescala sinóptica. Por tanto, la elección del emplazamiento, y el error sistemático de medición, son importantes. Para un análisis sobre los efectos del emplazamiento véase Sevruck y Zahlavova (1994).

La ubicación de las estaciones de precipitación en la zona de interés es importante porque el número y el emplazamiento de los termómetros determinan el grado en que las mediciones representan la cantidad real de precipitación que cae en la zona. En OMM (1992b) se analiza extensamente la representatividad zonal para la lluvia y la nieve. En OMM (1994a) figura una introducción a la literatura sobre el cálculo de la precipitación zonal y las correcciones de topografía.

Los efectos ejercidos por el propio lugar de ubicación pueden motivar excesos o deficiencias locales de la precipitación caída. En general, la distancia de cualquier objeto respecto del pluviómetro no deberá ser

¹ Formuladas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, 1994.

inferior al doble de su altura por encima de la boca del pluviómetro. Para cada lugar deberá estimarse el ángulo vertical medio de los obstáculos y deberá también hacerse un plano de la ubicación. Se deben evitar las laderas o los techos de los edificios. Los lugares elegidos para medir la nieve y/o la capa de nieve deben estar situados, en la medida de lo posible, en lugares protegidos del viento. Los mejores emplazamientos suelen ser con frecuencia los claros de los bosques o de los huertos, entre los árboles, matorrales o arbustos, o en otros sitios en donde haya obstáculos que actúen como eficaces barreras contra el viento de todas las direcciones.

No obstante, es preferible reducir los efectos del viento, y del lugar sobre el mismo, utilizando un pluviómetro al nivel del suelo para captar la precipitación líquida, o bien forzando el flujo de aire para que sea horizontal por encima de la boca del pluviómetro, aplicando las siguientes técnicas que se enumeran por orden decreciente de eficacia:

- en zonas con vegetación densa y homogénea, la altura de la vegetación debe mantenerse al mismo nivel que la boca del pluviómetro mediante una poda regular;
- en otras zonas, mediante la simulación del efecto citado en *a*), empleando estructuras de protección adecuadas;
- utilizando paravientos alrededor del pluviómetro.

La superficie que rodea al pluviómetro puede estar cubierta de hierba corta, grava o guijarros, pero en todos los casos se han de evitar las superficies duras y llanas como las de hormigón para impedir las excesivas salpicaduras en el interior del pluviómetro.

6.3 Pluviómetros no registradores

Los métodos pluviométricos sin registro o manuales para medir la precipitación requieren un observador que haga las mediciones.

6.3.1 Pluviómetros ordinarios

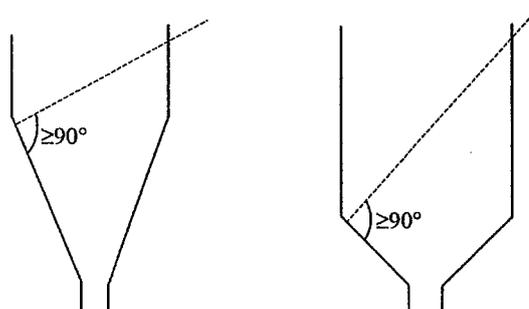
6.3.1.1 INSTRUMENTOS

El pluviómetro utilizado normalmente consiste en un colector situado por encima de un embudo que da paso a un depósito, donde el agua y la nieve derretida acumuladas se almacenan entre períodos de observación. Cuando la precipitación sólida es frecuente e importante se utilizan varias modificaciones especiales con el fin de mejorar la precisión de la medición. Esas modificaciones comprenden la supresión del embudo del pluviómetro al comenzar la temporada de nieve o la provisión de un dispositivo especial para impedir el arrastre de la captación. Los paravientos en torno al pluviómetro reducen el error por la deformación del campo de viento sobre el mismo y por la entrada de nieve. Son aconsejables para la lluvia y esenciales para la nieve. Se utiliza una amplia variedad de pluviómetros (véase OMM, 1989a).

El agua almacenada se recoge en una probeta o se vierte del depósito en una probeta, o bien se mide su

nivel en el depósito directamente con una varilla graduada. El tamaño de la boca del colector no es determinante cuando se trata de precipitación líquida, pero se requiere por lo menos un área de 200 cm² si se esperan formas de precipitación sólidas en cantidades significativas. Tal vez lo más conveniente sea un área de 200 a 500 cm². Los requisitos más importantes que ha de reunir un pluviómetro son los siguientes:

- la boca del colector debe tener un borde afilado, siendo la vertiente interior siempre vertical y la exterior con un profundo biselado; los pluviómetros utilizados para medir la nieve deben estar diseñados de manera que se disminuya al máximo la posibilidad de obturación del orificio por acumulación de nieve húmeda alrededor de la boca;
- el área de la boca del pluviómetro debe conocerse con una precisión de un 0,5 por ciento, y la construcción debe permitir que esa área permanezca constante mientras el pluviómetro se utilice normalmente;
- el colector debe diseñarse de modo que la lluvia no pueda salpicar hacia dentro ni hacia fuera. Esto puede lograrse si la pared vertical es bastante profunda, y la pendiente del embudo está suficientemente inclinada (al menos 45°). Estas condiciones se ilustran en la siguiente figura;
- la construcción debe permitir reducir al mínimo los errores por humidificación;
- el depósito debe tener una entrada estrecha, suficientemente protegida de la radiación, para reducir al mínimo las pérdidas de agua por evaporación. Los pluviómetros que se utilicen en lugares donde sólo se hacen lecturas semanales o mensuales deben tener un diseño análogo al utilizado para las mediciones diarias, pero con un depósito de mayor capacidad y construcción más robusta.



Colectores idóneos para pluviómetros

La probeta debe ser de vidrio o plástico transparente, con un coeficiente de expansión térmica adecuado, y estar claramente marcada para indicar el tamaño o tipo de pluviómetro con el que se utilizará. Su diámetro debe ser inferior al 33 por ciento del diámetro del pluviómetro; cuanto menor sea el diámetro relativo, mayor será la precisión de la medición. Las graduaciones deben estar grabadas con trazo fino; en general, deben ser marcas a intervalos de 0,2 mm y líneas claras que correspondan al milímetro entero. También es conveniente

marcar la línea que corresponde a 0,1 mm. El error máximo de las graduaciones no debe exceder de $\pm 0,05$ mm para la graduación de 2 mm o más, y de $\pm 0,02$ mm por debajo de esa marca.

Para medir pequeñas cantidades de precipitación con la precisión adecuada, el diámetro interior de la probeta deberá ir disminuyendo hacia la base. En todas las mediciones, el fondo del menisco de agua debe definir el nivel del agua, y la probeta debe mantenerse en posición vertical durante la lectura para evitar errores de paralaje. La repetición de las líneas principales de graduación en la cara posterior de la probeta ayudan también a reducir estos errores.

Las varillas graduadas deben ser de madera de cedro o de otro material adecuado que no absorba demasiada agua y sólo posea un escaso efecto capilar. Las varillas de madera no resultan adecuadas si se ha añadido aceite al colector para suprimir la evaporación; en este caso se deben utilizar varillas de metal o de otros materiales de los que pueda quitarse fácilmente el aceite. Las varillas no metálicas deben tener un pie de latón para evitar el desgaste, y estar graduadas en función de las áreas relativas de la sección transversal de la boca del pluviómetro y del colector; las graduaciones se marcarán al menos cada 10 mm, y se debe prever el desplazamiento de las marcas debido al mismo material de la varilla. El error máximo de la graduación de la varilla no debe exceder de $\pm 0,5$ mm en cualquier punto. Siempre que sea posible, la medición con varilla debe verificarse utilizando una medida volumétrica.

6.3.1.2 FUNCIONAMIENTO

El cilindro de medición ha de mantenerse vertical cuando se proceda a la lectura, y el observador deber ser consciente del error de paralaje. La nieve recogida en los pluviómetros no registradores debe pesarse o fundirse inmediatamente después de cada observación, y medirse luego utilizando un cilindro de medición con graduación normalizada. También se puede medir la precipitación captada pesándola con exactitud, procedimiento que tiene varias ventajas. Se obtiene el peso total del depósito y su contenido y se resta la tara ya conocida. No hay peligro de que se vierta agua, y cualquier agua adherida al depósito queda incluida en el peso. Sin embargo, los métodos comúnmente utilizados son más sencillos y más baratos.

6.3.1.3 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

Sea cual fuere el tamaño del colector elegido, la graduación del cilindro de medición o de la varilla ha de corresponder a él. Por lo tanto, la calibración del pluviómetro comprende la verificación del diámetro del orificio, y hay que asegurarse de que se encuentra en las tolerancias admisibles. También comprende verificaciones volumétricas del cilindro o la varilla de medición.

El mantenimiento periódico debe comprender en todo momento la observación del nivel para prevenir el efecto de un pluviómetro sin nivel, (véase Rinehart,

1983 y Sevruck 1984). Según las necesidades, el depósito exterior del pluviómetro y la graduación deben mantenerse limpios en todo momento por ambos lados, interior y exterior, utilizando un cepillo de mango largo y agua jabonosa, y enjuagarse con agua limpia. Las partes gastadas, dañadas o rotas deben sustituirse de ser necesario. La vegetación que rodea al pluviómetro debe mantenerse a una altura de 5 cm (cuando proceda). La exposición debe verificarse y registrarse.

6.3.2 *Pluviómetros totalizadores*

Los pluviómetros totalizadores se utilizan para medir la precipitación total de cada estación en zonas remotas o poco habitadas. Estos pluviómetros consisten en un colector situado sobre un embudo que da paso a un depósito suficientemente grande para almacenar toda la precipitación captada a lo largo del año (o la captación mensual en zona húmedas). Con objeto de reducir la evaporación se debe poner en el depósito una capa no inferior a 5 mm de aceite o de otro producto que produzca los mismos efectos (OMM, 1972). Esta capa debe permitir el paso de la precipitación hacia la solución que haya bajo ella.

Conviene poner en el depósito una solución anticongelante para convertir al estado líquido toda la nieve que caiga en el interior del pluviómetro. Es importante que la solución anticongelante esté bien distribuida. Una mezcla de 37,5 por ciento en peso de cloruro de calcio comercial (78 por ciento de pureza) y un 62,5 por ciento de agua producen una satisfactoria solución anticongelante. También pueden utilizarse soluciones acuosas de glicoletileno o una mezcla de glicoletileno y metanol. Aunque estas últimas soluciones son más caras resultan menos corrosivas que el cloruro de calcio y protegen contra la congelación en una gama mucho más amplia de dilución, que se produce como consecuencia de la precipitación subsiguiente. El volumen de la solución que se coloque inicialmente en el depósito no debe exceder del 33 por ciento del volumen total del pluviómetro.

En algunos países, esta solución de anticongelante y aceite se considera desecho tóxico y, por consiguiente, nocivo para el medio ambiente. Deben obtenerse de las autoridades locales para la protección del medio ambiente directrices sobre la eliminación de sustancias tóxicas.

La captación estacional de precipitación se determina pesando o midiendo el volumen del contenido del depósito (como para los pluviómetros normales; véase la sección 6.3.1). La cantidad de aceite y solución anticongelante colocada en el depósito al comienzo de la estación, así como cualquier contracción en caso de medidas volumétricas, deben tenerse muy en cuenta. Se pueden aplicar correcciones, como para los pluviómetros normales.

El funcionamiento y mantenimiento de los pluviómetros totalizadores en las zonas remotas plantea varios problemas, tales como la posibilidad de que el pluviómetro quede cubierto de nieve, la dificultad de

localizar el pluviómetro para registrar la medición, etc., por lo que es necesario un control específico. Se debe prestar especial atención a la evaluación de la calidad de los datos que provienen de este tipo de pluviómetros.

6.4 Errores y correcciones en los pluviómetros

Conviene examinar en esta fase los errores y correcciones que se aplican hasta cierto punto a la mayoría de los pluviómetros y de los pluviógrafos. Los casos de los pluviógrafos se analizan en la sección 6.5.

En OMM (1982, 1984, 1986), se encuentran reseñas completas sobre errores y correcciones, y concretamente para la nieve en OMM (1994b) y en Goodison y otros (pendiente de publicación). En OMM (1982) se dan detalles de los modelos utilizados actualmente para ajustar los datos brutos de las precipitaciones en Canadá, Dinamarca, Estados Unidos, Finlandia, Rusia y Suiza. En OMM (1989a) se da una descripción de cómo se llegan a producir los errores. En OMM (1986, 1989b) hay documentos recopilados de conferencias sobre el particular.

La cantidad de precipitación medida por pluviómetros utilizados normalmente puede ser inferior a la precipitación real que llega al suelo en hasta un 30 por ciento o más. Las pérdidas sistemáticas varían según el tipo de precipitación (nieve, nieve y lluvia mezcladas, y lluvia). El error sistemático de la medición de la precipitación sólida es en general grande, y puede alcanzar un orden de magnitud superior a los asociados normalmente a las mediciones de precipitación líquida.

Para numerosos fines hidrológicos es necesario, en primer lugar, ajustar los datos con el fin de corregir este error antes de efectuar cálculos. Por supuesto, los ajustes pueden no ser exactos (incluso pueden empeorar las cosas). En consecuencia, los datos originales deben conservarse siempre como archivo básico, tanto para mantener la continuidad como para servir de base en los futuros ajustes mejorados, cuando sea posible hacerlos.

La verdadera cantidad de la precipitación puede estimarse corrigiendo algunos o todos los diversos errores que se enumeran a continuación:

- a) error debido a la deformación sistemática del campo de viento por encima de la boca del pluviómetro: normalmente, de 2 a 10 por ciento para la lluvia, y de 10 a 50 por ciento para la nieve;
- b) error debido a la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector;
- c) error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía: normalmente, de 2 a 15 por ciento en el verano y de 1 a 8 por ciento en el invierno, para b) y c) conjuntamente;
- d) error debido a la evaporación en el depósito (más importante en climas cálidos): de 0 a 4 por ciento;
- e) error debido a las ventiscas de nieve;
- f) error debido a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera: de 1 a 2 por ciento;
- g) errores aleatorios de observación y de instrumentos. Los seis primeros errores son sistemáticos y se han

enumerado por orden de importancia. El error neto debido a las ventiscas de nieve y a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera del agua pueden ser negativo o positivo, en tanto que los errores netos sistemáticos debidos al campo de viento y otros factores son negativos. Como en general es difícil cuantificar los errores enumerados como e) y f), el modelo general para ajustar los datos procedentes de la mayoría de los pluviómetros se representa de la siguiente forma:

$$P_k = kP_c = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3)$$

en donde P_k es la cantidad de precipitación ajustada; k es el factor de ajuste para corregir los efectos de la deformación del campo de viento; P_c es la cantidad de precipitación captada por el colector del pluviómetro; P_g es la cantidad medida de precipitación en el pluviómetro; ΔP_1 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector; ΔP_2 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación en el depósito después de vaciado; ΔP_3 es el ajuste para corregir la evaporación del depósito.

Las correcciones se aplican a totales diarios o mensuales y, en algunas prácticas, a episodios de precipitación individuales.

En general, los datos suplementarios requeridos para hacer estos ajustes son la velocidad del viento en la boca del pluviómetro durante la precipitación, el tamaño de las gotas, la intensidad de la precipitación, la temperatura y la humedad del aire y las características del emplazamiento del pluviómetro. La velocidad del viento y el tipo o la intensidad de la precipitación pueden ser variables suficientes para determinar las correcciones. A veces se utiliza la velocidad del viento solamente. En los sitios donde no se realizan tales observaciones se puede recurrir a la interpolación de las observaciones realizadas en lugares adyacentes, con objeto de hacer dichos ajustes, pero ha de procederse con cautela, y únicamente en lo que se refiere a datos mensuales.

En la mayoría de los pluviómetros, la velocidad del viento es el factor ambiental más importante que contribuye a la medición insuficiente de la precipitación sólida. Esos datos deben derivarse de observaciones meteorológicas normalizadas en el emplazamiento, a fin de proporcionar ajustes diarios. En particular, si la velocidad del viento no se mide a la altura de la boca del pluviómetro, puede averiguarse mediante un procedimiento de reducción media de la velocidad del viento, conociendo la rugosidad de la superficie y la altura angular de los obstáculos circundantes. En el Anexo 6.B² se describe el procedimiento sugerido. Este procedimiento depende mucho del lugar, y para hacer la estimación hay que conocer debidamente la estación y la ubicación del pluviómetro. Los pluviómetros protegidos captan más precipitación que los no protegidos, sobre todo en el

² Procedimiento para la reducción del viento recomendado por la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1994.

caso de la precipitación sólida. Por lo tanto, los pluviómetros deben protegerse naturalmente (por ejemplo, claros de los bosques) o artificialmente (por ejemplo, paravientos Alter, tipo Nipher canadiense, Tretyakov) a fin de reducir al mínimo los efectos adversos de la velocidad del viento sobre las mediciones de la precipitación sólida.

La pérdida por humectación es otra pérdida sistemática acumulativa en los pluviómetros manuales que varía según la precipitación y el tipo de aparato; su magnitud está también en función del número de veces que se vacía el pluviómetro. La pérdida por humectación media puede llegar hasta 0,2 mm por observación. En estaciones sinópticas donde la precipitación se mide cada seis horas puede llegar a ser una pérdida muy importante. En algunos países, la pérdida por humectación se ha calculado entre el 15 y el 20 por ciento de la precipitación medida en invierno. Una alternativa factible es la corrección de la pérdida por humectación en el momento de la observación. Dicha pérdida puede ser reducida con un pluviómetro bien concebido. Las superficies internas deben ser de un material que pueda mantenerse liso y limpio: la pintura, por ejemplo, no es adecuada, pero el esmalte al horno es satisfactorio. Deben reducirse al mínimo las costuras en la construcción.

Las pérdidas por evaporación varían según el tipo de pluviómetro y la época del año. La pérdida por evaporación constituye un problema en los pluviómetros que no tienen en la cubeta un embudo, especialmente a finales de primavera. Se han comunicado pérdidas superiores a 0,8 mm por día. En el invierno las pérdidas son mucho menores que durante los meses de verano comparables, variando entre 0,1 y 0,2 mm por día. Sin embargo, tales pérdidas son acumulativas. En un pluviómetro bien concebido sólo se expone una pequeña superficie de agua, su ventilación se reduce al mínimo, y la temperatura del agua se mantiene baja mediante una superficie exterior reflectiva.

Es evidente que para lograr la compatibilidad de los datos, cuando se utilizan diferentes tipos de pluviómetros y de protección en todas las condiciones meteorológicas, resulta imperioso efectuar las correcciones de las mediciones reales. En todos los casos en que se ajustan las mediciones de la precipitación, con el objeto de reducir los errores, se recomienda firmemente que se publiquen los valores medidos y también los ajustados.

6.5 Pluviógrafos (o pluviómetros registradores)

El registro automático de la precipitación tiene la ventaja de que puede proporcionar una mejor resolución temporal que las mediciones manuales, y de que es posible reducir las pérdidas por evaporación y humectación. Naturalmente, está sometido a los efectos del viento de que se trata en la sección 6.4.

Por lo general se utilizan tres tipos de pluviógrafos: el de ponderación, el de balanza o basculante, y el de

flotador. Solamente el de ponderación es satisfactorio para medir todo tipo de precipitación; el uso de los otros dos se limita en gran parte a la medición de la cantidad de lluvia. Existen nuevos tipos de pluviógrafos automáticos que miden la precipitación sin partes móviles. Utilizan dispositivos como sondas de capacitancia, transductores de presión, dispositivos ópticos o de radar pequeños para proporcionar una señal electrónica que es proporcional al equivalente de la precipitación.

6.5.1 *Pluviógrafos de ponderación*

6.5.1.1 INSTRUMENTOS

En estos instrumentos, el peso de un depósito junto con la precipitación acumulada en él se registran continuamente, bien por medio de un mecanismo dotado de un muelle o con un sistema de balanza de pesas. Se registra, pues, toda la precipitación, ya sea líquida o sólida, a medida que cae. Este tipo de pluviógrafo normalmente no tiene mecanismo alguno para vaciarse por sí solo; la capacidad (es decir, la acumulación máxima entre recargas) varía de 150 a 750 mm. Los pluviógrafos deben mantenerse para reducir al mínimo las pérdidas por evaporación, operación que puede realizarse añadiendo suficiente aceite u otro inhibidor de la evaporación en el depósito para que forme una película por encima de la superficie del agua. Cualquier dificultad que se plantee como consecuencia de la oscilación de la balanza debida a fuertes vientos puede reducirse con un mecanismo de amortiguación por aceite o, si dan resultado los últimos trabajos, mediante la adecuada programación por un microprocesador para eliminar este efecto en las lecturas. Los pluviógrafos de ponderación son especialmente útiles para registrar la nieve, el granizo y las mezclas de nieve y lluvia caídas, debido a que la precipitación sólida no requiere fusión para poder registrarla. Para el funcionamiento en invierno, el depósito de captación se carga con una solución de anticongelante (véase la sección 6.3.2), con el fin de disolver los contenidos sólidos. La cantidad de anticongelante depende de la cantidad prevista de precipitación y de la temperatura mínima prevista en el momento de la dilución mínima.

El peso del depósito de captación, medido por un resorte calibrado, pasa de un movimiento vertical a uno angular mediante una serie de palancas o poleas. Este movimiento angular se comunica luego mecánicamente a una banda de tambor o de rodillos, o se digitaliza mediante un transductor. La precisión de estos tipos de pluviógrafos está directamente relacionada con sus características de medición y/o de registro, y pueden variar según los fabricantes.

6.5.1.2 ERRORES Y CORRECCIONES

Salvo el error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía, los pluviógrafos están expuestos a todas las demás fuentes de error de que se trata en

la sección 6.4. Asimismo, debe señalarse que no es posible identificar el tipo de precipitación con los pluviógrafos automáticos solamente. Un importante problema con este tipo de pluviógrafo es que la precipitación, particularmente la lluvia congelante o la nieve húmeda, puede adherirse al interior de la boca del pluviómetro y no caer en la cubeta hasta algún tiempo después. Esto limita considerablemente la capacidad de los pluviógrafos de ponderación para indicar el momento preciso de los fenómenos de precipitación. Otro fallo común de los pluviómetros de ponderación es la acción del viento. Esto ocurre normalmente en el caso de vientos fuertes, pues las turbulencias corrientes de aire pasan a través del depósito de captación y causan oscilaciones en el mecanismo de ponderación. Utilizando sistemas de registro de datos programables, los errores asociados a esos registros anómalos pueden reducirse al mínimo promediando las lecturas a breves intervalos, por ejemplo, un minuto.

Algunos errores potenciales de los métodos manuales para medir la precipitación pueden eliminarse o al menos minimizarse mediante pluviógrafos de ponderación. Los errores aleatorios de la medición unidos al error del observador humano y a ciertos errores sistemáticos, particularmente la pérdida por evaporación y humectación, se reducen al mínimo. En algunos países, a las observaciones de trazas se les fija oficialmente un valor de cero, lo que da como resultado una subestimación errónea del total de precipitación de la estación. Este problema se minimiza con los pluviógrafos de ponderación, puesto que con el tiempo se acumulan incluso pequeñísimas cantidades de precipitación.

La corrección de los datos de pluviógrafos de ponderación sobre una base horaria o diaria puede resultar más difícil que en períodos más largos, como resúmenes climatológicos mensuales. Al interpretar con precisión y corregir las mediciones de precipitación realizadas con pluviógrafos automáticos serán útiles los datos auxiliares procedentes de estaciones meteorológicas automáticas, como el viento a la altura del pluviógrafo, la temperatura del aire, el tiempo presente o el espesor de la nieve.

6.5.1.3 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

Los pluviógrafos de ponderación tienen normalmente pocas partes móviles, y por lo tanto raramente hay que calibrarlos. En general, para la calibración hay que utilizar una serie de pesas, que cuando se colocan en la cubeta o en el depósito de captación proporcionan un valor predeterminado equivalente a una cantidad de precipitación. Las calibraciones deben hacerse normalmente en un entorno de laboratorio y siguiendo las instrucciones del fabricante.

El mantenimiento de rutina debe efectuarse cada tres o cuatro meses, según las condiciones de la precipitación en el lugar. Debe inspeccionarse el exterior y el interior del pluviómetro para ver si se ha soltado o

roto alguna pieza y asegurarse de que el instrumento está nivelado. Toda lectura manual debe comprobarse con el registro en papel o en cinta para garantizar la coherencia antes de retirar y anotar el registro. La cubeta o el depósito de captación deben vaciarse, inspeccionarse, limpiarse, en caso necesario, y recargarse con aceite solamente para la operación de precipitación líquida, o con anticongelante y aceite si se prevé precipitación sólida (véase la sección 6.3.2). El dispositivo de registro debe ponerse a cero, para utilizar al máximo la gama del pluviógrafo. Debe verificarse y reemplazarse, en caso necesario, el suministro de cintas o de papel, así como el de energía. Tal vez se requiera un voltímetro para poner la salida del pluviógrafo a cero cuando se utiliza un registrador de datos o para verificar el suministro de energía del pluviógrafo o del sistema de registro.

6.5.2 *Pluviógrafo basculante*

El pluviógrafo basculante es apropiado para medir la cantidad de lluvia, así como los totales acumulados, a tasas de hasta 200 mm hr⁻¹ o más.

6.5.2.1 INSTRUMENTOS

El principio en el que se basa el funcionamiento de este instrumento es muy sencillo. Un ligero recipiente metálico está dividido en dos compartimientos y se halla en equilibrio inestable con respecto a un eje horizontal. En su posición normal, el recipiente se apoya en uno de los dos toques que le impiden inclinarse completamente. El agua de lluvia es conducida desde un colector hasta el compartimiento que se halle más alto y, una vez que penetra una cantidad de lluvia predeterminada en el compartimiento, el depósito adquiere un equilibrio inestable y se inclina sobre la otra posición de reposo. Debido a la forma de los compartimientos del depósito, el agua se vacía desde el que esté más bajo. Mientras tanto, el agua que sigue cayendo entra en el compartimiento que se halle entonces más elevado. El movimiento del recipiente al inclinarse puede utilizarse para iniciar el funcionamiento de un contacto que produzca un registro discontinuo y escalonado; la distancia entre cada escalón del registro representa el tiempo requerido para que caiga determinada cantidad de lluvia. Esa cantidad no debe exceder de 0,2 mm si se quieren obtener registros detallados.

Se requiere poco tiempo, y de todos modos una cantidad finita de él, para que el recipiente se incline, y durante la primera mitad del movimiento puede entrar más agua en el compartimiento que ya contiene la cantidad calculada de lluvia. Este error puede ser apreciable con lluvia fuerte (250 mm hr⁻¹), pero es posible controlarlo. El método más sencillo consiste en utilizar un dispositivo como un sifón al pie del embudo para dirigir el agua hacia los recipientes a un ritmo controlado. De esa manera se igualan las intensidades máximas de lluvia durante un período muy breve. También puede

agregarse un dispositivo para acelerar el movimiento del recipiente; fundamentalmente, puede consistir en una pequeña lámina que, al recibir el impacto del agua que cae desde el colector, añade fuerza al proceso de basculación del recipiente, fuerza que varía con la intensidad de la lluvia.

El pluviómetro basculante es particularmente adecuado para las estaciones meteorológicas automáticas, porque se presta a los métodos digitales. El impulso generado por un cierre de contacto puede controlarse mediante un registrador de datos y totalizarse durante períodos de tiempo seleccionados con el fin de proporcionar la cantidad de precipitación. También puede utilizarse con un registrador de cinta de papel.

6.5.2.2 ERRORES Y CORRECCIONES

Las fuentes de error del pluviógrafo basculante difieren en cierto modo de las de otros pluviógrafos, por lo que se aconsejan precauciones y correcciones especiales. Algunas de las fuentes de error son las siguientes:

- a) la pérdida de agua durante la inclinación con fuerte lluvia puede reducirse al mínimo, pero no suprimirse totalmente;
- b) con el diseño habitual del recipiente, la superficie de agua expuesta es grande en relación con su volumen, por lo que se pueden producir apreciables pérdidas por evaporación, especialmente en regiones cálidas. Este error puede ser importante cuando la lluvia es débil;
- c) la naturaleza discontinua del registro puede no producir datos satisfactorios con llovizna débil o incluso lluvia muy débil. En especial, no es posible determinar con precisión la hora del comienzo o del fin de la precipitación;
- d) el agua puede adherirse a las paredes y al borde del recipiente, con lo que se produce un residuo de lluvia en el mismo y un peso adicional que ha de superarse mediante la acción de inclinación. Las pruebas con recipientes encerados dan una reducción del 4 por ciento del volumen requerido para el efecto basculante, con respecto a los no encerados. La calibración volumétrica puede cambiar, sin ajustar los tornillos de calibración, variando la humectabilidad a lo largo de la oxidación en superficie o la contaminación por impurezas y variaciones en la tensión de superficie;
- e) la cantidad de agua que cae del embudo en el recipiente expuesto puede dar lugar a una lectura excesiva según el tamaño, la forma y la posición de la boca;
- f) el instrumento es particularmente propenso a la fricción y a un basculamiento inadecuado del recipiente cuando el pluviógrafo no está nivelado.

Mediante una calibración correcta pueden hacerse correcciones de las partes sistemáticas de esos errores. Las mediciones en los pluviógrafos basculantes pueden corregirse con respecto a los efectos de exposición en el caso de otros tipos de pluviógrafos.

Durante la estación fría pueden utilizarse dispositivos calefactores para poder efectuar las mediciones, sobre todo de precipitación sólida. Sin embargo, se ha observado que el resultado de los pluviógrafos basculantes calentados es muy deficiente debido a grandes errores originados por el viento y por la evaporación de nieve fundida, por lo que no se recomiendan esos pluviógrafos para medir la precipitación en invierno, en regiones donde las temperaturas son inferiores a 0°C durante prolongados períodos de tiempo.

6.5.2.3 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

La calibración del pluviógrafo basculante se realiza normalmente pasando una cantidad conocida de agua a través del mecanismo de inclinación a diversas velocidades, y ajustando el mecanismo al volumen conocido. Ese procedimiento debe realizarse en condiciones de laboratorio.

En razón de las numerosas fuentes de error, las características de captación y la calibración de los pluviógrafos basculantes constituyen una interacción compleja de muchas variables. Las comparaciones diarias con el pluviógrafo normalizado pueden proporcionar factores útiles de corrección, y representan una buena práctica. Los factores de corrección pueden variar de una estación a otra. En general son mayores que 1,0 (sublectura) en el caso de lluvia de poca intensidad, y menores que 1,0 (sobrelectura) en el de lluvia muy intensa. La relación entre el factor de corrección y la intensidad no es lineal, sino que forma una curva.

El mantenimiento de rutina debe comprender la limpieza de la suciedad y de los residuos que se hayan acumulado en el embudo y en los recipientes, y asegurar de que el pluviógrafo este nivelado. Se recomienda con énfasis sustituir una vez al año el mecanismo de inclinación por otro recientemente calibrado.

6.5.3 *Pluviógrafo de flotador*

En este tipo de instrumento la lluvia pasa a un recipiente que es en realidad una cámara que contiene un ligero flotador. A medida que el nivel de agua de la cámara aumenta, el movimiento vertical del flotador se transmite, mediante un mecanismo adecuado, al movimiento de una plumilla que se desliza sobre una banda. Ajustando debidamente las dimensiones de la boca del colector, el flotador y la cámara, se puede utilizar cualquier escala para la banda de registro.

A fin de poder registrar la precipitación caída durante un período adecuado (en general 24 horas), la cámara del flotador ha de ser muy grande (en cuyo caso se obtiene, sobre la banda de registro, una escala comprimida), o bien hay que recurrir a un mecanismo que realice automáticamente y con rapidez el vaciado de la cámara del flotador cada vez que se llene, de modo que la plumilla regrese a la parte más baja de la banda. Habitualmente se recurre a un sifón. El proceso de funcionamiento del sifón debe comenzar precisamente

en el nivel determinado, y sin tendencia a que el agua rebose o produzca goteos ni al principio ni al fin del período de funcionamiento del sifón, que no debe prolongarse más de 15 segundos. En algunos instrumentos, la cámara del flotador está montada sobre cuchillas que actúan de fulcro, de modo que cuando la cámara está llena se desequilibra; el ascenso del nivel del agua ayuda a que empiece a actuar el sifón, y cuando la cámara está vacía vuelve a su posición original. Otros pluviógrafos están dotados de un sifón forzado que actúa en menos de cinco segundos. Un tipo de esos sifones tiene una pequeña cámara, separada de la principal, en la que se deposita la lluvia que cae mientras actúa el sifón. Esta cámara se vacía en la principal cuando el sifón deja de actuar, garantizando así un correcto registro de la cantidad total de lluvia.

Si existe la posibilidad de que el agua de la cámara del flotador se congele durante el invierno, se debe instalar un sistema de calefacción (preferentemente controlado por un termostato) dentro del pluviógrafo. Esto impedirá daños en el flotador y en su cámara, y permitirá registrar la lluvia durante ese período. Un pequeño elemento calefactor o una lámpara eléctrica resultan adecuados cuando existe una red eléctrica; de no ser así se pueden utilizar otras fuentes de energía. En uno de los métodos se utiliza una pequeña resistencia arrollada a la cámara colectora, conectada con una batería de gran capacidad. La cantidad de calor suministrado debe reducirse al mínimo necesario para impedir la congelación, porque el calor puede disminuir la precisión de las observaciones estimulando los movimientos verticales de aire por encima del pluviógrafo e incrementando además las pérdidas por evaporación.

Se ha señalado que en algunos países la captación por pluviógrafos calentados sin protección es totalmente insuficiente, a causa del viento y de la evaporación de nieve fundida, como en el caso de los pluviógrafos de ponderación (véase la sección 6.5.1.2).

Con excepción de que la calibración se realiza utilizando un volumen conocido de agua, el mantenimiento de este pluviógrafo es similar al del pluviógrafo de ponderación (véase la sección 6.5.1.3).

6.6 Medición del rocío, la acumulación de hielo y la precipitación de niebla

6.6.1 *Medición del rocío y de la humedad de las hojas*

El depósito de rocío es esencialmente un fenómeno nocturno y, aunque de proporciones relativamente pequeñas y muy variable según los lugares, es de gran interés en las zonas áridas; en las regiones muy áridas puede ser del mismo orden de magnitud que la lluvia. La exposición de las hojas de las plantas a la humedad líquida del rocío, la niebla y la precipitación desempeña también una importante función en las enfermedades de

las plantas, la actividad de los insectos y la recolección y la conservación de los cultivos.

Con el fin de evaluar la contribución hidrológica del rocío, es necesario distinguir entre el rocío formado:

- a) como resultado del transporte hacia abajo de la humedad atmosférica condensada en superficies frías, denominado rocío de precipitación;
- b) por el vapor de agua procedente del suelo y de las plantas y condensado en superficies frías, denominado rocío de destilación;
- c) como agua exudada por hojas, conocido como gutación.

Las tres fuentes pueden contribuir simultáneamente a la formación del rocío observado, aunque sólo la primera aporta agua adicional a la superficie, y la última tiene generalmente como resultado una pérdida neta. Otra fuente de humedad es la procedente de la niebla o de las pequeñas gotas de agua reunidas por las hojas y tallos de la vegetación, que llegan al suelo por goteo o resbalando sobre los tallos. Todas estas formas de precipitación se conocen a veces con el nombre de precipitación oculta.

La cantidad de rocío depositado en una superficie dada y en un período determinado se expresa habitualmente en kg m^{-2} o en milímetros de espesor del rocío. Siempre que sea posible, la cantidad debe medirse con precisión de una décima de milímetro.

La humedad de las hojas puede describirse como ligera, moderada o grande, pero sus medidas más importantes son el tiempo de comienzo y duración.

En OMM (1992a) se analizan los instrumentos concebidos para medir el rocío y la duración de la humedad de las hojas, y también figura una bibliografía.

Se han tomado en consideración los siguientes métodos de medición de la humedad de las hojas.

La cantidad de rocío depende esencialmente de las propiedades de la superficie, tales como sus propiedades radiactivas, tamaño y aspecto (horizontal o vertical). Puede medirse exponiendo una lámina o superficie, natural o artificial, con propiedades conocidas o normalizadas, y evaluar la cantidad de rocío pesándola, observándola visualmente o utilizando cualquier otro medio, como la conductividad eléctrica. El problema es la elección de la superficie, porque los resultados obtenidos instrumentalmente no son necesariamente representativos del depósito de rocío en objetos próximos. Por tanto, deben establecerse relaciones empíricas entre las mediciones instrumentales y el depósito de rocío sobre una superficie natural, para cada serie particular de condiciones de superficie y exposición; también deben establecerse relaciones empíricas para distinguir los diferentes procesos de formación de rocío, cuando esto es importante para la aplicación de que se trate.

Se utilizan diversos instrumentos para la medición directa de la formación, cantidad y duración de la humedad y el rocío de las hojas. Los registradores de duración del rocío utilizan elementos que cambian por sí mismos, de tal modo que indican o registran el período

de humedad, o bien están dotados de sensores eléctricos en los que la conductividad eléctrica de la superficie de las hojas naturales o artificiales cambia en presencia del agua debida a la lluvia, la nieve, la niebla húmeda o el rocío. En las mediciones del rocío, la cantidad de humedad depositada en forma de precipitación o rocío se pesa y registra. En la mayoría de los instrumentos que permiten un registro continuo es posible distinguir entre los depósitos de humedad causados por la niebla, el rocío o la lluvia, considerando el tipo de traza. El único método seguro para la medición directa de la caída de rocío neto es utilizar un lisímetro muy sensible (véase el Capítulo 10 de la Parte I).

En OMM (1992a) se ha recomendado desarrollar, como instrumentos de referencia, dos instrumentos electrónicos particulares para medir la humedad de las hojas, y se han propuesto varios modelos de simulación de humedad de las hojas. Algunos utilizan un procedimiento de equilibrio de energía (lo inverso de los modelos de evaporación), en tanto que otros utilizan correlaciones. Muchos de ellos requieren mediciones micrometeorológicas. Lamentablemente, no existe ningún método de medición normalizado reconocido para verificarlos.

6.6.2 *Medición de la acumulación de hielo*

El hielo puede acumularse en las superficies como resultado de varios fenómenos. La acumulación congelante, denominada con frecuencia hielo liso, es el tipo más peligroso de condición de engelamiento y puede causar grandes daños a árboles, arbustos, líneas telefónicas y de energía, y crear condiciones peligrosas en carreteras y pistas de aeródromos. La escarcha (denominada generalmente helada), se forma cuando el aire con una temperatura de punto de rocío por debajo del nivel de congelación se satura por enfriamiento. La escarcha es un depósito de cristales de hielo que se mezclan, formados por sublimación directa sobre objetos, normalmente de pequeño diámetro, como ramas de árboles, tallos de plantas, bordes de hojas, alambres, postes, etc. La cencellada blanca es un depósito de hielo granular blanco o lechoso, y opaco, formado por la rápida congelación de gotas de agua subfundidas al tomar contacto con un objeto expuesto.

MÉTODOS DE MEDICIÓN

En las estaciones meteorológicas, la observación de la acumulación de hielo es generalmente más cualitativa que cuantitativa, debido sobre todo a la falta de un sensor apropiado. Se utilizan indicadores de acumulación de hielo, normalmente de aluminio anodizado, para observar y comunicar la precipitación congelante, la helada o el engelamiento de cencellada blanca.

Las observaciones de acumulación de hielo pueden comprender la medición de las dimensiones y el peso del depósito de hielo, así como una descripción visual de su apariencia. Estas observaciones son particularmente importantes en zonas montañosas, donde tal acumu-

lación a barlovento de una montaña puede rebasar la precipitación normal. Se puede utilizar para acumular hielo un sistema consistente en varillas y estacas con dos pares de alambres paralelos, uno con orientación nortesur y el otro con orientación este-oeste. Los alambres pueden estar suspendidos a cualquier nivel, y el superior de cada par debe ser desmontable. En el momento de la observación se quitan ambos alambres superiores, se colocan en un recipiente especial y se llevan al interior para proceder a la fusión y al pesado del depósito. La sección transversal de éste se mide sobre los alambres más bajos fijados permanentemente.

En algunos países se utilizan instrumentos para registrar continuamente la cencellada blanca. Como sensor se emplea una varilla, anillo o lámina vertical u horizontal, y el aumento de la cantidad de cencellada blanca con el tiempo se registra en una banda. Para determinar la aparición y la presencia de cencellada blanca y de escarcha en una superficie nevada se recurre a un dispositivo sencillo llamado medidor de hielo, que consiste en un disco redondo de madera contrachapada, de 30 cm de diámetro, que puede moverse hacia arriba o hacia abajo y ponerse a cualquier altura de una varilla vertical fijada en el suelo. Normalmente, el disco se pone a nivel con la superficie nevada para recoger la cencellada blanca y la escarcha. La cencellada se obtiene también con un anillo de 20 cm de diámetro fijado a la varilla, a 20 cm de su extremo superior. Para la observación de depósitos de cencellada blanca se emplea un alambre o hilo de 0,2 a 0,3 mm de diámetro, estirado entre el anillo y el extremo superior de la varilla. En caso necesario, puede retirarse y pesarse cada sensor.

HIELO EN PAVIMENTOS

Se han desarrollado sensores para detectar y describir el hielo en las carreteras y las pistas de aeródromos, y apoyar programas de alerta y mantenimiento.

Combinando mediciones se puede detectar la nieve seca y mojada, así como diversas formas de hielo. Con un sensor provisto de dos electrodos en conexión con el agua de la carretera se mide la conductividad eléctrica de la superficie y se distinguen rápidamente las superficies seca y húmeda. Con una segunda medición, de polarizabilidad iónica, se determina la capacidad de la superficie para soportar una carga eléctrica: se pasa una pequeña carga entre un par de electrodos durante un breve período, y los mismos electrodos miden la carga residual, que es más alta cuando hay un electrólito con iones libres, como en el caso del agua salada. Las mediciones de la polarizabilidad y la conductividad conjuntas permiten distinguir entre superficies secas, húmedas y mojadas, la helada, la nieve, el hielo blanco y algunas sustancias químicas descongelantes. Sin embargo, como la polarizabilidad del hielo oscuro no cristalino no se distingue de la del agua en algunas condiciones, puede no detectarse con los dos sensores el estado de hielo oscuro peligroso. Al menos en un sistema, este problema se ha resuelto agregando una tercera medición capacitiva

especializada que detecta la estructura única del hielo oscuro.

Dicho método es pasivo. Hay una técnica activa *in situ* que utiliza un elemento térmico, o un elemento térmico y otro de refrigeración, para derretir o congelar cualquier hielo o líquido presente en la superficie. Las mediciones simultáneas de temperatura y de la energía térmica relativas al ciclo de descongelación y congelación se utilizan para determinar la presencia de hielo y estimar el punto de congelación de la mezcla en la superficie.

La mayoría de los sistemas *in situ* incluyen un termómetro para medir la temperatura en la superficie de la carretera. La calidad de la medición depende fundamentalmente de la instalación (especialmente de los materiales) y de la exposición, y hay que tratar de evitar los errores de radiación.

Se están desarrollando dos métodos de teledetección que pueden utilizarse en sistemas montados en automóviles. El primero se basa en la reflexión de la radiación infrarroja o de microondas en varias frecuencias (unos 3 000 nm y 3 GHz, respectivamente). Las reflexiones de microondas pueden determinar el espesor de la capa de agua (y por tanto el peligro de deslizamiento), pero no la condición de hielo. Se pueden emplear dos frecuencias de infrarrojo para distinguir entre condiciones secas, húmedas y engelantes. También se ha demostrado la dependencia de la magnitud de la potencia reflejada en longitudes de onda de unos 2 000 nm con respecto al espesor de la capa de hielo.

El segundo método aplica técnicas de reconocimiento de patrones a la reflexión de la luz del laser en el pavimento, para distinguir entre las superficies seca y húmeda y el hielo oscuro.

6.6.3 Medición de la precipitación de niebla

La niebla consiste en gotas de agua muy pequeñas suspendidas en la atmósfera, que forman una nube en la superficie de la tierra. Las gotas de niebla tienen un diámetro del orden de 1 a 40 μm , y velocidades de caída comprendidas entre menos de 1 y 5 cm s^{-1} aproximadamente. En realidad, las velocidades de caída de las gotas de niebla son tan bajas que, incluso con vientos débiles, pueden desplazarse casi horizontalmente. En caso de niebla, la visibilidad horizontal es en general inferior a 5 km, y raramente se observa cuando la temperatura y el punto de rocío difieren en más de 2°C.

A los meteorólogos les interesa generalmente más la niebla como obstrucción para la visión que como forma de precipitación. Sin embargo, desde un punto de vista hidrológico, existen zonas forestales elevadas que experimentan frecuentes episodios de niebla como resultado de la advección de nubes sobre la superficie de la montaña, de donde, si se considera sólo la precipitación se puede subestimar notablemente la entrada de agua en la vertiente (Stadt Muller y Agudelo, 1990). Más recientemente, el reconocimiento de la niebla como fuente de

suministro de agua en zonas altas (Schemenauer y Cereceda, 1994b), y como vía de depósito de humedad (Schemenauer y Cereceda, 1991; Vong, Sigmon y Mueller, 1991) ha generado la necesidad de normalizar métodos y unidades de medición.

Se han tomado en consideración los siguientes métodos de medición de la precipitación de niebla.

En el último siglo se han hecho numerosas mediciones de la recogida de niebla por los árboles y diversos tipos de colectores, pero es difícil comparar cuantitativamente las tasas de recogida. El instrumento de medición de la niebla más utilizado consiste en un cilindro de tela metálica vertical fijado centralmente en la parte superior de un pluviómetro, de manera que esté totalmente expuesto a la libre circulación del aire. El tamaño del cilindro es de 10 cm de diámetro y 22 cm de altura, y el de la malla, de 0,2 · 0,2 cm (Grunow, 1960). Las gotas procedentes del aire cargado de humedad se depositan en la malla y caen al colector del pluviómetro, donde se miden o registran de la misma forma que la precipitación. Ese instrumento plantea algunos problemas, como su pequeño tamaño, la falta de representatividad con respecto a la vegetación, el almacenamiento de agua en las pequeñas aberturas de la malla, y la posibilidad de que la precipitación penetre directamente en la parte del pluviómetro, con lo que se confunde la medición de depósitos de niebla. Además, el cálculo de la precipitación de la niebla, sustrayendo simplemente la cantidad de lluvia en un pluviómetro estándar (Grunow, 1963) de la del colector de niebla, conduce a resultados erróneos siempre que hay viento.

Schemenauer y Cereceda (1994a) proponen un económico colector de niebla normalizado de 1 m^2 , y un equipo estándar de medición para cuantificar la importancia del depósito de niebla en el caso de zonas forestales elevadas, y para medir las posibles tasas de recogida en cordilleras desiertas o sin vegetación. El colector consiste en una placa plana de polipropileno con su base montada a 2 m del suelo. El colector está unido a un pluviómetro basculante para determinar las tasas de deposición. Cuando se realizan mediciones de la velocidad del viento junto con el colector de niebla, pueden hacerse estimaciones razonables de las proporciones de niebla y de lluvia depositadas en la placa de malla vertical. Los resultados de este colector se miden en litros de agua. Como la zona de superficie es de 1 m^2 , esto da una recogida en 1 m^{-2} .

6.7 Medición de la caída de nieve y de la capa de nieve

Los textos fidedignos sobre este tema son OMM (1994a) y OMM (1992b), que abarcan los aspectos hidrológicos, incluidos los procedimientos para estudiar la nieve en las zonas nivométricas. A continuación figura una reseña de algunos métodos sencillos y bien conocidos, así como un breve análisis de los instrumentos.

La precipitación de nieve es el espesor de la capa de nieve fresca depositada en el suelo durante un período dado (generalmente 24 horas). Por tanto, la precipitación

de nieve no comprende la deposición por arrastre eólico o la ventisca de nieve. Para mediciones del espesor, el término nieve debe comprender también el hielo granulado, el hielo liso, el granizo, y la capa de nieve formada directa o indirectamente de la precipitación. Por espesor de la nieve se entenderá normalmente el espesor total de nieve en el suelo en el momento de la observación.

El equivalente en agua de una capa de nieve es el espesor de la capa de agua que se obtendría fundiendo la capa de nieve.

6.7.1 *Espesor de la nieve caída*

Las mediciones directas del espesor de la nieve fresca en suelo abierto se hacen con una regla o escala graduada. Deben realizarse suficientes mediciones verticales, en lugares donde se considera que no hay arrastre eólico, para obtener una media representativa. Deben tomarse precauciones especiales para no medir ninguna nieve caída anteriormente. Esto puede hacerse barriando previamente una porción adecuada de terreno o cubriendo la parte superior de la superficie de la nieve antigua con un material adecuado (como madera con una superficie ligeramente rugosa, pintada de blanco) y midiendo el espesor acumulado sobre ella. En una superficie inclinada (que debe evitarse, de ser posible) las mediciones deben hacerse verticalmente con una varilla. Cuando exista una capa de nieve caída con anterioridad, no sería correcto calcular el espesor de la nieve nueva por la diferencia entre dos mediciones consecutivas del espesor de nieve total, puesto que la nieve que cae suele comprimirse y sufrir ablación. En caso de considerable arrastre eólico de nieve, es preciso efectuar un mayor número de mediciones para obtener una que sea representativa del espesor.

6.7.2 *Mediciones directas del espesor de la capa de nieve*

Las mediciones del espesor de la capa de nieve o nieve acumulada en el suelo se realizan con una regla o una varilla graduada similar, con la que se atraviesa la nieve hasta la superficie del suelo. En espacios abiertos puede resultar difícil obtener mediciones representativas del espesor con este método, puesto que la capa de nieve está sometida al arrastre eólico y a la redistribución por el viento, y puede haber capas de hielo que limiten la penetración de la regla. Hay que tratar de asegurarse de que se mide la profundidad total, incluida la de cualquier capa de hielo que pudiera existir. En cada estación de observación se efectúan y promedian varias mediciones.

Un medio apropiado para medir el espesor total de la nieve en el suelo, especialmente en regiones alejadas, es disponer cierto número de estacas de nieves, pintadas con anillos de colores diversos u otra escala adecuada. El espesor de la nieve en la estaca o dispositivo de marcación puede observarse desde puntos del suelo distantes o desde una aeronave, con prismáticos o telescopios. Las estacas deben estar pintadas de blanco para

reducir al mínimo la fusión indebida de la nieve que las rodea. Los marcadores aéreos del espesor de nieve son postes verticales (de variable longitud, según sea el espesor máximo de la nieve) con traviesas horizontales montadas a alturas fijas sobre dichos postes y orientadas con referencia al punto de observación.

El uso de un dispositivo ultrasónico y económico de determinación de la distancia para obtener mediciones del espesor fiables en estaciones automáticas es otro medio factible para la observación normalizada, tanto del espesor de la capa de nieve como de la nieve recientemente caída (Goodison y otros, 1988). Este sensor puede utilizarse para mediciones de registro automático de control de calidad, proporcionando detalles adicionales sobre el tipo, la cantidad y el momento de la precipitación. Se puede lograr una precisión de $\pm 2,5$ cm.

6.7.3 *Mediciones directas del equivalente en agua de la nieve*

El método normal para medir el equivalente en agua es la medición gravimétrica, que se realiza utilizando un tubo de nieve para obtener una muestra. Este método sirve de base para los estudios nivométricos, procedimiento común en muchos países para medir el equivalente en agua. El método consiste en fundir cada muestra y medir su contenido líquido, o bien en pesar la muestra congelada. Para fundir la muestra puede utilizarse una cantidad medida de agua cálida o una fuente de calor.

Con un muestreador de nieve apropiado pueden obtenerse muestras cilíndricas de nieve fresca, que se pesan o funden. En OMM (1994a) se describen detalles de los instrumentos y las técnicas de muestreo disponibles. Con este método puede utilizarse un pluviómetro normalizado.

Con los nivómetros se mide directamente el equivalente en agua de la nieve caída. Esencialmente, puede utilizarse también cualquier pluviógrafo para medir el equivalente en agua de la precipitación sólida. La nieve recogida con esos tipos de pluviógrafos debe pesarse o fundirse inmediatamente después de cada observación, según se describe en la sección 6.3.1.2. El pluviógrafo de ponderación capta tanto las formas sólidas de precipitación como las líquidas, y registra el equivalente en agua de la misma manera que para las formas líquidas (véase la sección 6.5.1).

El equivalente en agua de la precipitación sólida puede estimarse asimismo utilizando la capa de nieve fresca. Esta medición se convierte en equivalente en agua mediante el empleo de una densidad específica apropiada. Si bien la relación según la cual 1 cm de nieve fresca equivale a 1 mm de agua puede utilizarse con cautela para los valores medios a largo plazo, esto puede ser muy impreciso para una sola medición, pues la densidad específica de la nieve puede variar entre 0,03 y 0,4.

6.7.4 *Colchones nivométricos*

Se utilizan colchones nivométricos de varias dimensiones y materiales para medir el peso de la nieve que se acumula sobre ellos. Los colchones más comunes son planos y circulares (3,7 m de diámetro), de material cauchutado, llenos de una mezcla anticongelante de alcohol metílico y agua. El colchón se instala sobre la superficie del suelo, al mismo nivel que él o enterrado bajo una delgada capa de tierra o arena. Con el fin de impedir que se deteriore el equipo, y también para conservar la capa de nieve en su condición natural, se recomienda que el lugar de medición esté cercado. En condiciones normales, los colchones nivométricos pueden utilizarse durante diez años o más.

La presión hidrostática en el interior del colchón constituye una medida del peso de la nieve sobre el mismo. La medición de la presión hidrostática mediante un registrador del nivel del líquido por flotador o, mediante un transductor de presión, constituye un método de registro continuo del equivalente en agua de la capa de nieve. Las variaciones de precisión de las mediciones pueden deberse a cambios de temperatura. En una capa de nieve poco profunda, los cambios diurnos de temperatura pueden originar la expansión o contracción del fluido en el colchón, lo que da indicaciones espurias de la caída de nieve o la fusión de nieve. En zonas de grandes montañas, las fluctuaciones de la temperatura diurna no son importantes, salvo al comienzo y al fin de la estación de nieves. El tubo de acceso y el equipo de medición deben instalarse en una garita con temperatura controlada o en el suelo, para reducir los efectos de la temperatura.

Pueden instalarse sistemas de acopio de datos *in situ* y/o de telemetría, para proporcionar mediciones continuas del equivalente en agua de nieve, por medio de registradores de banda o digitales.

Las mediciones de los colchones nivométricos difieren de las efectuadas con los tubos normales de muestreo, especialmente durante el período de deshielo. Son muy seguras cuando la capa de nieve no contiene capas de hielo que pueden provocar la formación de "puentes" por encima de los colchones.

La comparación del equivalente en agua de la nieve determinado mediante colchones nivométricos, con las mediciones efectuadas por el método normal de pesada, indica que las diferencias pueden ser de un 5 a un 10 por ciento.

6.7.5 *Nivómetros por radioisótopos*

Los nivómetros nucleares miden el total de equivalente en agua de la capa de nieve y/o proporcionan un perfil de densidad. Se trata de métodos no destructivos de muestreo, adaptables a los sistemas de registro *in situ* y/o de telemetría. Casi todos los sistemas funcionan sobre la base del principio de que el agua, la nieve y el hielo atenúan la radiación. Lo mismo que con otros métodos de medición por puntos, el emplazamiento en una

ubicación representativa es fundamental para interpretar y aplicar mediciones por puntos como índices zonales.

Los nivómetros utilizados para medir el contenido total de agua consisten en un detector de radiación y una fuente, natural o artificial. Una parte (por ejemplo, detector/fuente) del sistema se encuentra en la base de la acumulación de nieve, y la otra a una altura mayor que el máximo previsto del espesor de nieve. Al acumularse la nieve, la velocidad de cómputo disminuye en proporción al equivalente en agua de la reserva de nieve. Los sistemas que utilizan una fuente de radiación artificial se emplean en ubicaciones fijas, para obtener mediciones únicamente de ese emplazamiento. Un sistema que utiliza uranio natural como fuente anular en torno a un solo buscapolos se ha empleado con éxito para medir acumulaciones de hasta 500 mm en equivalente de agua, o 150 cm de espesor.

Un nivómetro radiactivo de perfilación situado en un lugar fijo proporciona datos sobre el equivalente total en agua de la nieve y la densidad, y permite estudiar con precisión los movimientos de agua y los cambios de densidad que se producen con el tiempo en una acumulación de nieve (Armstrong, 1976). Dicho nivómetro consiste en dos tubos paralelos, de acceso vertical separados por aproximadamente 66 cm, que se elevan desde una base de cemento en el suelo hasta una altura superior al máximo previsto del espesor de la nieve. En uno de los tubos se suspende una fuente de rayos gamma, y en el otro un detector de centelleo de rayos gamma, unido a un tubo fotomultiplicador. La fuente y el detector se disponen a la misma profundidad en el interior de la capa de nieve, y se efectúa una medición. Los perfiles de densidad vertical de la capa de nieve se obtienen efectuando mediciones a incrementos de unos 2 cm de profundidad. Un nivómetro portátil (Young, 1976), que mide la densidad de la capa por retrodispersión en vez de transmisión de los rayos gamma, ofrece una alternativa práctica a la excavación de profundos hoyos de nieve, en tanto que la portabilidad del instrumento permite evaluar las variaciones de densidad zonales y el equivalente en agua.

6.7.6 *Radiación gamma natural*

El método de medición de la nieve por radiación gamma se funda en la atenuación ejercida por la nieve en la radiación gamma procedente de elementos radiactivos naturales existentes en la capa superior del suelo. Cuanto mayor sea el equivalente en agua de la nieve, mayor será la atenuación de la radiación. Los estudios gamma terrestres pueden consistir en una medición puntual en un lugar alejado, una serie de mediciones puntuales, o una línea transversal seleccionada sobre una región (Loijens, 1975). El método puede utilizarse igualmente en aeronaves. El equipo comprende un espectrómetro de rayos gamma portátil que emplea un pequeño cristal de centelleo para medir los rayos en un amplio espectro y en tres ventanas espectrales (a saber, emisiones de potasio, uranio y torio). Con este método,

hay que efectuar mediciones de los niveles gamma en el punto o a lo largo de la línea transversal previa a la capa de nieve. Para obtener estimaciones absolutas del equivalente en agua de la nieve, es preciso corregir las lecturas a fin de tener en cuenta los cambios en la humedad de la capa superior del suelo, entre los 10 y 20 cm, así como las variaciones en la radiación de fondo resultantes de los rayos cósmicos, la deriva de los instrumentos, y la eliminación de gas radón (que es una fuente de radiación gamma) mediante la precipitación, con la consiguiente acumulación en el suelo o la nieve. También para determinar la relación entre las velocidades de cómputo del espectrómetro y el equivalente en agua hay que efectuar primero mediciones complementarias del equivalente en agua de la nieve. La norma de referencia común son las efectuadas con un tubo de nieve.

El método gamma natural puede utilizarse para acumulaciones de nieve con un equivalente en agua de 300 mm; con correcciones apropiadas, su precisión es de ± 20 mm. La ventaja de este método con respecto al empleo de fuentes de radiación artificiales es que no existe riesgo de radiación.

Referencias

- Armstrong, R. L., 1976: The application of isotopic profiling snow-gauge data to avalanche research. *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*, Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 12-19.
- Goodison, B. E., y otros, 1988: The Canadian automatic snow depth sensor: a performance update. *Proceedings of the Fifth-sixth Annual Western Snow Conference*, Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 178-181.
- Goodison, B. E., Sevruk, B. y Klemm, S., 1989: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Objectives, Methodology and Analysis. En: *International Association of Hydrological Sciences, 1989: Atmospheric deposition. Proceedings, Baltimore Symposium, May, IAHS Publication No. 179*, Wallingford.
- Goodison, B. E. y otros. *The WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison* (se publicará).
- Grunow, J., 1960: The productiveness of fog precipitation in relation to the cloud droplet spectrum: physics of precipitation. Geophysical Monograph. No. 5, *Proceedings of the Cloud Physics Conference*, Woods Hole, Massachusetts, 1959, American Geophysical Union Publication. No. 746, págs. 110-117.
- Grunow, J., 1963: *Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode*. International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly, Berkeley, California, 19-31 Agosto 1963, International Association of Scientific Hydrology Publication No. 65, págs. 324-342.
- Loijens, H. S., 1975: Measurements of snow water equivalent and soil moisture by natural gamma radiation. *Proceedings of the Canadian Hydrological Symposium-75*, 11-14 Agosto 1975, Winnipeg, págs. 43-50.
- Organización Meteorológica Mundial, 1972: Evaporation losses from storage gauges. *Papers Presented at the Symposium on Distribution of Precipitation in Mountainous Areas* (B. Sevruk). Geilo Symposium, Noruega, 31 de julio-5 de agosto de 1972, Volumen II, WMO-No. 326, Ginebra, págs. 96-102.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (B. Sevruk). Operational Hydrology Report No. 21, WMO-No. 589, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1984: *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (B. Sevruk y W. R. Hamon). Instruments and Observing Methods Report No. 17, WMO/TD-No. 38, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985: *International Organizing Committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*. Final report of the first session (distribuido sólo a los participantes), Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Papers Presented at the Workshop on the Correction of Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.). Zurich, Suiza, 1º a 3 de abril de 1985, Instruments and Observing Methods Report No. 25, WMO/TD-No. 104, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989a: *Catalogue of National Standard Precipitation Gauges* (B. Sevruk y S. Klemm). Instruments and Observing Methods Report No. 39, WMO/TD-No. 313, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989b: *Papers Presented at the International Workshop on Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.). St. Moritz, Suiza, 3 a 7 de diciembre de 1989, WMO Instruments and Observing Methods Report No. 48, WMO/TD-No. 328, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992a: *Report on the Measurement of Leaf Wetness* (R. R. Getz). Agricultural Meteorology Report No. 38, WMO/TD-No. 478, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992b: *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (B. Sevruk, ed.). Operational Hydrology Report No. 35, WMO-No. 749, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994a: *Guide to Hydrological Practices*. Quinta edición, WMO-No. 168, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994b: *Papers Presented at the WMO Technical Conference on*

- Instruments and Methods of Observation (TECO-94)* (Goodison, y otros). Ginebra, 28 de febrero-7 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994c: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Preliminary Results (B. E. Goodison, y otros). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Ginebra, 28 de febrero-7 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra.
- Rinehart, R. E., 1983: Out-of level instruments: errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, págs. 1404-1415.
- Schemenauer, R. S. y Cereceda, P., 1991: Fog water collection in arid coastal locations. *Ambio*, Volumen 20, Número 7, págs. 303-308.
- Schemenauer, R. S. y Cereceda, P., 1994a: A proposed standard fog collector for use in high elevation regions. *Journal of Applied Meteorology*, Volumen 33, Número 11, págs. 1313-1322.
- Schemenauer, R. S. y Cereceda, P., 1994b: Fog collection's role in water planning for developing countries. *Natural Resources Forum*, Volumen 18, Número 2, págs. 91-100.
- Sevruk, B., 1984: Comments on "Out-of-level instruments: errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements". *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, págs. 988-989.
- Sevruk, B. y Zahlavova, L., 1994: Classification system of precipitation gauge site exposure: evaluation and application. *International Journal of Climatology*, 14, págs. 681-689.
- Slovak Hydrometeorological Institute y Swiss Federal Institute of Technology, 1993: Precipitation measurement and quality control. *Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation* (B. Sevruk y M. Lapin, eds.). Bratislava, 20-24 Septiembre 1993, Volumen I, Bratislava y Zurich.
- Smith, J. L., Halverson, H. G. y Jones, R. A., 1972: *Central Sierra Profiling Snowgauge: A Guide to Fabrication and Operation*. USAEC Report TID-25986, National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Stadtmuller, T. y Agudelo, N., 1990: Amount and variability of cloud moisture input in a tropical cloud forest. *Proceedings, Lausanne Symposia*, agosto/noviembre, IAHS Publication No. 193, Wallingford.
- Vong, R. J., Sigmon, J. T. and Mueller, S. F., 1991: Cloud water deposition to Appalachian forests. *Environmental Science and Technology*, 25, págs. 1014-1021.
- Young, G. J., 1976: A portable profiling snow-gauge: results of field tests on glaciers. *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*, Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 7-11.

ANEXO 6.A

EMPLAZAMIENTOS PARA LA INTERCOMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en su undécima reunión, celebrada en 1994, hizo la siguiente declaración sobre los emplazamientos para la intercomparación de la precipitación.

La Comisión reconoció la utilidad de los emplazamientos o centros nacionales de medición de la precipitación en los que puedan evaluarse los instrumentos y métodos de observación de la precipitación pasados, presentes y futuros sobre la base de las actuales estaciones de evaluación.

Dichas estaciones deberían:

- a) utilizar las configuraciones de medidores de la precipitación recomendadas por la OMM para la lluvia (pluviómetro enterrado) y la nieve (Referencia de Intercomparación de Doble Cerca (RIDC)). La instalación y el funcionamiento seguirán las especificaciones formuladas por las comparaciones de la OMM de instrumentos sobre la precipitación. Cuando sólo se obtienen datos para medir la lluvia no es necesaria una instalación conforme al RIDC;
- b) emplear tipos antiguos, actuales y nuevos de pluviómetros para el registro de la precipitación, u otros métodos de observación con arreglo a los procedimientos corrientes de funcionamiento y evaluar la exactitud y rendimiento comparándolos con los instrumentos de referencia recomendados por la OMM;
- c) realizar mediciones meteorológicas auxiliares que hagan posible la elaboración y realización de pruebas de aplicación de los procedimientos de corrección de datos sobre la precipitación;
- d) realizar el control de la calidad de los datos y archivar todos los datos concernientes a la intercomparación de la precipitación, y en particular los relativos a las observaciones meteorológicas y a los metadatos, en un formato fácilmente aceptable, de preferencia digital;
- e) funcionar ininterrumpidamente durante diez años como mínimo;
- f) poner a prueba todos los procedimientos de corrección de los datos relativos a la precipitación disponibles (especialmente los que se describen en los informes finales de las intercomparaciones de la OMM) sobre la medición de la precipitación líquida y sólida;
- g) facilitar la realización de estudios e investigación sobre las mediciones de la precipitación. No se espera que los centros se encarguen de la calibración o verificación de los instrumentos. Deberían formular recomendaciones sobre las normas nacionales de observación y deberían asimismo evaluar el impacto de los cambios de métodos de observación sobre la homogeneidad de las series temporales de precipitación en la región. El emplazamiento sería una norma de referencia para la calibración y validación de las observaciones de la precipitación realizadas por teledetección o radar.

ANEXO 6.B

PROCEDIMIENTOS QUE SE SUGIEREN PARA LA CORRECCIÓN DE LAS MEDICIONES DE LA PRECIPITACIÓN

La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en su undécima reunión, celebrada en 1994, hizo la siguiente declaración sobre los procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación.

Los métodos de corrección se basan en conceptos físicos simplificados presentados anteriormente en la *Investigación sobre el desarrollo de instrumentos* (Informe N° 24 sobre Instrumentos y Métodos de Observación, OMM/DT-N° 231). Estos métodos dependen del tipo de medidor de la precipitación utilizado. El efecto del viento en un tipo determinado de medidor de la precipitación ha sido evaluado utilizando mediciones de la intercomparación con los medidores de referencia de la OMM: el pluviómetro enterrado para la lluvia y la RIDC para la nieve, según se presenta en la *Comparación internacional de los indicadores de la precipitación nacional en relación a un tipo de medidor sobre Instrumentos y Métodos de Observación* (Informe N° 17, OMM/DT-N° 38) y en los resultados preliminares de la Intercomparación de la OMM de mediciones de la precipitación sólida. La reducción de la velocidad del viento al nivel del orificio del pluviómetro debería efectuarse aplicando la fórmula siguiente:

$$u_{hp} = (\log hz_0^{-1}) \cdot (\log Hz_0^{-1})^{-1} \cdot (1 - 0.024\alpha) u_H$$

en la que u_{hp} es la velocidad del viento al nivel del orificio del pluviómetro; h es la altura del orificio del pluviómetro sobre el suelo; z_0 es la longitud de rugosidad (0,01 m para el invierno y 0,03 m para el verano), H es la altura del instrumento de medición de la velocidad del viento sobre el suelo; u_H es la velocidad del viento medida a la altura H sobre el suelo; y α es el ángulo vertical medio de los obstáculos que circundan el medidor de precipitación. Esto último depende de la exposición del emplazamiento del medidor de precipitación y puede

basarse ya sea en el valor medio de las mediciones directas, en una de las ocho principales direcciones de la rosa de los vientos del ángulo vertical de los obstáculos (en 360 grados) que circundan el medidor de precipitaciones, o en la clasificación de la exposición utilizando metadatos almacenados en los archivos de los servicios meteorológicos. Las clases son las siguientes:

Clase	Ángulo	Descripción
Emplazamiento expuesto	0-5	Sólo pocos pequeños obstáculos tales como matorrales, grupo de árboles, una casa
Emplazamiento principalmente expuesto	6-12	Pequeños grupos de árboles, matorrales, o una o dos casas
Emplazamiento principalmente protegido	13-19	Parques, linderos de bosques, centros de aldeas, granjas, grupo de casas, terrenos
Emplazamiento protegido	20-26	Bosque joven, pequeño claro de bosque, parque con árboles grandes, centros urbanos, valles profundos y angostos, terreno muy accidentado, sotavento de colinas altas

Las pérdidas por humidificación se producen con la humidificación de las paredes interiores del medidor de precipitación. Éstas dependen de la forma y del material del medidor, así como del tipo y frecuencia de la precipitación. Por ejemplo, cuando se trata del medidor de precipitación Hellmann, ascienden a un promedio de 0,3 mm en un día de lluvia y a 0,15 mm en un día de nieve; los valores respectivos del medidor Tretyakov son de 0,2 mm y 0,1 mm. La información sobre las pérdidas por humidificación para otros tipos de medidores puede hallarse en *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (OMM-No. 589).

CAPÍTULO 7 — MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN

	<i>Página</i>
7.1	Generalidades..... I.7-1
7.1.1	Definiciones I.7-1
7.1.2	Unidades y escalas I.7-1
7.1.2.1	Unidades I.7-1
7.1.2.2	Normalización..... I.7-2
7.1.3	Requisitos meteorológicos I.7-2
7.1.3.1	Datos que deben registrarse I.7-2
7.1.3.2	Exactitud I.7-2
7.1.3.3	Muestreo y registro I.7-3
7.1.3.4	Tiempos de observación..... I.7-3
7.1.4	Métodos de medición..... I.7-3
7.2	Medición de la radiación solar directa I.7-3
7.2.1	Radiación solar directa total..... I.7-5
7.2.1.1	Pirheliómetro patrón primario..... I.7-5
7.2.1.2	Pirheliómetro patrón secundario I.7-6
7.2.1.3	Pirheliómetros utilizados sobre el terreno..... I.7-7
7.2.1.4	Calibración de los pirheliómetros I.7-7
7.2.2	Mediciones espectrales de la radiación solar directa y medición de la turbiedad atmosférica I.7-7
7.2.2.1	Pirheliometría de banda ancha I.7-8
7.2.2.2	Fotometría solar y turbiedad atmosférica I.7-8
7.2.3	Exposición..... I.7-9
7.3	Medición de la radiación global y difusa..... I.7-9
7.3.1	Calibración de los piranómetros I.7-10
7.3.1.1	Comparación con un pirheliómetro patrón y con un piranómetro cubierto..... I.7-11
7.3.1.2	Comparación con un pirheliómetro patrón I.7-11
7.3.1.3	Comparación con un piranómetro de referencia I.7-12
7.3.1.4	Comparación en el laboratorio..... I.7-12
7.3.1.5	Controles de rutina de los factores de calibración I.7-12
7.3.2	Funcionamiento de los piranómetros I.7-13
7.3.2.1	Nivelación del sensor I.7-13
7.3.2.2	Cambio de la sensibilidad debido a variaciones de la temperatura ambiente..... I.7-13
7.3.2.3	Variaciones de la respuesta en función de la posición del instrumento I.7-13
7.3.2.4	Variaciones de la respuesta en función del ángulo de incidencia I.7-13
7.3.2.5	Incertidumbres en los totales horarios y diarios I.7-13
7.3.3	Instalación y cuidado de los piranómetros..... I.7-14
7.3.3.1	Corrección para obstáculos en un horizonte libre..... I.7-14
7.3.3.2	Instalación de piranómetros para medir la radiación global I.7-15
7.3.3.3	Instalación de piranómetros para medir la radiación difusa I.7-15
7.3.3.4	Instalación de piranómetros para medir la radiación reflejada I.7-16
7.3.3.5	Cuidado de los piranómetros I.7-16
7.3.3.6	Instalación y cuidado de los piranómetros sobre plataformas especiales I.7-16
7.4	Medición de la radiación total y de onda larga I.7-16
7.4.1	Instrumentos para medir la radiación total..... I.7-16
7.4.2	Calibración de pirradiómetros y pirradiómetros diferenciales..... I.7-17
7.4.3	Instrumentos para medir la radiación de onda larga I.7-17
7.4.4	Instalación de pirradiómetros y pirogeómetros..... I.7-20
7.4.5	Registro y reducción de datos I.7-20
7.5	Medición de magnitudes de radiaciones especiales..... I.7-20
7.5.1	Medición de la luz diurna I.7-20
7.5.1.1	Instrumentos..... I.7-21
7.5.1.2	Calibración..... I.7-21
7.5.1.3	Registro y reducción de datos I.7-22
7.6	Medición de la radiación ultravioleta (UV)..... I.7-22
7.6.1	Instrumentos..... I.7-23

	<i>Página</i>
7.6.1.1	Sensores de banda ancha..... I.7-23
7.6.1.2	Sensores de banda estrecha..... I.7-23
7.6.1.3	Espectrómetros..... I.7-24
7.6.2	Calibración..... I.7-24
Referencias I.7-25
Anexo 7.A	Nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas I.7-27
Anexo 7.B	Magnitudes meteorológicas de radiación, símbolos y definiciones..... I.7-29
Anexo 7.C	Requisitos que deben reunir los Centros radiométricos mundiales, regionales y nacionales .. I.7-30
Anexo 7.D	Fórmulas útiles..... I.7-32
Anexo 7.E	Radiación celeste difusa — correcciones para un anillo de sombra..... I.7-34

MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN

7.1 Generalidades

Los diversos flujos de radiación recibidos o emitidos por la superficie terrestre son algunas de las variables más importantes de la economía térmica del globo terráqueo considerado en su totalidad, o de cualquier punto de la superficie terrestre o de la atmósfera. Las mediciones de la radiación se emplean para:

- a) estudiar las transformaciones de la energía en el sistema Tierra/atmósfera, así como sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio;
- b) analizar las propiedades y la distribución de los componentes de la atmósfera, como los aerosoles, el vapor de agua, el ozono, etc.;
- c) estudiar la distribución y las variaciones de la radiación incidente, reflejada y neta;
- d) responder a las necesidades de la biología, la medicina, la agricultura, la arquitectura y la industria, en materia de radiación;
- e) verificar las mediciones de la radiación efectuadas por satélite, así como los algoritmos utilizados.

Para estas aplicaciones se requieren series periódicas de datos de los componentes de la radiación solar y terrestre en la superficie, recopiladas por una vasta red de observación, y resultados de las mediciones representativas de la radiación neta. Además de la publicación de las series de valores, recopiladas por las diversas estaciones de observación, es indispensable establecer climatologías muy completas de la radiación para evaluar de manera más precisa las variaciones diarias y estacionales de las distintas componentes radiativas del balance térmico general y, en consecuencia, comprender mejor su relación con otros elementos meteorológicos.

En OMM (1986*b*) figuran informaciones muy útiles sobre las mediciones de la radiación y el funcionamiento y diseño de redes de estaciones radiométricas, así como una descripción de los principios científicos en los que se basan las mediciones, e indicaciones sobre el control de calidad, que es el elemento más importante en las mediciones de la radiación.

Conforme a la práctica corriente en esta esfera, los errores y las incertidumbres figuran en el presente capítulo como magnitudes de la media cuadrática (RMS).

7.1.1 Definiciones

El anexo 7.A contiene una nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas, basada en las definiciones recomendadas por la Comisión de Radiación de la Asociación Internacional de Meteorología y Ciencias de la Atmósfera (AIMCA) y por la Comisión Internacional de Iluminación (CIE). En el anexo 7.B figuran las magnitudes, las definiciones y los símbolos relativos a la radiación utilizados en aplicaciones meteorológicas.

Las magnitudes radiativas se clasifican en dos grupos según su origen, a saber, la radiación solar y la radiación terrestre.

La radiación solar es la energía emitida por el Sol. La radiación solar que incide en el límite de la atmósfera terrestre se denomina radiación solar extraterrestre; el 97 por ciento de la misma se halla dentro del intervalo espectral comprendido entre 0,29 y 3,00 μm y se denomina radiación de onda corta. Una parte de la radiación solar extraterrestre penetra a través de la atmósfera y llega a la superficie terrestre, mientras que otra parte se dispersa y/o es absorbida en la atmósfera por las moléculas gaseosas, las partículas de aerosoles y las gotas de agua y cristales de hielo presentes en las nubes.

La radiación terrestre es la energía electromagnética de onda larga emitida por la superficie terrestre y por los gases, los aerosoles y las nubes de la atmósfera, y es también parcialmente absorbida en la atmósfera. Para una temperatura de 300 K, el 99,99 por ciento de energía de la radiación terrestre posee una longitud de onda superior a 3.000 nm y alrededor del 99 por ciento una longitud de onda superior a los 5.000 nm. Para temperaturas inferiores, el espectro se desvía hacia ondas de longitud mayor.

Teniendo en cuenta que las distribuciones espectrales de la radiación solar y terrestre apenas se superponen, con frecuencia, se las puede tratar por separado en mediciones y cálculos. En meteorología, la suma de los dos tipos de radiación se denomina radiación total.

La luz es la radiación visible por el ojo humano. El intervalo espectral de la radiación visible se define por el rendimiento luminoso espectral para un observador de referencia. El límite inferior está situado entre 360 y 400 nm y el límite superior entre 760 y 830 nm (CIE, 1987*a*). De esta manera, el 99 por ciento de la radiación visible está comprendida entre 400 y 730 nm. La radiación cuya longitud de onda es inferior a 400 nm se denomina ultravioleta, y la de longitud de onda superior a 800 nm, radiación infrarroja. La gama de radiación ultravioleta se divide a veces en tres regiones (IEC, 1987):

UV-A:	315... 400 nm
UV-B:	280... 315 nm
UV-C:	100... 280 nm

7.1.2 Unidades y escalas

7.1.2.1 UNIDADES

Para representar las variables meteorológicas de la radiación es preferible utilizar el Sistema Internacional de Unidades (SI). En los anexos 7.A y 7.B figura una lista general de las unidades.

7.1.2.2 NORMALIZACIÓN

Los Centros Radiométricos Mundiales, Regionales y Nacionales, cuyas especificaciones figuran en el anexo 7.C, tienen la responsabilidad de calibrar los instrumentos radiométricos. Además, el Centro Radiométrico Mundial de Davos está encargado del mantenimiento de la referencia básica, o sea el Grupo Mundial de Normalización (GMN) de instrumentos, que se utiliza para establecer la Referencia Radiométrica Mundial (RRM). En el curso de las comparaciones internacionales, que se organizan cada cinco años, los instrumentos patrón de los centros regionales se comparan con el GMN, y sus factores de calibración se ajustan a la RRM. Éstos, a su vez, se utilizan para transferir la RRM periódicamente a los centros nacionales, que calibran los instrumentos de su red utilizando sus propios instrumentos de referencia.

DEFINICIÓN DE LA REFERENCIA RADIOMÉTRICA MUNDIAL (RRM)

En el pasado, se utilizaron en meteorología diversas referencias o escalas radiométricas, a saber: la Escala de Ångström de 1905, la Escala Smithsonian de 1913 y la Escala Pirheliométrica Internacional de 1956 (IPS). Gracias al progreso alcanzado en el ámbito de la radiometría absoluta, se ha mejorado mucho la exactitud de las mediciones de la radiación. Los resultados de numerosas comparaciones efectuadas entre 15 pirheliómetros absolutos de 10 tipos diferentes sirvieron de base para definir una RRM. Las antiguas escalas pueden transformarse en la RRM utilizando los siguientes factores de conversión:

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala de Ångström de 1905}} = 1,026$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala Smithsonian de 1913}} = 0,977$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{IPS de 1956}} = 1,022$$

Está admitido que la RRM representa las unidades físicas de la irradiancia total, con una incertidumbre inferior a $\pm 0,3$ por ciento (RMS) del valor medido.

REALIZACIÓN DE LA RRM. GRUPO MUNDIAL DE NORMALIZACIÓN (GMN)

Para garantizar a largo plazo la estabilidad de la nueva referencia se utiliza el GMN, compuesto de, al menos, cuatro pirheliómetros absolutos de diseño diferente. En el momento de incorporar los instrumentos a este grupo, se les asigna un factor de reducción para corregir sus indicaciones en función de la RRM. Para formar parte de este grupo, un radiómetro debe cumplir los siguientes requisitos:

- la estabilidad a largo plazo debe ser superior a $\pm 0,2$ por ciento del valor medido;
- la exactitud y la precisión del instrumento deben situarse dentro de los límites de incertidumbre de la RRM ($\pm 0,3$ por ciento);
- el instrumento ha de ser de diseño distinto al de los otros instrumentos del GMN.

Para verificar los criterios de estabilidad, los instrumentos del GMN se comparan entre sí al menos una vez al año. Estos instrumentos se encuentran en el Centro Radiométrico Mundial, en Davos.

CÁLCULO DE LOS VALORES DE LA RRM

Para calibrar un instrumento radiométrico se utilizan como referencia las lecturas de uno de los instrumentos del GMN, o las de otro que se haya calibrado directamente con uno de los instrumentos del Grupo. En las comparaciones internacionales, el valor representativo de la RRM se obtiene calculando la media de las mediciones de al menos tres instrumentos del GMN. Los valores de la RRM se establecen aplicando a las lecturas de cada instrumento del GMN el factor de corrección que le fue asignado al ser incorporado al Grupo.

7.1.3 Requisitos meteorológicos

7.1.3.1 DATOS QUE DEBEN REGISTRARSE

La irradiancia y la exposición radiante son las magnitudes que más se registran y archivan, con promedios y totales calculados en una hora. Se utilizan también datos de períodos más cortos, hasta de un minuto, e incluso décimas de segundo (para algunas aplicaciones de energía), así como totales diarios. En climatología, se requieren mediciones de la radiación solar directa efectuadas a horas fijas, en tiempo solar o verdadero, o a valores constantes de la masa de aire. Las mediciones de la turbiedad atmosférica deben hacerse con tiempos de respuesta muy cortos para reducir las incertidumbres asociadas a las variaciones de la masa de aire.

Para las mediciones de la radiación, es particularmente importante registrar y comunicar la información sobre las circunstancias en que se realizaron las observaciones, por ejemplo, el tipo y la trazabilidad del instrumento, sus antecedentes de calibración, así como su ubicación, exposición e historial de mantenimiento.

7.1.3.2 EXACTITUD

En el Capítulo 1 de la Parte I, figura un resumen de los requisitos en materia de exactitud para medir la radiación neta. Con relación a la exposición radiante, las exigencias de la OMM para las mediciones destinadas a los intercambios internacionales son de $\pm 0,4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para valores $\leq 8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y de ± 5 por ciento para valores $> 8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. La exactitud que podría obtenerse es de ± 5 por ciento.

Para otras magnitudes de radiación no existen criterios aprobados oficialmente, aunque en este capítulo hay más información referida a los diversos tipos de mediciones. Cabe señalar que en la práctica, generalmente, es difícil obtener mediciones de buena calidad, y para las operaciones de rutina sólo pueden lograrse con equipo moderno. Algunos de los sistemas de medición que se utilizan no están a la altura de las mejores prácticas, pero su modesto desempeño es aceptable para numerosas aplicaciones. No obstante, cada vez más se exigen datos de mayor calidad.

7.1.3.3 MUESTREO Y REGISTRO

La mejor manera de satisfacer las necesidades de exactitud es realizando observaciones cada minuto, incluso cuando los datos que finalmente se registrarán sean totales integrados para períodos de hasta una hora o más. Los datos sencillos de un minuto pueden ser totales integrados, o un flujo medio calculado entre seis o más muestras. Se prefieren los sistemas de datos digitales. Conviene utilizar menos las cartas de registros y otros tipos de integradores, que son más difíciles de mantener a un nivel apropiado de exactitud.

7.1.3.4 TIEMPOS DE OBSERVACIÓN

En una red mundial de mediciones de la radiación es importante que los datos sean homogéneos no sólo en cuanto a la calibración sino también con respecto a los momentos en que se efectúa la observación. Por lo tanto, todas las mediciones de la radiación deben referirse a lo que se conoce en algunos países como Tiempo Local Aparente y en otros como Tiempo Solar Verdadero. No obstante, para los sistemas automáticos se prefiere utilizar el Tiempo Patrón o Universal, debido a la facilidad de su empleo, pero es aceptable únicamente si la reducción de los datos al Tiempo Solar Verdadero no introduce una pérdida importante de información (es decir, si la frecuencia de toma de datos es suficientemente alta, como se indica en la sección 7.1.3.3). Para la conversión de Tiempo Universal a Tiempo Solar, véanse las fórmulas útiles que figuran en el anexo 7.D.

7.1.4 Métodos de medición

Los radiómetros meteorológicos se pueden clasificar según diversos criterios: el tipo de variable que se pretende medir, el campo de visión, la respuesta espectral, el empleo principal a que se destina, etc. La clasificación más aceptada es la que figura en el Cuadro 7.1 y en los apartados *a*) a *h*) que se muestran a continuación, donde se indican algunas características de los instrumentos. En las secciones 7.2 a 7.4 se describen los instrumentos y sus funcionamientos. En una publicación de la OMM (1986*b*) figura una lista detallada de los instrumentos y los principios según los cuales funcionan.

Los radiómetros absolutos se autocalibran, es decir que la radiación que incide sobre el sensor se reemplaza por una corriente eléctrica que puede medirse con exactitud. Sin embargo, como la sustitución no puede ser absolutamente perfecta, la desviación con relación al caso ideal es la que determina el grado de incertidumbre de la medición de la radiación.

No obstante, la mayoría de los sensores empleados para medir la radiación no son absolutos y deben calibrarse con un instrumento absoluto. En ese caso, la exactitud del valor medido depende de los siguientes factores, que deben ser conocidos para un instrumento cuyas características técnicas estén bien establecidas:

- a) la resolución, o sea la variación más pequeña de la magnitud de radiación que pueda detectar el instrumento;

- b) las desviaciones de la sensibilidad a largo plazo (es decir, la relación entre la señal eléctrica de salida y la irradiancia aplicada), por ejemplo, la máxima variación posible en un año;
- c) las variaciones de la sensibilidad debidas a alteraciones de variables ambientales como la temperatura, la humedad, la presión, el viento, etc.;
- d) la no linealidad de la respuesta, es decir las variaciones en la sensibilidad relacionadas con las variaciones en la irradiancia;
- e) la desviación de la respuesta espectral con respecto a un estado inicial, por ejemplo, el ennegrecimiento de la superficie receptora, el efecto de la ventana de abertura, etc.;
- f) la desviación de la respuesta direccional con respecto a un valor esperado, es decir, respuesta cosenoidal y la respuesta azimutal;
- g) el tiempo de respuesta del instrumento o del sistema de medición;
- h) las incertidumbres en el equipo auxiliar.

Se deben seleccionar los instrumentos en función del empleo final. Algunos instrumentos funcionan mejor en determinados climas, irradiancias y posiciones del Sol.

7.2 Medición de la radiación solar directa

La radiación solar directa se mide con el pirheliómetro, cuyas superficies receptoras se disponen normalmente en dirección de los rayos solares incidentes. Gracias al empleo de aberturas, sólo se mide la radiación procedente del Sol y de una región anular estrecha del cielo muy próxima al astro. Los instrumentos modernos interceptan esta región en un semiángulo de unos $2,5^\circ$ a partir del centro del disco solar en ciertos modelos, por ejemplo el actinómetro de Linke Fuessner, y de unos 5° , por ejemplo el AT-50 (que corresponden, respectivamente a $5 \cdot 10^{-3}$ y a $5 \cdot 10^{-2}$ estereorradianes (sr)). El soporte del pirheliómetro debe permitir un ajuste rápido y gradual del azimut y de los ángulos de elevación. Generalmente, el instrumento está dotado de un visor en el que un pequeño punto luminoso coincide con una marca situada en el centro del objetivo cuando la superficie receptora se halla en posición exactamente normal respecto del haz solar directo. Para realizar registros continuos se aconseja utilizar equipos de seguimiento automático del Sol.

Por cuanto se refiere a la geometría del campo visual del pirheliómetro, para los nuevos diseños de instrumentos que miden la radiación solar directa se recomienda que el semiángulo de abertura sea de $2,5^\circ$ ($5 \cdot 10^{-3}$ sr) y el ángulo de inclinación de 1° . La definición de estos ángulos se indica en la Figura 7.1. Al comparar instrumentos diseñados con diferentes geometrías de campo visual, debe tenerse en cuenta que la intensidad de la aureola influirá en las lecturas tanto más cuanto mayor sea el ángulo de abertura. Para una masa de aire de 1,0 la diferencia entre las dos aberturas anteriormente mencionadas podría ser hasta del 2 por ciento.

CUADRO 7.1

Instrumentos meteorológicos para medir la radiación

Clasificación del instrumento	Parámetro que se desea medir	Uso principal	Ángulo de visión (estereorradianes) (Véase la Figura 7.1)
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa	Patrón primario	5×10^{-3} (aprox. $2,5^\circ$ de semiángulo)
Pirheliómetro	Radiación solar directa	a) Patrón secundario para calibraciones b) Red	5×10^{-3} a $2,5 \times 10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación solar directa en bandas espectrales anchas (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	5×10^{-3} a $2,5 \times 10^{-2}$
Fotómetro solar	Radiación solar directa en bandas espectrales estrechas (por ej. a 500 $\pm 2,5$ nm, 368 $\pm 2,5$ nm)	a) Patrón b) Red	1×10^{-3} a 1×10^{-2} (aprox. $2,3^\circ$ de ángulo total)
Piranómetro	a) Radiación global b) Radiación difusa c) Radiación solar reflejada	a) Patrón de trabajo b) Red	2π
Piranómetro espectral	Radiación global en intervalos espectrales de banda anchas (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	2π
Piranómetro diferencial	Radiación global neta	a) Patrón de trabajo b) Red	4π
Pirogeómetro	a) Radiación de onda larga (sensor hacia abajo) b) Radiación de onda larga descendente (sensor hacia arriba)	Red	2π
Pirradiómetro	Radiación total	Patrón de trabajo	2π
Pirradiómetro diferencial	Radiación total neta	Red	4π

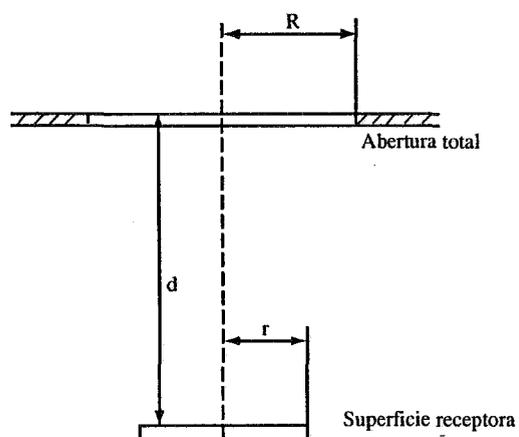


Figura 7.1 — Geometría del campo visual. Semiángulo de apertura $\arctan R/d$. Ángulo de inclinación $\arctan (R-r)/d$.

En climatología, se requieren valores instantáneos de la radiación solar directa a horas fijas, en tiempo solar verdadero, o a valores fijos de la masa de aire; estos datos se obtienen regularmente en las estaciones de una red de observación de la radiación solar.

A fin de realizar comparaciones climatológicas de la radiación solar directa durante las diversas estaciones, podría ser necesario reducir todos los datos a una distancia media entre el Sol y la Tierra:

$$S_N = S/R^2 \quad (7.1)$$

donde S_N es la radiación solar normalizada para la distancia media entre el Sol y la Tierra, definida como una unidad astronómica (AU) (véase el anexo 7.D); S es la radiación solar medida; y R es la distancia entre el Sol y la Tierra en unidades astronómicas.

7.2.1 **Radiación solar directa total**

En el Cuadro 7.2 (adaptación de una publicación de la ISO, 1990c) se indican algunas de las características de los pirheliómetros operativos (salvo los que sirven de patrón primario), con estimaciones relativas a las incertidumbres de las mediciones efectuadas con estos instrumentos cuando son empleados por personal competente y se les hace un control de calidad adecuado. Se dispone también de instrumentos más económicos (véase ISO, 1990c), pero se utilizan poco debido a que no siempre se

CUADRO 7.2

Características de los pirheliómetros operativos

Características	Alta calidad ¹	Buena calidad ²
Tiempo de respuesta (95% de la señal)	<15s	<30s
Desplazamiento del cero (respuesta a un cambio de 5 K h ⁻¹ en la temperatura ambiente)	±2 W m ⁻²	±4 W m ⁻²
Resolución (variación mínima detectable en W m ⁻²)	±0,5	±1
Estabilidad (porcentaje de escala completa, variación por año)	±0,5	±1,0
Respuesta a la temperatura (porcentaje del error máximo debido a la variación de la temperatura ambiente a un intervalo de 50 K)	±1	±2
No linealidad (porcentaje de desviación de la capacidad de respuesta a 500 W m ⁻² debido a una diferencia de irradiancia entre 100 W m ⁻² a 1.100 W m ⁻²)	±0,2	±0,5
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absorción espectral por el factor de transmitancia espectral con relación a la media entre 0,3 y 3 μm)	±0,5	±1,0
Respuesta de inclinación (porcentaje de desviación en relación con la sensibilidad a 0° de inclinación (horizontal) debido al cambio de inclinación entre 0° a 90° a 1.000 W m ⁻² de irradiancia)	±0,2	±0,5
Incertidumbre lograda, 95% nivel de confianza (véase <i>supra</i>)		
Totales en 1 minuto	porcentaje ±0,9	±1,8
	kJ m ⁻² ±0,56	±1
Totales en 1 hora	porcentaje ±0,7	±1,5
	kJ m ⁻² ±21	±54
Totales diarios	porcentaje ±0,5	±1,0
	kJ m ⁻² ±200	±400

NOTAS:

- 1) Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento sólo puede hacerse en estaciones con instalaciones y personal especializado.
- 2) Puede utilizarse en operaciones de red.

dispone de un seguidor del Sol, necesario para realizar las mediciones directas de la radiación. Las incertidumbres estimadas se basan en las siguientes hipótesis:

- a) los instrumentos están bien mantenidos, correctamente alineados y limpios;
- b) los datos de un minuto y de una hora son para irradiaciones de cielo despejado al mediodía solar;
- c) los datos diarios son para días claros en latitudes medias.

7.2.1.1 **PIRHeliómetro patrón primario**

Un pirheliómetro absoluto es un instrumento susceptible de definir la escala de irradiancia total sin recurrir a fuentes o radiadores de referencia. Los límites de exactitud de la definición deben conocerse, pues el alcance de ese conocimiento determina la fiabilidad de un pirheliómetro absoluto. Este tipo de instrumento sólo se debe utilizar y mantener en laboratorios especializados. En una publicación de la OMM (1986b) figura una descripción detallada de la construcción y el funcionamiento de los pirheliómetros patrón primarios, pero para completar esa información, a continuación se hace un breve resumen de estos instrumentos.

Todos los pirheliómetros absolutos de diseño moderno utilizan cavidades como receptores, y medidores diferenciales del flujo calorífico, calibrados eléctricamente como sensores. En la actualidad, se ha comprobado que esta combinación es la que proporciona la máxima exactitud posible para los niveles de radiación obtenidos en mediciones de la radiación solar (es decir, hasta 1,5 kW m⁻²).

La calibración eléctrica se realiza normalmente sustituyendo la energía radiativa por energía eléctrica, que se disipa en un espiral calefactor ubicado lo más próximo posible al lugar en que se produce la absorción de radiación solar.

La exactitud de un instrumento de este tipo se determina por un examen detallado de las características físicas del instrumento y por mediciones efectuadas en laboratorio, y/o cálculos realizados con modelos para determinar las desviaciones del comportamiento ideal, es decir, por el grado de perfección con que puede lograrse la sustitución eléctrica. Este procedimiento se denomina caracterización del instrumento.

Antes de que un pirheliómetro absoluto se pueda designar y utilizar como patrón primario (un instrumento individual, no un tipo de instrumento) debe cumplir como mínimo los siguientes requisitos:

- a) en una serie de radiómetros fabricados, al menos uno de los instrumentos debe estar plenamente caracterizado. La incertidumbre cuadrática media de dicha caracterización debe ser inferior a ±0,25 por ciento en condiciones de cielo despejado apropiadas para realizar la calibración (véase ISO, 1990c). La incertidumbre (obtenida por simple adición de todos los componentes de la incertidumbre) no debe ser superior a ±0,5 por ciento (RMS), cualquiera que fuere el valor medido;

- b) cada instrumento de la serie debe compararse con el que ha sido caracterizado, y ninguno debe presentar desviaciones, con respecto a este instrumento, superiores a la incertidumbre cuadrática media determinada en el anterior apartado a);
- c) debe disponerse de una descripción detallada de los resultados obtenidos de dicha comparación y de la caracterización del instrumento, con el fin de atender cualquier petición que se formule al respecto;
- d) para probar que el diseño satisface las normas exigidas, es necesario que el instrumento esté vinculado a la Referencia Radiométrica Mundial por comparación con el Grupo Mundial de Normalización o cualquier otro grupo cuidadosamente establecido y reconocido como equivalente. Se considera que se cumplen las normas si la Referencia Radiométrica Mundial se encuentra dentro de los límites de la incertidumbre cuadrática media determinada en el anterior apartado a).

7.2.1.2 PIRHELÍOMETRO PATRÓN SECUNDARIO

Un pirheliómetro absoluto que no cumple los requisitos antes mencionados, o que no está totalmente caracterizado, puede utilizarse como patrón secundario si está calibrado por comparación con el Grupo Mundial de Normalización.

En su defecto, pueden emplearse otros instrumentos como patrones secundarios. El pirheliómetro de compensación de Ångström se ha utilizado y se sigue utilizando como patrón secundario para la calibración de piranómetros y otros pirheliómetros. Este pirheliómetro fue diseñado por K. Ångström como instrumento absoluto, y la Escala de Ångström de 1905 se construyó basándose en él. En la actualidad se utiliza como patrón secundario y debe calibrarse con un instrumento patrón.

El sensor consta de dos láminas de manganina platinada (de unos 18 mm de largo, 2 mm de ancho y unos 0,02 mm de espesor), que se oscurecen con una capa de hollín de vela o con pintura óptica negro mate. En el reverso de cada lámina se acopla un termopar de cobre/constantán de manera que la diferencia de temperatura entre las dos láminas pueda indicarse en un galvanómetro sensible o en un microvoltímetro eléctrico. En el Cuadro 7.3 se indican los semiángulos de apertura y los ángulos de inclinación que resultan de las dimensiones de las láminas y el diafragma frontal.

CUADRO 7.3
Geometría del campo visual del pirheliómetro de Ångström

Ángulo	Vertical	Horizontal
Semiángulo de apertura	5°-8°	~2°
Ángulo de inclinación	0,7°-1,0°	1,2°-1,6°

La medición comprende tres o más ciclos, durante los cuales se ensombrece o se irradia, alternadamente, la lámina de izquierda o derecha. La lámina ensombrecida

se calienta con una corriente eléctrica que se ajusta de manera que la fuerza termoeléctrica del termopar, y por consiguiente la diferencia de temperatura entre las dos láminas, sea igual a cero. Antes y después de cada serie de mediciones se comprueba el cero por el ensombrecimiento o la irradiación de ambas láminas. El cálculo de la irradiancia difiere muy poco según el método utilizado y conforme las instrucciones de funcionamiento del fabricante. En el método adoptado para las comparaciones internacionales de pirheliómetros se utiliza la siguiente fórmula:

$$S = K \cdot i_L \cdot i_R \quad (7.2)$$

donde S es la irradiancia en W m^{-2} (media geométrica de las intensidades en el momento de las mediciones de la lámina izquierda y derecha, respectivamente); K es la constante de calibración, determinada por comparación con un patrón primario ($\text{W m}^{-2} \text{ A}^{-2}$); i_L , i_R es la corriente en amperios, medida con la lámina izquierda o derecha irradiada, respectivamente.

Antes y después de cada serie de mediciones, el cero del sistema se ajusta eléctricamente empleando uno de los métodos anteriores, denominándose por ello los ceros "frío" o "caliente", según proceda. Para calcular la intensidad, normalmente, se excluye la primera lectura, por ejemplo i_R , y sólo se utilizan los pares siguientes $i_L - i_R$. Al comparar esos pirheliómetros con otros instrumentos, la intensidad deducida de las corrientes corresponde a la media geométrica de las intensidades solares en los instantes de las lecturas de i_L e i_R .

El equipo auxiliar consta de una fuente de alimentación, un sistema de regulación de la corriente, un indicador del cero y un medidor de corriente.

La sensibilidad del indicador del cero debe ser de unos $0,05 \cdot 10^{-6}$ amperios por cada división de la escala para una impedancia de entrada baja ($< 10 \Omega$), o alrededor de $0,5 \mu\text{V}$ para una impedancia de entrada alta ($> 10 \text{K}\Omega$). En estas condiciones, una diferencia de temperatura de casi 0,05 K entre la soldadura del termopar de cobre/constantán produce una desviación de una división de la escala, lo que indica que una de las láminas está recibiendo un exceso de calor de casi un 0,3 por ciento.

La exactitud del valor de la medición de la irradiancia solar depende en gran parte de la calidad del sistema utilizado para medir la corriente, el cual puede estar constituido por un miliamperímetro de bobina móvil o por un voltímetro digital que mida la diferencia de potencial entre los extremos de una resistencia patrón. El error parcial del valor de salida de la irradiancia es dos veces mayor que el correspondiente a la lectura de la intensidad de la corriente eléctrica. La corriente calefactora se dirige a cada lámina por medio de un conmutador, y normalmente se controla por medio de reóstatos diferentes para cada circuito. El conmutador puede utilizarse también para cortar la corriente y, de ese modo, poder determinar el cero. La resolución de los reóstatos debe permitir ajustar el indicador del cero hasta un intervalo de media división de escala.

7.2.1.3 PIRHELÍOMETROS UTILIZADOS SOBRE EL TERRENO

En general, los pirheliómetros utilizan una termopila como detector. Poseen la misma geometría del campo visual que los pirheliómetros patrón, con semiángulos comprendidos entre 2,5° y 5,5°, y ángulos de inclinación entre 1° y 2°. Los modelos más viejos normalmente tienen ángulos de apertura y ángulos de inclinación más grandes. Estos instrumentos fueron diseñados sobre todo para facilitar el seguimiento solar. Sin embargo, cuanto más grande es el ángulo de apertura mayor es la magnitud de radiación de la aureola captada por el sensor, y dicha magnitud puede alcanzar varios puntos porcentuales para turbiedades altas y ángulos de gran apertura. Con los nuevos instrumentos de seguimiento solar, en especial los informatizados (que funcionan en modo pasivo o activo), ya no se es necesario que la apertura sea muy grande.

La selección del pirheliómetro dependerá del uso al cual se destinará el instrumento. Varios modelos, como el actinómetro de Linke Fuessner, se utilizan principalmente para mediciones puntuales, mientras que otros como el de Eppley, Kipp y Zonen, o los tipos EKO, se emplean sobre todo para la vigilancia a largo plazo de la radiación directa. Antes de instalar un instrumento, el usuario debe tener en cuenta las diferencias importantes que existen entre los pirheliómetros operativos, a saber:

- a) el campo de visión del instrumento;
- b) si el instrumento mide tanto la parte del espectro de onda larga como la de onda corta (es decir, si la apertura no tiene ninguna protección o si está protegida con una ventana de cristal o una ventana de cuarzo);
- c) los métodos de compensación o de corrección de la temperatura;
- d) si el instrumento puede instalarse en un sistema de seguimiento automático para la vigilancia a largo plazo;
- e) si, para la calibración de otros pirheliómetros operativos, las diferencias mencionadas en los apartados a) a c) son las mismas, y si el pirheliómetro tiene la calidad necesaria para calibrar otros instrumentos de la red.

7.2.1.4 CALIBRACIÓN DE LOS PIRHELÍOMETROS

Todos los pirheliómetros, salvo los absolutos, se deben calibrar por comparación con un pirheliómetro absoluto, utilizando el Sol como fuente.

Como todos los radiómetros se deben ajustar en función de la Referencia Radiométrica Mundial, a los pirheliómetros absolutos se aplica también un factor de corrección determinado por comparación con el Grupo Mundial de Normalización y no el suyo propio, determinado individualmente. Después de efectuar esa comparación (por ejemplo, durante las comparaciones internacionales de pirheliómetros organizadas periódicamente), un pirheliómetro de este tipo puede usarse como patrón primario para calibrar, de nuevo por comparación

y con el Sol como fuente, instrumentos patrón secundarios y pirheliómetros utilizados sobre el terreno. Los patrones secundarios también sirven para calibrar instrumentos utilizados sobre el terreno. La calidad de estas calibraciones depende de la influencia de la aureola, si se comparan instrumentos con diferentes geometrías del campo visual. Asimismo, si las constantes de tiempo son significativamente distintas, la calidad de los resultados dependerá de la variabilidad de la radiación solar. Por último, las condiciones ambientales, como la temperatura o la presión, pueden afectar los resultados. Si se requiere una calibración de muy alta calidad, sólo deben utilizarse datos obtenidos durante días muy despejados y estables, preferiblemente los obtenidos en estaciones de altitud elevada.

Los procedimientos para calibrar los pirheliómetros sobre el terreno figuran en una norma de la Organización Internacional de Normalización (ISO, 1990a).

De acuerdo con la experiencia adquirida en las recientes comparaciones internacionales de pirheliómetros, se estima que sería suficiente recalibrar cada cinco años los instrumentos patrón primario y secundario. Los pirheliómetros sobre el terreno deben calibrarse cada uno o dos años; y los pirheliómetros patrón que se usan con más frecuencia y en condiciones de trabajo más rigurosas requieren una calibración más frecuente.

7.2.2 Mediciones espectrales de la radiación solar directa y medición de la turbiedad atmosférica

Las mediciones espectrales de la radiación solar directa se utilizan en meteorología especialmente para determinar la turbiedad atmosférica y el espesor óptico de los aerosoles que se encuentran en la atmósfera. Se emplean también en aplicaciones en el ámbito de la medicina, la biología, la agricultura y la energía solar.

El espesor óptico de los aerosoles, o turbiedad atmosférica, es un parámetro asociado a la extinción total de la radiación solar, es decir la dispersión y la absorción de ésta por los aerosoles con radios que varían entre 0,1 y 10 μm , para la columna de la atmósfera equivalente a la unidad de masa de aire óptica. Sin embargo, las partículas no son el único factor que debe tenerse en cuenta. Otros componentes atmosféricos como las moléculas de aire (dispersores de Rayleigh), el ozono, el vapor de agua, el dióxido de nitrógeno y el dióxido de carbono también contribuyen a la extinción total del haz de luz. La mayoría de las mediciones del espesor óptico se realizan para comprender mejor la concentración de aerosoles en la atmósfera. No obstante, las mediciones del espesor óptico de otros constituyentes como el vapor de agua, el ozono y el dióxido de nitrógeno pueden obtenerse si se seleccionan las bandas de longitud de onda adecuadas.

El espesor óptico vertical de los aerosoles $\delta_a(\lambda)$ a una longitud de onda determinada λ se basa en la ley de Bouguer-Lambert (o ley de Beer para la radiación monocromática), y se determina como sigue:

$$\delta_a(\lambda) = \frac{\ln(S_o(\lambda)/S(\lambda)) - \sum(\delta_i(\lambda) \cdot m_i)}{m_a} \quad (7.3)$$

donde $\delta_a(\lambda)$ es el espesor óptico de los aerosoles en una banda de longitud de onda centrada en la longitud de onda λ ; m_a es la masa de aire de los aerosoles (unidades en el sentido vertical); δ_i es el espesor óptico para los componentes i que no sean los aerosoles en la banda de longitud de onda centrada a una longitud de onda λ ; m_i es la masa de aire para elementos de extinción i que no sean los aerosoles; $S_o(\lambda)$ es la irradiancia espectral; fuera de la atmósfera, a la longitud de onda λ ; y $S(\lambda)$ es la irradiancia espectral en la superficie terrestre a la longitud de onda λ .

La turbiedad atmosférica τ se mantiene a la misma magnitud, como se determinó originalmente, pero para calcularla se utiliza la base 10 en lugar de la base e según la ley de Beer:

$$\tau(\lambda)m = \log(S_o(\lambda)/S(\lambda)) \quad (7.4)$$

de manera que:

$$\tau(\lambda) = 2,301 \delta(\lambda) \quad (7.5)$$

En meteorología se realizan dos tipos de mediciones: la pirheliometría de banda ancha y la fotometría solar (en la que se utilizan filtros de banda estrecha). Como el espesor óptico de los aerosoles se define sólo para la radiación monocromática o para un intervalo de longitud de onda muy estrecha, se puede aplicar directamente para la evaluación de datos del fotómetro solar, pero no para los datos del pirheliómetro de banda ancha.

Las observaciones de la turbiedad atmosférica deben realizarse únicamente cuando no existan nubes visibles en la línea de visión desde el observador al Sol. Si las condiciones del cielo lo permiten, debe efectuarse el mayor número de observaciones posibles en un día y cubrirse la mayor gama de masas de aire, de ser posible a intervalos de $\Delta m = 0,2$.

Para determinar la turbiedad atmosférica sólo deben utilizarse valores instantáneos.

7.2.2.1 PIRHELIOMETRÍA DE BANDA ANCHA

La pirheliometría de banda ancha emplea un pirheliómetro cuidadosamente calibrado, equipado con filtros

de vidrio de banda ancha ubicados en la parte frontal del instrumento, para seleccionar las bandas espectrales de interés. En el Cuadro 7.4 se resumen las características de los filtros clásicos empleados.

Las longitudes de onda de corte dependen de la temperatura, y puede necesitarse alguna corrección de los datos medidos. Los filtros se deben limpiar con mucho cuidado antes de su utilización. En aplicaciones operativas se deben controlar diariamente y limpiar, si es necesario.

El cálculo del espesor óptico de los aerosoles a partir de las mediciones realizadas con filtros de banda ancha es muy complejo, y no existen procedimientos normalizados. Se pueden utilizar tablas calculadas a partir de datos obtenidos con filtros típicos y varias hipótesis sobre el estado de la atmósfera. La fiabilidad de los resultados depende del grado de correlación que exista entre el filtro utilizado y el filtro de referencia, y del valor de las hipótesis sobre el estado de la atmósfera. En una publicación de la OMM (1978) se pueden obtener detalles sobre esta evaluación y las tablas correspondientes. Kuhn (1972) y Lal (1972) describen las técnicas.

7.2.2.2 FOTOMETRÍA SOLAR Y TURBIEDAD ATMOSFÉRICA

Un fotómetro solar consiste en un filtro de interferencia de banda estrecha y un detector fotovoltaico, por lo general un fotodiodo de silicio. El ángulo de apertura total del instrumento es de $2,5^\circ$ y el ángulo de inclinación de 1° (véase la Figura 1). Si bien la medición del espesor óptico con fotómetros solares es básicamente sencilla, numerosas mediciones realizadas en el pasado no han dado buenos resultados. Las principales razones son las variaciones de la respuesta del instrumento a causa de la rápida evolución de los factores de transmisión de los filtros y de las características de los detectores, así como de la formación insuficiente de los operadores. Sin embargo, se pueden obtener resultados exactos siguiendo con atención los procedimientos de utilización y controlando frecuentemente la estabilidad del instrumento. Éste debe calibrarse cada seis meses en centros radiométricos calificados o con el asesoramiento de éstos.

CUADRO 7.4
Características de los filtros de vidrio

Tipo Schott	Longitud de onda (nm) de corte típico para el 50%		Transmisión media (3 mm de espesor)	Coeficiente de temperatura aproximado de la longitud de onda de corte (nm K ⁻¹)
	corta	larga		
OG 530	526 ± 2	2.900	0,92	0,12
RG 630	630 ± 2	2.900	0,92	0,17
RG 700	702 ± 2	2.900	0,92	0,18

Los coeficientes de temperatura para los filtros de tipo Schott son los que proporciona el fabricante. Las longitudes de onda de corte se ajustan a los filtros patrón empleados para la calibración.

En una publicación de la OMM (1993b) figuran detalles de los fotómetros solares y del funcionamiento de las redes.

Para calcular con exactitud el espesor óptico de los aerosoles a partir de datos obtenidos con fotómetros solares exactos, es necesario conocer la presión de la estación, la temperatura y la hora exacta de la medición. Para calcular con la mayor exactitud el espesor óptico total de los aerosoles para una longitud de onda λ (correspondiente al centro de la longitud de onda de su filtro), y con datos obtenidos con un fotómetro solar, se emplea la fórmula que sigue:

$$\delta_a(\lambda) = \frac{\ln\left(\frac{J_o(\lambda)}{J(\lambda)R^2}\right) - \frac{p}{p_o} \delta_R(\lambda) m_R - \delta_{O_3}(\lambda) m_{O_3}}{m_a} \quad (7.6)$$

donde $J(\lambda)$ es la lectura instrumental (por ejemplo, en voltios); $J_o(\lambda)$ es la lectura hipotética correspondiente a $S_o(\lambda)$. Esta última puede obtenerse por una extrapolación a la masa de aire cero según el método de Langley, o puede ser establecida por el centro radiométrico que calibra el instrumento; R es la distancia del Sol a la Tierra (en unidades astronómicas; véase Anexo 7.D); p es la presión atmosférica; y p_o es la presión atmosférica patrón y, el segundo y tercer término, así como los términos siguientes de la línea superior, son las contribuciones de Rayleigh, el ozono y otros factores de extinción. Este cálculo puede simplificarse para trabajos menos exactos si se considera que las masas de aire relativas de cada componente son iguales.

Para todas las longitudes de onda del fotómetro solar se debe tener en cuenta la extinción de Rayleigh. El espesor óptico del ozono debe también tenerse en cuenta en longitudes de onda inferiores a 340 nm y en toda la banda de Chapuis. Los espesores ópticos del dióxido de nitrógeno se deben tener en cuenta para todas las longitudes de onda del fotómetro solar inferiores a 650 nm, sobre todo si las mediciones se realizan en zonas cercanas al casco urbano. Si bien hay débiles bandas de absorción del vapor de agua, incluso dentro de la región espectral de 500 nm, se puede prescindir de esa absorción para longitudes de onda inferiores a 650 nm. En una publicación de la OMM (1986a) se dan más detalles sobre la selección de longitud de onda.

El espesor óptico para el dispersor de Rayleigh debe calcularse siguiendo los procedimientos formulados por Frölich y Shaw (1980), pero utilizando la corrección de Young (1981). Tanto el ozono como el dióxido de nitrógeno siguen la ley de absorción de Beer. El Centro Mundial de Datos sobre el Ozono (OMM) recomienda, para el ozono, los coeficientes de absorción de Bass y Paur (1985) en la gama del ultravioleta y el de Vigroux (1953) en la visible. Los coeficientes de absorción del dióxido de nitrógeno pueden obtenerse según el método descrito por Schneider y otros autores (1987). Para la reducción de las longitudes de onda en las que interviene el vapor de agua se pueden utilizar los trabajos de

Frouin, Deschamps y Lecomte (1990). Debido a la complejidad de la absorción del vapor de agua se deben evitar las bandas que reciben una influencia importante para realizar todos los trabajos, salvo los que requieren mayor exactitud, y para determinar la cantidad de vapor de agua utilizando un fotómetro solar.

7.2.3 Exposición

Para un registro continuo se requiere un montaje ecuatorial o un seguidor automático del Sol que debe protegerse de los efectos ambientales dominantes. En los montajes ecuatoriales, el eje principal se debe mantener paralelo al eje de rotación de la Tierra y los ajustes de los ángulos de azimut y de elevación no deben ser superiores a 0,25°. Los instrumentos se deben inspeccionar al menos una vez al día y más frecuentemente si las condiciones meteorológicas lo requieren (protegiéndolos contra condiciones adversas), ya que estas mediciones se deben realizar con sumo cuidado.

El requisito principal para la instalación de un instrumento registrador es el mismo que para un heliógrafo ordinario; esto es, ausencia de obstrucciones para el haz solar en todo momento y cualquier época del año. Además, la ubicación del instrumento debe elegirse de manera que la incidencia de niebla, humo y contaminación atmosférica sea lo más representativa posible de la zona circundante.

Para un registro continuo con pirheliómetros o fotómetros solares es necesario un sistema de protección contra la lluvia, la nieve, etc. La ventana óptica, por ejemplo, se debe proteger porque, generalmente, es de cuarzo y está situada en la parte frontal del instrumento. Se debe tener cuidado de mantener siempre limpia esa ventana y de que no se produzca condensación en la parte interior.

7.3 Medición de la radiación global y difusa

La radiación global se define como la radiación solar recibida desde un ángulo sólido de 2π estereorradianes sobre una superficie horizontal e incluye la radiación recibida directamente del ángulo sólido del disco solar, así como la radiación celeste difusa que se dispersa al atravesar la atmósfera.

El instrumento necesario para medir la radiación solar procedente de un ángulo sólido de 2π estereorradianes en una superficie plana y a un intervalo espectral comprendido entre 0,3 y 3,0 μm es el piranómetro. Éste se utiliza, a veces, para medir la radiación solar incidente sobre superficies inclinadas con respecto a la horizontal, o se lo dispone en posición invertida para medir la radiación global reflejada. Cuando sólo se mide la componente difusa de la radiación solar, conviene eliminar la componente solar directa con una pantalla adecuada (véase la sección 7.3.3.3).

Los piranómetros emplean normalmente como sensores elementos termoelectrónicos, fotoeléctricos, piroeléctricos o bimetálicos. Como los piranómetros están siempre expuestos a todas las condiciones atmosféricas,

deben ser de diseño robusto y resistir los efectos corrosivos del aire húmedo (especialmente en las cercanías del mar). El receptor debe estar herméticamente cerrado dentro de su cubierta protectora o ésta debe ser fácilmente desmontable para eliminar la humedad condensada. Si el receptor no está siempre cerrado, con frecuencia se utiliza un desecador situado en la base del instrumento. Las características de los piranómetros, que deben tenerse en cuenta al evaluar la exactitud y la calidad de la medición de la radiación son: sensibilidad, estabilidad, tiempo de respuesta, respuesta cosenoidal, respuesta azimutal, linealidad, respuesta de temperatura y respuesta espectral. En una publicación de la Organización Internacional de Normalización (ISO, 1990b) se ofrecen más detalles sobre el uso de los piranómetros.

En el Cuadro 7.5 (adaptado de la ISO, 1990c) se describen las características de los piranómetros de varios niveles de rendimiento, incluidas las incertidumbres que pueden lograrse si se cuenta con las instalaciones

adecuadas, el personal debidamente formado y un buen control de calidad.

7.3.1 Calibración de los piranómetros

La calibración de un piranómetro consiste en determinar su factor de calibración y su dependencia de las condiciones del medio ambiente como:

- a) la temperatura;
- b) el nivel de irradiancia;
- c) la distribución espectral de la irradiancia;
- d) la variación temporal;
- e) la distribución angular de la irradiancia;
- f) la inclinación del instrumento.

Normalmente, deben indicarse las condiciones ambientales de la prueba, que pueden ser muy diferentes para diversas aplicaciones. Por lo tanto, en el certificado de calibración deben figurar también en detalle el método y las condiciones de la prueba.

CUADRO 7.5
Características de los piranómetros operativos

Características	Alta calidad ¹	Buena calidad ²	Moderada calidad ³
Tiempo de respuesta (95% de la señal)	< 15s	< 30s	< 60s
Determinación del cero:			
a) respuesta a 200 W m ⁻² de radiación térmica neta (ventilada)	± 7 W m ⁻²	±15 W m ⁻²	±30 W m ⁻²
b) respuesta a un cambio de 5 K h ⁻¹ en temperatura ambiente	± 2 W m ⁻²	± 4 W m ⁻²	± 8 W m ⁻²
Resolución (variación mínima detectable)	± 1 W m ⁻²	± 5 W m ⁻²	±10 W m ⁻²
Estabilidad (variación anual, porcentaje de la escala completa)	± 0,8	± 1,5	± 3,0
Respuesta direccional para la radiación directa (margen de errores que puede producirse suponiendo que la incidencia normal de respuesta es igual para todas las direcciones, a partir de cualquier dirección, a una radiación cuya incidencia normal de irradiancia es de 1.000 W m ⁻²)	±10 W m ⁻²	±20 W m ⁻²	±30 W m ⁻²
Respuesta en temperatura (porcentaje máximo de error debido a cualquier cambio producido en la temperatura ambiente dentro de un intervalo de 50 K)	±2	±4	±8
No linealidad (porcentaje de desviación de la sensibilidad a 500 W m ⁻² a causa de cualquier cambio producido en la irradiancia entre 100 y 1.000 W m ⁻²)	±0,5	±1	±3
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absorción espectral por el factor de transmitancia espectral de la media correspondiente dentro de la gama de 0,3 a 3 μm)	±2	±5	±10
Respuesta en inclinación (porcentaje de desviación con respecto a la sensibilidad a 0° de inclinación (horizontal) debido a un cambio en la inclinación de 0° a 90° a 1.000 W m ⁻² de irradiancia)	±0,5	±2	±5
Incertidumbre posible a 95% del nivel de confianza:			
Totales horarios	3%	8%	20%
Totales diarios	2%	5%	10%

NOTAS: (1) Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento sólo se puede hacer en estaciones con instalaciones y personal especializados.

(2) Puede utilizarse en operaciones de red.

(3) Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

Para calibrar los piranómetros existen diversos métodos que utilizan el Sol o fuentes de laboratorio, por ejemplo:

- comparación con un pirheliómetro patrón para la radiación solar directa y un piranómetro cubierto para la parte difusa;
- comparación con un pirheliómetro patrón, utilizando el Sol como fuente, con un disco de sombreado móvil para el piranómetro;
- comparación con un piranómetro patrón, utilizando el Sol como fuente, en otras condiciones naturales de exposición (por ejemplo, cielo nuboso uniforme);
- comparación en el laboratorio sobre un banco óptico, con un piranómetro similar previamente calibrado en el exterior, utilizando una fuente artificial, con incidencia normal o con azimut y elevación especificados;
- comparación en el laboratorio, en una cámara de integración que simula la radiación celeste difusa, con un piranómetro similar previamente calibrado en el exterior.

Estos no son los únicos métodos que existen, pero generalmente se utilizan los que se indican en los apartados *a)*, *b)* y *c)*. El método *a)* se emplea más que el *b)* debido a que la sensibilidad de algunos piranómetros puede diferir en condiciones normales y de sombreado.

Es difícil determinar un número concreto de mediciones necesarias para calcular el factor de calibración del piranómetro. No obstante, cuando se han efectuado suficientes lecturas puede calcularse la desviación típica de la media, que debe ser inferior al límite de exactitud deseado. Las variaciones principales (salvo las fluctuaciones debidas a las condiciones atmosféricas y a limitaciones de observación) se deben a:

- las desviaciones con respecto a la respuesta según la ley cosenoidal, en particular para elevaciones solares inferiores a 10° (por esta razón es mejor efectuar la calibración sólo cuando la elevación solar es superior a 30°);
- la temperatura ambiente;
- la nivelación incorrecta de la superficie receptora;
- la no linealidad de respuesta del instrumento.

En todo caso, el piranómetro se debe calibrar en la posición normal de su empleo.

La elevación del Sol se debe medir (durante la operación de sombreado para el método *b)*, *supra*, o calcular (lo más próximo a $0,1^\circ$) para este período a partir del tiempo solar (véase el Anexo 7.D). También es necesario tomar nota de la temperatura media del instrumento o de la temperatura ambiente.

7.3.1.1 COMPARACIÓN CON UN PIRHELÍOMETRO PATRÓN Y CON UN PIRANÓMETRO CUBIERTO

Según este método, la calibración del piranómetro se hace por comparación de la respuesta a la radiación global con la suma de las mediciones separadas de las componentes directa y difusa. Las comparaciones se

deben realizar en momentos de cielo despejado y de radiación estable (de acuerdo con los registros). La componente vertical de la radiación solar directa se determina a partir de la señal de salida del pirheliómetro, y la radiación difusa se mide con un segundo piranómetro que se mantiene constantemente protegido del Sol. Como en un día despejado la radiación difusa es inferior al 15 por ciento de la radiación global, no es indispensable conocer con mucha exactitud el factor de calibración del segundo piranómetro. El factor de calibración se calcula entonces de acuerdo con la siguiente expresión:

$$S \cdot \sin h + V_s k_s = V \cdot k \quad (7.7)$$

ó:

$$k = (S \sin h + V_s k_s) / V \quad (7.8)$$

donde S es la radiación solar directa medida con el pirheliómetro ($W m^{-2}$); V es la señal de salida del piranómetro que se desea calibrar (μV); V_s es la señal de salida del piranómetro cubierto (μV); h es la elevación del Sol en el momento de la lectura; k es el factor de calibración del piranómetro que se desea calibrar ($W m^{-2} \mu V^{-1}$); y k_s es el factor de calibración del piranómetro protegido ($W m^{-2} \mu V^{-1}$).

La radiación global y sus componentes directa y difusa cambiarán durante la comparación, por lo que debe prestarse mucha atención en la toma de muestras adecuadas y al establecer los promedios apropiados para que en los cálculos se utilicen valores representativos.

7.3.1.2 COMPARACIÓN CON UN PIRHELÍOMETRO PATRÓN

Este método es similar al descrito anteriormente, salvo que la radiación difusa se mide con el mismo piranómetro. Se excluye temporalmente la componente directa del piranómetro cubriendo toda la parte superior externa del instrumento con un disco de tamaño adecuado, montado al extremo de una varilla delgada y mantenido a cierta distancia. El diámetro del disco y la distancia a la superficie receptora se deben elegir de manera que el ángulo cubierto sea aproximadamente igual al ángulo de abertura del pirheliómetro (por ejemplo, un disco de 90 mm de diámetro a una distancia de 1 m corresponde a un semiángulo de abertura de $2,5^\circ$). Esta disposición obstruye tanto el haz solar directo como la radiación celeste circunsolar, que inciden sobre el sensor del pirheliómetro. El tiempo de ocultamiento depende de la estabilidad del flujo radiativo y del tiempo de respuesta del piranómetro, incluido el intervalo de tiempo necesario para restablecer el equilibrio de la temperatura y de la emisión de onda larga de la cúpula de vidrio; en general serán suficientes de tres a 10 minutos.

La diferencia entre la señal de salida del piranómetro protegido y la del piranómetro no protegido se debe a la componente vertical de la radiación solar directa S medida por el pirheliómetro, es decir, su proyección sobre una superficie horizontal. Así pues:

$$S \cdot \sin h = V \cdot k \quad (7.9)$$

ó:

$$k = (S \cdot \sin h)/V \quad (7.10)$$

donde S es la radiación solar directa, a una incidencia normal, medida por el pirheliómetro (W m^{-2}); V es la señal de salida del piranómetro (μV) correspondiente a la radiación solar directa (es decir, la diferencia entre la señal de salida del piranómetro protegido y la del piranómetro no protegido); h es la elevación del Sol; y k es el factor de calibración ($\text{W m}^{-2} \mu\text{V}^{-1}$), que es inverso a la sensibilidad ($\mu\text{V W}^{-1} \text{m}^2$).

Tanto la componente directa como la difusa cambiarán durante la comparación, por lo que debe prestarse mucha atención en la toma de muestras adecuadas y al establecer los promedios apropiados, para que en los cálculos se utilicen valores representativos del instrumento protegido y del instrumento no protegido.

7.3.1.3 COMPARACIÓN CON UN PIRANÓMETRO DE REFERENCIA

Esta comparación implica la utilización simultánea de dos piranómetros montados horizontalmente, uno junto a otro, al exterior, durante un período suficientemente prolongado para obtener resultados representativos. Si los instrumentos son del mismo tipo, la comparación podrá realizarse en uno o dos días. Cuanto más pronunciada sea la diferencia entre los dos tipos de instrumentos, mayor debe ser el período de comparación. Sin embargo, un período largo podría sustituirse por períodos cortos que cubran condiciones típicas (cielo despejado, nuboso, cubierto, lluvia, nieve, etc.). La obtención del factor de calibración no presenta problemas. Si se emplean instrumentos registradores, se selecciona, entre las dos series de registros, los valores más altos y estables. Para calcular $k = R \cdot k_r$, donde k_r es el factor de calibración del instrumento de referencia y k es el factor de calibración que se quiere obtener, pueden utilizarse cada uno de los valores medios de la relación R entre la respuesta del instrumento de prueba y la del instrumento de referencia. Si se emplean integradores de voltaje o registradores de datos de barrido rápido, pueden también utilizarse condiciones de radiación fluctuantes.

La temperatura media de los instrumentos o la temperatura ambiente se debe registrar en el transcurso de todo el proceso de calibración al aire libre para que se tengan en cuenta todos los efectos de la temperatura.

7.3.1.4 COMPARACIÓN EN EL LABORATORIO

Existen dos métodos que implican la utilización de fuentes luminosas artificiales de laboratorio que proporcionan radiación directa o difusa. En ambos, tanto el piranómetro que se prueba como el patrón de referencia están expuestos a las mismas condiciones.

En uno de los métodos, la comparación se realiza con una lámpara de filamento de tungsteno estabilizada, instalada al extremo de un banco óptico. Para esta comparación es apropiado utilizar una lámpara halógena de 0,5 a 1,0 kW, montada en una caja metálica refrigerada por agua y con ventilación forzada, cuya emisión se

limita al espectro solar por medio de una ventana de cuarzo. Este tipo de lámpara se puede utilizar siempre que el instrumento patrón y el instrumento que se desea calibrar tengan la misma respuesta espectral. Para calibraciones generales debe emplearse una lámpara de xenón a alta presión, con filtros que reproduzcan lo mejor posible el espectro solar. Al calibrar los piranómetros de esta manera, los instrumentos se deben proteger de los efectos de la reflexión con pantallas negras. El procedimiento usual consiste en instalar el instrumento de referencia y medir el flujo radiante. Se retira luego el instrumento de referencia y se repite la medición utilizando el instrumento de prueba. Posteriormente, se vuelve a colocar el instrumento de referencia y se realiza otra prueba. La alternancia repetida con el instrumento de referencia debe proporcionar una serie de datos de medición de buena precisión, que será de un 0,5 por ciento.

En el otro método, la calibración se realiza con un sistema luminoso de integración, como una esfera o una semiesfera iluminada por lámparas de tungsteno; el interior de la esfera está cubierto con una pintura blanca difusa altamente reflectora. Este sistema permite una exposición simultánea del piranómetro de referencia y del instrumento que se desea calibrar. Como la esfera o la semiesfera simulan un cielo con una radiancia más o menos uniforme, predominan los errores angulares del instrumento a 45° . Como el error cosenoidal a estos ángulos es bajo, el factor de calibración obtenido por este método difiere poco del que podría obtenerse a una incidencia normal. La repetibilidad de las mediciones con una esfera de integración es generalmente de $\pm 0,5$ por ciento. En relación con la fuente utilizada para iluminar la esfera se aplican las mismas consideraciones que para el primer método.

7.3.1.5 CONTROLES DE RUTINA DE LOS FACTORES DE CALIBRACIÓN

Existen diversos métodos para comprobar los factores de calibración de los piranómetros según el equipo disponible en cada estación. Nunca se insistirá demasiado en que conviene aprovechar todas las ocasiones para comprobar el funcionamiento de los piranómetros sobre el terreno.

En las estaciones que efectúan mediciones sobre el terreno y que disponen de instrumentos patrón cuidadosamente conservados (tanto pirheliómetros como piranómetros), se pueden emplear los procedimientos básicos de calibración descritos anteriormente. Se pueden utilizar otras técnicas si la estación no dispone de instrumentos patrón. Si la estación también efectúa un registro de medición de la radiación solar directa, ambos registros se pueden examinar para comprobar la coherencia de las mediciones con el método de calibración descrito en la sección 7.3.1.2. Esta simple verificación debe realizarse con frecuencia. Si se lleva a cabo un registro simultáneo de la radiación difusa, ambos registros se deben comparar con frecuencia a

efectos de coherencia en las mediciones, retirando el disco o banda de protección. El registro puede verificarse con ayuda de un patrón de trabajo itinerante enviado con este fin por la estación central de la red o por una estación cercana. Por último, el piranómetro se puede intercambiar por uno similar al enviado por la estación central, a la que se devuelve el original para su recalibración. Cualquiera de los dos últimos métodos debe utilizarse al menos una vez al año. Los piranómetros que normalmente se utilizan para medir la radiación solar reflejada se deben colocar en posición vertical y comprobar utilizando los métodos antes descritos.

7.3.2 **Funcionamiento de los piranómetros**

Para alcanzar el nivel de exactitud esperado debe prestarse considerable cuidado y atención a los detalles. Se deben evaluar algunas características de los piranómetros a fin de determinar la exactitud de los resultados. Tanto el tipo de piranómetro como la naturaleza de la medición son importantes. Se ha demostrado, por ejemplo, que para llevar a cabo un registro continuo de la radiación global, una exactitud superior a ± 5 por ciento en los totales diarios constituye el resultado de un trabajo excelente y cuidadoso.

7.3.2.1 **NIVELACIÓN DEL SENSOR**

Para realizar una medición exacta con un piranómetro es fundamental que el nivel de burbuja del instrumento indique cuándo el plano de la termopila se halla en posición horizontal. Esto puede comprobarse en laboratorio sobre una mesa de nivelación óptica, utilizando el haz colimado de una lámpara cuyo ángulo de evaluación sea de unos 20° . Los tornillos de nivelación del instrumento se ajustan hasta que la respuesta sea lo más constante posible durante la rotación del sensor en el azimut. De ser necesario, el nivel de burbuja se vuelve a ajustar para indicar el plano horizontal. Este procedimiento se denomina nivelación radiométrica y debe ser idéntico a la nivelación física de la termopila. Sin embargo, ello no puede realizarse si la superficie de la termopila no es de calidad uniforme.

7.3.2.2 **CAMBIO DE LA SENSIBILIDAD DEBIDO A VARIACIONES DE LA TEMPERATURA AMBIENTE**

La sensibilidad de los instrumentos de termopila varía en función de las variaciones de su temperatura interna. Algunos instrumentos están equipados con circuitos de compensación de temperatura para mantener una respuesta constante en una amplia gama de temperaturas. El coeficiente de sensibilidad ante la temperatura se puede medir en una cámara de temperatura controlada. La temperatura de la cámara se hace variar dentro de una gama adecuada de temperaturas (entre -40° y 40°C) a intervalos de 10° , manteniéndose estacionaria en cada nivel hasta que la respuesta del piranómetro se haya estabilizado. Luego, se transcriben los datos en un gráfico y se traza una línea suave que pasa por los puntos.

Si el porcentaje máximo de error debido a la respuesta de temperatura es igual o superior al dos por ciento, se debe aplicar una corrección en base al mejor ajuste lineal de los datos en el intervalo de temperatura que interese (por ejemplo, el coeficiente de temperatura $(Y_{T_2}/Y_{T_1} - 1)/(T_2 - T_1)$ donde Y_{T_1} e Y_{T_2} son, respectivamente, los resultados del piranómetro a las temperaturas T_1 y T_2).

Si no se dispone de una cámara de temperatura, se podría utilizar el método de calibración con pirheliómetros (véanse las secciones 7.3.1.1 y 7.3.1.2) a diferentes temperaturas ambientales. Debe prestarse sumo cuidado al hecho de que la sensibilidad puede variar no solamente por efecto de la temperatura, sino también, por ejemplo, en función de la respuesta cosenoidal (es decir, el efecto de la elevación solar) y de la no linealidad (o sea, variaciones de la irradiancia solar).

7.3.2.3 **VARIACIONES DE LA RESPUESTA EN FUNCIÓN DE LA POSICIÓN DEL INSTRUMENTO**

El factor de calibración de un piranómetro puede diferir cuando el instrumento se utiliza en una posición distinta de aquella a la que fue calibrado. La comprobación de la inclinación de los piranómetros puede efectuarse en laboratorio o con uno de los métodos de calibración descritos en las secciones 7.3.1.1 y 7.3.1.2. En todo caso, se recomienda calibrar el piranómetro en la misma posición en la que se utilizará. No se recomienda una corrección de la inclinación.

7.3.2.4 **VARIACIONES DE LA RESPUESTA EN FUNCIÓN DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA**

La parte de la respuesta direccional del sensor que depende de la elevación solar y del azimut se conoce como respuesta cosenoidal de Lambert y respuesta azimutal, respectivamente. En teoría, la respuesta del receptor debe ser proporcional al coseno del ángulo cenital del haz solar, y constante para todos los ángulos de azimut. Para los piranómetros se recomienda indicar el error cosenoidal para al menos dos ángulos de altura solar, de preferencia 30° y 10° . En el Cuadro 7.5 figura una mejor manera de prever la respuesta direccional, así como los posibles errores para todos los ángulos.

Para determinar la variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia sólo deben utilizarse lámparas como fuentes, ya que la distribución espectral del Sol varía mucho con el ángulo de elevación. De este modo, podría atribuirse al ángulo de elevación solar una variación que, en realidad, se debe a la respuesta espectral no homogénea.

7.3.2.5 **INCERTIDUMBRES EN LOS TOTALES HORARIOS Y DIARIOS**

Como la mayoría de los piranómetros de una red se utilizan para medir radiaciones horarias o diarias, es evidente que las incertidumbres de estos valores revisten gran importancia. No obstante, algunas variaciones que afectan las respuestas de los instrumentos se anulan entre sí cuando el período de integración es suficientemente largo.

En el Cuadro 7.5 se indican las desviaciones máximas esperadas con respecto a los valores verdaderos, excluyendo los errores de calibración. Los tipos de piranómetros de la tercera columna del Cuadro 7.5 no son apropiados para determinar totales horarias o diarias, pero pueden utilizarse para totales mensuales.

7.3.3 Instalación y cuidado de los piranómetros

El lugar elegido para colocar un piranómetro debe estar libre de obstáculos por encima del plano del sensor y, al mismo tiempo, debe ser fácilmente accesible. Si no es posible reunir esas condiciones, el lugar debe estar lo más libre posible de obstáculos que pudieran arrojar sombra, cualquiera sea la época del año. El piranómetro no debe estar cerca de paredes de color claro u otros objetos que pudieran reflejar la luz solar sobre él, ni se debe exponer a fuentes artificiales de radiación.

En la mayoría de los casos, una azotea constituye un excelente emplazamiento para instalar el radiómetro. De lo contrario, debe utilizarse un soporte colocado a cierta distancia de edificios u otros obstáculos. Cuando resulte posible, el lugar se debe elegir de modo que no haya ninguna obstrucción cuya elevación sea superior a 5°, en particular dentro del intervalo del azimut, al amanecer y al ocaso, durante todo el año. Otros obstáculos no deben reducir el ángulo solar total en más de 0,5 estereorradianes. En la descripción de las estaciones en que esto no es posible, deben incluirse detalles completos del horizonte y del ángulo sólido abarcado.

Es conveniente realizar un estudio de la topografía del lugar antes de llevar a cabo la instalación inicial de un piranómetro, siempre que se cambie su emplazamiento, o si se produce un cambio significativo con respecto a los obstáculos de los alrededores. Un excelente método para efectuar este estudio consiste en utilizar una cámara topográfica que expone sobre el negativo un entramado de líneas del azimut y la elevación. Se debe tomar una serie de fotografías para representar en su totalidad la distribución angular (360°), tanto de altura como de azimut, de los obstáculos que sobrepasan el plano horizontal alrededor del piranómetro. Si no se dispone de una cámara de este tipo, se pueden representar en un mapa los objetos que arrojan sombra, utilizando un teodolito o una combinación de brújula y clinómetro.

La descripción de la estación debe incluir la altura del piranómetro sobre el nivel del mar (es decir, la altura de la estación más la altura del piranómetro sobre el suelo), así como su longitud y latitud geográficas. Es también muy útil disponer de un plano del lugar, dibujado a escala, que muestre la posición del registrador, del piranómetro y de todos los cables de conexión.

Quizá, la única consideración esencial en la selección del lugar sea el fácil acceso a los instrumentos para poder inspeccionarlos con frecuencia. Es conveniente que los piranómetros y los registradores se inspeccionen al menos diariamente, y de preferencia más a menudo.

Las consideraciones anteriores se aplican también a

los piranómetros instalados en buques, torres y boyas. La instalación de los piranómetros en estas plataformas es muy difícil y, a veces, peligrosa de realizar. Es raro que, en esas condiciones, el funcionamiento del instrumento no esté afectado por un obstáculo importante (por ejemplo, una torre). Debido al movimiento de la plataforma, los piranómetros están sometidos a vibraciones y al movimiento de las olas. Por lo tanto, deberán tomarse todas las precauciones necesarias para que el plano del sensor se mantenga horizontal y amortiguar las vibraciones importantes. Esto exige, por lo general, que el piranómetro se monte sobre balancines diseñados con ese fin.

7.3.3.1 CORRECCIONES PARA OBSTÁCULOS EN UN HORIZONTE LIBRE

Si existe alguna obstrucción al haz solar directo (fácilmente detectada en días despejados), debe corregirse el registro, siempre que esto pueda efectuarse con un grado de fiabilidad razonable.

La corrección debida a los obstáculos en la componente difusa del registro puede intentarse sólo cuando hay registros distintos de la radiación global y difusa. El procedimiento exige en primer lugar que se corrija el registro de radiación difusa y, luego, que se ajuste el registro de la radiación global. Lo que debe calcularse no es la fracción del cielo que se oscurece, sino la fracción del flujo vertical total procedente de la parte del cielo oscurecida. Resulta, pues, obvio que la radiación incidente en ángulos inferiores a 5° constituye únicamente una parte muy pequeña de la radiación total. Como la radiación difusa, limitada a una elevación de 5°, contribuye con menos del uno por ciento a la radiación solar global, normalmente puede despreciarse este efecto. Debe concentrarse la atención en los objetos cuyo ángulo subtendido sea igual o superior a 10°, así como en los que podrían interceptar el haz solar en cualquier instante. Además, debe recordarse que los objetos de color claro pueden reflejar la radiación solar sobre el receptor.

En pocas palabras, al hacer las correcciones correspondientes a la pérdida de radiación difusa debida a los obstáculos, debe tenerse en cuenta la variación de intensidad de la radiación difusa sobre el hemisferio celeste. Sin embargo, el único procedimiento práctico consiste en suponer que la radiación procedente de cualquier parte del cielo es la misma. Para determinar la reducción del ángulo sólido por objetos oscurecedores de tamaño finito, puede utilizarse la siguiente expresión:

$$\Delta A = \int_{\varphi} \int_{\theta} \sin \theta \cos \theta d\theta d\varphi \quad (7.11)$$

donde θ es el ángulo de elevación; φ es el ángulo azimutal; θ es el grado de elevación del objeto; y φ es la dimensión en azimut del objeto.

El conjunto de los obstáculos se puede representar gráfica o numéricamente. Si se trata de una representación gráfica, el contorno de los objetos oscurecedores se debe dibujar en un diagrama $\theta - \varphi$, y las proyecciones

de ese diagrama dividirse en áreas parciales adecuadas sobre las que puede asignarse un valor medio de $\sin \theta \cos \theta$ y obtenerse por adición la corrección aditiva parcial.

Esta expresión es válida sólo para obstáculos que tienen una superficie oscura y están dispuestos de cara al piranómetro. Para otros objetos, la corrección debe multiplicarse por un factor de reducción que depende del albedo del objeto. El resplandor de la nieve a causa de un Sol bajo puede incluso conducir a una corrección de signo contrario.

7.3.3.2 INSTALACIÓN DE PIRANÓMETROS PARA MEDIR LA RADIACIÓN GLOBAL

El piranómetro se debe sujetar firmemente al soporte de montaje de que se disponga, utilizando los orificios existentes en las patas del trípode o en la placa de sustentación. Se deben adoptar siempre las precauciones necesarias para evitar que el instrumento esté sometido a golpes o vibraciones mecánicas durante la instalación. El mejor modo de efectuar esta operación es orientando el piranómetro de manera que los cables que emergen o el conector estén situados al norte de la superficie receptora en el hemisferio norte (y al sur de la misma en el hemisferio austral). Con esto se reduce al mínimo el calentamiento de las conexiones eléctricas a causa del Sol. Los instrumentos con termopilas Moll-Gorcynski se deben orientar de manera que la línea de los termopares (el lado grande de la termopila rectangular) apunte en dirección este-oeste. Esta exigencia resulta a veces contradictoria con la primera, según sea el tipo de instrumento, y debe dársele prioridad, ya que puede darse sombra al conector en caso necesario. Si existen torres en las proximidades, el instrumento se debe situar del lado de la torre que se dirige al ecuador, y lo más lejos posible de ésta.

No debe permitirse que la radiación reflejada del suelo o de la base irradie el cuerpo del instrumento desde abajo. Puede utilizarse un sistema cilíndrico que proporcione sombra, pero debe tenerse cuidado de que no perturbe la ventilación natural y de que ésta sea suficiente como para mantener el cuerpo del instrumento a la temperatura ambiente.

El paso siguiente es asegurar ligeramente el piranómetro con tornillos o clavijas de sujeción, y nivelarlo luego con los tornillos de nivelación y el nivel de burbuja proporcionados con el instrumento. Después, deben apretarse los tornillos de sujeción, teniendo cuidado de no alterar el montaje para que, conforme a las indicaciones del nivel de burbuja, la superficie receptora se mantenga en posición horizontal.

El soporte o la plataforma debe ser lo suficientemente rígido como para que el instrumento quede protegido de golpes fuertes y no se altere la posición horizontal de la superficie receptora, sobre todo en períodos de fuertes vientos.

El cable de conexión del piranómetro al registrador debe tener dos conductores y ser impermeable. Se debe

asegurar firmemente al soporte del montaje para minimizar la posibilidad de ruptura o desconexión intermitente en caso de viento. Siempre que sea posible, el cable debe estar adecuadamente enterrado y protegido bajo el suelo si el registrador está situado a relativa distancia del instrumento. Se recomienda el empleo de cables blindados, conectando a tierra el piranómetro, el cable y el registrador, con un conductor de baja resistencia. Al igual que en otros tipos de sistemas termoelectrónicos, conviene obtener una unión permanente de cobre con cobre entre todas las conexiones antes de soldarlas. Todas las conexiones expuestas a la intemperie deben ser totalmente impermeables y estar protegidas de cualquier daño físico. Después de haber determinado la polaridad del circuito, se puede conectar la otra extremidad del cable al registrador siguiendo las instrucciones pertinentes.

7.3.3.3 INSTALACIÓN DE PIRANÓMETROS PARA MEDIR LA RADIACIÓN DIFUSA

Para medir o registrar por separado la radiación difusa, el sensor se debe proteger de la radiación solar directa con una pantalla. Cuando se requieren registros continuos, el piranómetro se ensombrece generalmente con un pequeño disco metálico que oculta el haz solar mediante un sistema ecuatorial de seguimiento auto-mático, o con una banda que proporciona sombra y está montada sobre un eje polar. En el primer método, que implica la rotación de una varilla delgada sincronizada con el movimiento aparente del Sol, es fundamental una inspección frecuente para garantizar el funcionamiento y el ajuste adecuados, ya que de otra manera los registros espurios son difíciles de detectar. El segundo método requiere menos atención del personal del emplazamiento, pero necesita correcciones del registro para tener en cuenta la magnitud apreciable de la radiación difusa interceptada por el dispositivo de sombra. En el Anexo 7.E se dan detalles sobre la construcción de un anillo de sombra y las correcciones necesarias que deben aplicarse.

La instalación de un piranómetro para medir la radiación difusa es semejante a la de un piranómetro para medir la radiación global; sin embargo, presenta la complicación adicional de un montaje ecuatorial o de un soporte de banda de sombra. La distancia a otro piranómetro cercano debe ser lo suficientemente grande para que el anillo o el disco de sombra no afecte a este último. Esta condición reviste mayor importancia en latitudes altas, donde el ángulo solar puede llegar a ser muy bajo.

Dado que la radiación difusa de un cielo despejado puede ser inferior a la décima parte de la radiación global, es necesario prestar gran atención a la sensibilidad del sistema de registro.

7.3.3.4 INSTALACIÓN DE PIRANÓMETROS PARA MEDIR LA RADIACIÓN REFLEJADA

La altura sobre la superficie será de 1 a 2 m. En verano, el suelo debe estar cubierto de césped que se mantenga

corto. Para regiones donde nieva en invierno, debe disponerse de un mecanismo para ajustar la altura del piranómetro por encima de la nieve, a fin de mantener una separación constante. El sistema de montaje no debe interferir demasiado con el campo de visión del instrumento, de manera que sólo pueda ocasionar un error del dos por ciento en la medición. Debe proporcionarse fácil acceso al piranómetro a fin de nivelarlo sin alterar por ello la superficie que queda debajo del instrumento, sobre todo, si se trata de nieve.

7.3.3.5 CUIDADO DE LOS PIRANÓMETROS

Los piranómetros que funcionan constantemente se deben inspeccionar al menos una vez al día y, de preferencia, con más frecuencia, por ejemplo cuando se efectúan las observaciones meteorológicas. En el transcurso de esas inspecciones, la cúpula de vidrio del instrumento se debe limpiar con un trapo para eliminar cualquier suciedad y mantenerla seca. Si se deposita nieve helada, hielo liso, escarcha o cencellada blanca, se deben eliminar del depósito con mucho cuidado (al menos temporalmente), mediante el empleo moderado de un fluido antihielo, y secar luego el vidrio. La inspección diaria también es necesaria para garantizar que el instrumento esté nivelado, que no haya condensación en el interior de la cúpula, y que las superficies sensoras se mantengan negras.

En algunas redes, la cúpula externa del piranómetro se ventila continuamente con un ventilador para evitar, o al menos reducir, los depósitos en épocas de frío, y enfriar la cúpula en condiciones meteorológicas de calma. La diferencia de temperatura entre el aire del ventilador y el aire ambiente no debe ser superior a 1 K. Si sobre la cúpula se forma un depósito de arena o de suciedad debido a la contaminación local, la limpieza se debe efectuar con mucha suavidad, de preferencia después de haber soplado la mayor parte del material menos adherido o después de humedecerlo un poco, para evitar que se raye la superficie, ya que esta acción abrasiva puede alterar apreciablemente las propiedades originales de transmisión del material. Los desecadores se deben mantener cargados de materia activa (en general, gel de sílice con indicador de color).

7.3.3.6 INSTALACIÓN Y CUIDADO DE LOS PIRANÓMETROS SOBRE PLATAFORMAS ESPECIALES

Debe tenerse mucho cuidado en la instalación de equipos sobre diversas plataformas como buques, boyas, torres y aeronaves. Los radiómetros instalados a bordo de buques se deben montar sobre balancines para contrarrestar los movimientos importantes de la plataforma.

Si se emplea una torre para la instalación exclusiva de los instrumentos radiométricos, ésta debe poseer en su parte superior una plataforma rígida donde se puedan montar los sensores. Los obstáculos con relación al horizonte se deben mantener en el lado de la plataforma

más alejado del ecuador, y los soportes de alojamiento de los albedómetros deben extenderse hacia el ecuador.

En buques, boyas y torres, los radiómetros se deben montar en la parte más alta posible sobre la superficie del mar, para reducir al mínimo los efectos de las salpicaduras de agua.

Las mediciones de la radiación desde aeronaves se han realizado con buenos resultados durante años. Sin embargo, debe tenerse sumo cuidado en la selección adecuada del piranómetro y en su ubicación.

Debe prestarse especial atención al proceso de instalación, especialmente si se trata de sistemas de difícil acceso, a fin de asegurar la fiabilidad de las observaciones. Convendría, por lo tanto, duplicar los sistemas de medición que se utilizan en ciertos lugares.

7.4 Medición de la radiación total y de onda larga

La medición de la radiación total comprende tanto las longitudes de onda corta de origen solar (0,3 a 3,0 μm) como las longitudes de onda más larga de origen terrestre y atmosférico (3,0 a 100 μm). Los instrumentos utilizados con este propósito son los pirradiómetros, que sirven para medir las componentes ascendente o descendente del flujo de la radiación; con dos pirradiómetros se pueden medir las diferencias entre ambas componentes, es decir la radiación neta. Los pirradiómetros de un solo sensor, con una superficie activa en ambos lados, también pueden utilizarse con este fin. Los sensores de los pirradiómetros deben tener una sensibilidad constante en toda la gama de longitudes de onda entre 0,3 y 100 μm .

La medición de la radiación de onda larga se puede realizar indirectamente, restando el valor de la medición de la radiación global del valor de la medición de la radiación total, o directamente, utilizando pirogeómetros. La mayoría de estos instrumentos eliminan las longitudes de onda corta por medio de filtros que presentan una transparencia constante a longitudes de onda larga, mientras que son casi opacos a longitudes de onda más cortas (0,3 a 3,0 μm).

Existen también otros pirogeómetros sólo para empleo nocturno, pero éstos no disponen de ningún medio de eliminación de la radiación de onda corta.

7.4.1 Instrumentos para medir la radiación total

Uno de los problemas que se plantean con los instrumentos para medir la radiación total es que no existen materiales absorbentes que tengan una sensibilidad totalmente constante en toda la gama de longitudes de onda que interesan.

El empleo de sensores térmicos, que siguen siendo los únicos que se utilizan en las mediciones del flujo de la radiación total, requiere un buen conocimiento de la capacidad energética del sensor. De lo contrario, es necesario reducir prácticamente a cero las pérdidas de calor debidas a la convección, protegiendo de ese modo al sensor de la influencia directa del viento. Los flujos

radiativos netos se determinan con menor precisión que los flujos de la radiación global, a causa, sobre todo, de las dificultades técnicas relacionadas con esas pérdidas de calor. De hecho, diversos laboratorios han creado sus propios pirradiómetros sobre bases técnicas que, según el parecer de sus expertos, son las más eficaces para reducir la transferencia de calor convectivo en el sensor. En los últimos decenios se han construido pirradiómetros que, aunque distan de ser perfectos, se basan en buenos principios de medición. Así pues, existe una gran variedad de pirradiómetros que emplean, con el objeto de lograr la eliminación de los efectos del viento, uno de los siguientes métodos:

- a) sin protección. Se utilizan fórmulas empíricas para corregir los efectos del viento;
- b) determinación de los efectos del viento mediante calentamiento eléctrico;
- c) estabilización de los efectos del viento mediante ventilación artificial;
- d) eliminación de los efectos del viento protegiendo el sensor.

En el Cuadro 7.6 figuran las fuentes de error que pueden afectar las mediciones pirradiométricas, así como los métodos propuestos para determinar esos errores.

Resulta difícil establecer la precisión que se puede obtener en la práctica. Las comparaciones *in situ*, efectuadas en diversos emplazamientos entre diferentes diseños de pirradiómetros, proporcionan resultados que muestran diferencias de 5 a 10 por ciento, en el mejor de los casos. Para mejorar esos resultados, la comparación *in situ* debe ir precedida de un estudio exhaustivo en laboratorio, a fin de determinar los diversos efectos por separado.

En el Cuadro 7.7 se enumeran las características de pirradiómetros con diversos niveles de rendimiento, así como también las incertidumbres que se han previsto para las mediciones efectuadas con esos instrumentos.

7.4.2 Calibración de pirradiómetros y pirradiómetros diferenciales

Los pirradiómetros y los pirradiómetros diferenciales (para medir la radiación total neta) se pueden calibrar para la radiación de onda corta con el método empleado para los piranómetros (véase la sección 7.3.1), utilizando el Sol y el cielo como fuente. En el caso de un pirradiómetro diferencial de un solo sensor, la cara que mira hacia abajo se debe cubrir con una cavidad de temperatura constante conocida.

La calibración del instrumento para la radiación de onda larga se realiza mejor en un laboratorio con cavidades de cuerpos negros. Sin embargo, también es posible realizarla sobre el terreno. En el caso de un pirradiómetro diferencial, el flujo descendente, L_{\downarrow} , se mide por separado utilizando un pirogeómetro, o cubriendo el receptor superior con una cavidad, como se

señaló más arriba, y midiendo directamente la temperatura T_s de la nieve o de la superficie del agua. En esas condiciones, el flujo radiativo recibido por el instrumento está expresado por:

$$L^* = L_{\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (7.12)$$

y:

$$V = L^* \cdot K \text{ or } K = V/L^* \quad (7.13)$$

donde ϵ es la emitancia de la superficie del agua o la nieve (tomada normalmente como 1); σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$); T_s es la temperatura de la superficie subyacente (K); L_{\downarrow} es la irradiancia medida por el pirogeómetro o calculada a partir de la temperatura de la cavidad que cubre la parte superior del receptor (W m^{-2}); L^* es el flujo radiativo en el receptor (W m^{-2}); V es la señal de salida del instrumento (μV); y K es el factor de calibración ($\mu\text{V W m}^{-2}$).

Se recomienda comprobar periódicamente *in situ* la sensibilidad del instrumento.

La simetría de los pirradiómetros diferenciales requiere una comprobación periódica. Ésta se hace invirtiendo el instrumento o el par de instrumentos *in situ* y tomando nota de cualquier diferencia en la señal de salida. Si las diferencias entre las dos direcciones son superiores al dos por ciento de la escala completa será necesario recalibrar el instrumento, pues eso significa que las velocidades de ventilación o los factores de absorción se han modificado significativamente en los dos sensores. Estas comprobaciones también se deben llevar a cabo durante la calibración o la instalación.

7.4.3 Instrumentos para medir la radiación de onda larga

En el último decenio se han hecho grandes progresos en la medición de la radiación terrestre utilizando pirogeómetros que obstruyen la radiación solar. Con los primeros instrumentos de este tipo, los problemas que se plantearon estaban relacionados con el prematuro envejecimiento de los materiales utilizados para obstruir la radiación de onda corta, mientras se seguía filtrando la radiación de onda larga; pero con la aparición del pirogeómetro de cúpula de silicio se ha logrado resolver en gran medida este problema. No obstante, la medición de la radiación terrestre sigue siendo muy difícil de realizar y menos comprendida que la medición referida a la radiación solar. Los pirogeómetros están sujetos a los mismos errores que los pirradiómetros (Cuadro 7.6).

Existen dos tipos de pirogeómetros: el pirogeómetro dotado de una termopila (superficie receptora) cubierta con una cúpula hemisférica en la que se halla un filtro de interferencia, y el pirogeómetro cuya termopila está cubierta con una superficie plana sobre la cual se encuentra el filtro de interferencia. En ambos casos, la superficie sobre la cual se encuentra el filtro de interferencia es de silicio. El primer tipo de instrumento

CUADRO 7.6

Fuentes de error en las mediciones pirradiométricas

Efectos que influyen en las mediciones	Tipo de influencia en los pirradiómetros		Efectos en la exactitud de las mediciones	Métodos para determinar esas características
	Con cúpula	Sin cúpula		
Propiedades de la de pantalla	Características espectrales de transmisión	Ninguna	<p>a) variaciones espectrales en el coeficiente de calibración;</p> <p>b) efecto de la radiación incidente reducida en el detector debido a la difusión de radiación de longitud de onda corta en las cúpulas (según el espesor);</p> <p>c) envejecimiento y otras variaciones en los sensores</p>	<p>a) determinación espectral de la extinción en la pantalla;</p> <p>b) medición del efecto de radiación difusa o medición del efecto con ángulo de incidencia variable;</p> <p>c) análisis espectral; comparación con una nueva cúpula; determinación de la extinción de la cúpula</p>
Efectos de convección	Cambios debidos a intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el entorno de la cúpula (resistencia térmica)	Cambios por intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el aire (variación del coeficiente de intercambio superficial)	Cambios incontrolados debidos a ráfagas de viento, importante para calcular divergencia de flujo radiativo en la capa inferior de la atmósfera	Estudio del comportamiento dinámico del instrumento en función de la temperatura y la velocidad en un túnel de viento
Efectos de hidrometeoros (lluvia, nieve, neblina, rocío, escarcha) y del polvo	Variación de la transmisión espectral más el intercambio de calor no radiativo por conducción y cambio	Variación de las características espectrales del sensor y de la disipación del calor por evaporación	Variaciones debidas a cambios de las características espectrales del sensor y a transferencias de energía no radiativas	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Propiedades de la superficie del sensor (emisividad)	Depende de la absorción espectral de la sustancia de ennegrecimiento del sensor		<p>Cambios en el coeficiente de calibración:</p> <p>a) como una función de la respuesta espectral;</p> <p>b) como una función de la intensidad y el azimut de la radiación;</p> <p>c) como una función de los efectos de la temperatura</p>	<p>a) análisis espectrofotométrico de la calibración de superficies absorbentes;</p> <p>b) medición de la variabilidad de la sensibilidad del sensor con el ángulo de incidencia</p>
Efectos de la temperatura	No linealidad del sensor en función de la temperatura		Se necesita un coeficiente de temperatura	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Efectos de asimetría	<p>a) diferencias entre las capacidades y resistencia térmica de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo;</p> <p>b) diferencias en la ventilación de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo;</p> <p>c) control y regulación de la nivelación del sensor</p>		<p>a) influencia sobre la constante de tiempo del instrumento;</p> <p>b) error en la determinación de los factores de calibración para los dos sensores</p>	<p>a) control de la capacidad térmica de las dos superficies del sensor;</p> <p>b) control de la constante de tiempo en un estrecho intervalo de temperatura</p>

CUADRO 7.7
Características de los pirradiómetros operativos

Características	Alta calidad ¹	Buena calidad ²	Moderada calidad ³
Resolución(W m ⁻²)	±1	±5	±10
Estabilidad (variación anual, tanto por ciento de la escala completa)	±2%	±5%	±10%
Error de respuesta cosenoidal a 10° de elevación	±3%	±7%	±15%
Error azimutal a 10° de elevación (adicional al error cosenoidal) (desviación de la media)	±3%	±5%	±10%
Dependencia de la temperatura (-20 a 40°C) (desviación de la media)	±1%	±2%	± 5%
No linealidad (desviación de la media)	±0,5%	±2%	± 5%
Sensibilidad espectral integrada sobre intervalos de 0,2 μm desde 0,3 hasta 75 μm (desviación de la media)	±2%	±5%	±10%

NOTAS: 1) Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; el mantenimiento sólo se puede hacer en estaciones con instalaciones y personal especializados.

2) Puede utilizarse en operaciones de red.

3) Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

proporciona un campo de visión hemisférico completo, mientras que el segundo tiene un campo de visión de 150°; la modelización del flujo hemisférico se realiza según las instrucciones del fabricante. El motivo aludido en favor del último método es que las imprecisiones son mayores cuando los filtros están dentro de la cúpula hemisférica que al modelizar los flujos con menos de 30° de apertura. Ambos tipos de instrumentos funcionan según el principio de que la señal de salida medida representa la diferencia entre la radiación emitida por la fuente y la temperatura radiativa del cuerpo negro del instrumento. En general se utiliza la siguiente ecuación:

$$E \downarrow_i = \frac{V}{K} + 5,6697 \cdot 10^{-8} \cdot T_d^4 = \beta \quad (7.14)$$

donde $E \downarrow_i$ es la radiación infrarroja (W m⁻²); V es el voltaje de salida del sensor (μV); K es la respuesta del instrumento a la radiación infrarroja (μV (W m⁻²)); T_d es la temperatura del detector (K); y β es la incertidumbre estimada (que puede reducirse al corregir algunas características del sensor).

En varias comparaciones realizadas recientemente se han utilizado instrumentos de fabricación similar para una variedad de configuraciones de medición. Los resultados de dichas comparaciones indican que, después de efectuar una cuidadosa calibración, los flujos medidos durante la noche concuerdan en un 2 por ciento, pero ante una alta radiación solar la diferencia entre los instrumentos puede llegar al 13 por ciento. Estas diferencias se deben a que la cúpula de silicio no puede distinguir con exactitud, y de forma reproducible, la radiación solar y la radiación terrestre, y a que no es un reflector perfecto, por lo que se produce el calentamiento solar. Al proteger el instrumento con una pantalla, ventilándolo como recomienda la

ISO (1990c), y midiendo la temperatura de la cúpula y la caja del instrumento, esta diferencia puede reducirse en menos del 5 por ciento (aproximadamente 15 W m⁻²). Basándose en los resultados de estas y otras comparaciones, deben seguirse las siguientes recomendaciones para efectuar la medición de la radiación de onda larga:

- al emplear pirogeómetros con un circuito de batería incluido para crear las condiciones del cuerpo negro del instrumento, debe tenerse sumo cuidado en verificar que la batería se mantiene en buen estado. Incluso un ligero cambio en el voltaje de la batería podría aumentar considerablemente el error de medición. Siempre que sea posible, se debe sustituir la batería del instrumento, y medir directamente la temperatura de la caja, de acuerdo con las instrucciones del fabricante;
- cuando sea posible, se debe medir la temperatura de la caja y la de la cúpula del instrumento y utilizar esos datos para determinar la irradiancia;
- el instrumento se debe ventilar;
- para lograr los mejores resultados posibles, el instrumento se debe proteger de los rayos solares directos mediante un pequeño disco seguidor de oscurecimiento.

La calibración de esos instrumento deberá efectuarse en los centros nacionales o regionales de calibración, utilizando radiadores patrón absolutos. Las pruebas realizadas con radiadores casi absolutos fabricados con grandes bloques de hielo huecos también han dado buenos resultados. El centro de calibración debe suministrar información sobre los mejores métodos para medir la irradiancia atmosférica a partir de un pirogeómetro, de acuerdo con las recomendaciones antes mencionadas.

7.4.4 *Instalación de pirradiómetros y pirogeómetros*

Los pirradiómetros y pirogeómetros se instalan generalmente en un lugar libre de obstáculos, o al menos que no presente obstrucciones de magnitudes angulares superiores a 5° en cualquier dirección que tenga un ángulo solar bajo, sea cual fuere la época del año.

Un control diario de los instrumentos debe garantizar que:

- el instrumento esté nivelado;
- cada sensor y sus sistemas de protección se mantengan limpios y libres de polvo, escarcha, nieve y lluvia;
- las cúpulas no retengan agua (se debe secar cualquier condensación interna);
- las superficies receptoras negras estén total y efectivamente ennegrecidas.

Además, cuando se utilizan cúpulas de polietileno es necesario comprobar de cuando en cuando que los efectos de los rayos ultravioleta no han alterado las características de transmisión. Se recomienda cambiar la cúpula cada seis meses.

Como, en general, no es posible medir directamente la radiación reflejada de onda corta y la radiación ascendente de onda larga exactamente a nivel de la superficie, será necesario instalar los piranómetros y los pirradiómetros a una distancia apropiada del suelo para medir esas componentes ascendentes. Dichas mediciones integran la radiación emitida por la superficie que se encuentra debajo del sensor. Para los piranómetros y los pirradiómetros que tienen un ángulo de apertura de 2π estereorradianes, y están instalados a 2 m sobre la superficie, el 90 por ciento de toda la radiación medida es emitida por una superficie circular subyacente de 12 m de diámetro, el 95 por ciento por una de 17,5 m, y el 99 por ciento por una de 39,8 m, suponiendo que el sensor utiliza un detector ortotrópico.

Esta característica de integrar la señal de entrada procedente de una superficie circular relativamente grande resulta ventajosa cuando se trata de un terreno que presenta variaciones locales importantes en la emitancia, siempre que el pirradiómetro diferencial se pueda instalar lo suficientemente lejos de la superficie para obtener una campo de visión que sea representativo del terreno. Si el sensor se encuentra demasiado cerca de la superficie, la sombra del instrumento puede afectar la observación, además de mostrar una parte que no es representativa del terreno. Si, en cambio, el pirradiómetro diferencial está demasiado lejos de la superficie, sus lecturas podrían no ser representativas de los flujos cercanos a la superficie debido a la existencia de divergencias de flujo radiativo no detectadas. Normalmente, se adopta una altura de 2 m sobre una vegetación baja y homogénea, y al tratarse de vegetación alta, como en el caso de un bosque, la altura debe ser lo suficientemente alta para eliminar las irregularidades del terreno circundante.

7.4.5 *Registro y reducción de datos*

En general, las indicaciones que figuran en la sección 7.1.3 se aplican también a los pirradiómetros. Además, los efectos siguientes pueden influir específicamente en las lecturas de los pirradiómetros, y por ende deberán registrarse:

- efectos de los hidrometeoros (lluvia, nieve, rocío, escarcha) en instrumentos sin protección ni ventilación;
- efectos del viento y de la temperatura del aire;
- desviación del cero del sistema de registro. Este efecto es mucho más importante en los pirradiómetros, que pueden proporcionar valores negativos, que para los piranómetros, en los que la señal de entrada solar se considera nula durante la noche.

Debe prestarse especial atención al lugar en que están ubicados los instrumentos. Si se debe evaluar la radiación de onda larga, en condiciones diurnas, restando las lecturas de un piranómetro de las del pirradiómetro, los dos instrumentos se deben colocar muy próximos uno a otro y de tal manera que las influencias del entorno sean prácticamente idénticas para ambos.

7.5 *Medición de magnitudes de radiaciones especiales*

7.5.1 *Medición de la luz diurna*

La iluminancia es el flujo incidente de la energía radiante que emana de una fuente con longitudes de onda entre 380 y 780 nm, y se evalúa por la respuesta del ojo humano a la energía en esta región de longitud de onda. La Comisión Internacional de Iluminación (CII) define la respuesta del ojo humano a los fotones con una sensibilidad máxima de 555 nm. En la Figura 7.2 y el Cuadro 7.8 se representan la respuesta relativa del ojo humano normalizada a esta frecuencia. La eficacia luminosa se define como la relación entre la emitancia radiante ($W m^{-2}$) y la emitancia luminosa (lm). Es una función de la sensibilidad luminosa relativa $V(\lambda)$ del ojo humano, y un factor de normalización K_m (683), que representa el número de lumen emitido por vatios de radiación electromagnética a partir de una fuente monocromática de 555,19 nm (el punto de congelación del platino), como sigue:

$$\Phi_v = K_m \int_{380}^{780} \Phi(\lambda) V(\lambda) d\lambda \quad (7.15)$$

donde Φ_v es el flujo luminoso ($lm m^{-2}$ o lux); $\Phi(\lambda)$ es el flujo radiante espectral ($W m^{-2} nm^{-1}$); $V(\lambda)$ es la sensibilidad del ojo humano; y K_m es la constante normalizada que relaciona las magnitudes luminosas con las de radiación.

En el anexo 7.A figuran las magnitudes y las unidades de las variables luminosas.

7.5.1.1 INSTRUMENTOS

Los instrumentos utilizados para medir la iluminancia (luxómetros) comprenden un detector fotovoltaico, uno

o más filtros para proporcionar una sensibilidad de acuerdo con la curva $V(\lambda)$ y, a menudo, un circuito de control de la temperatura para mantener la estabilidad de la señal. La CII ha elaborado una guía detallada sobre las prácticas recomendadas para medir la luz diurna (CII, 1993). En esa *Guía* se describen los métodos que deben aplicarse para la instalación del equipo, las características de los instrumentos, los procedimientos para obtener datos y el control de calidad de primera categoría.

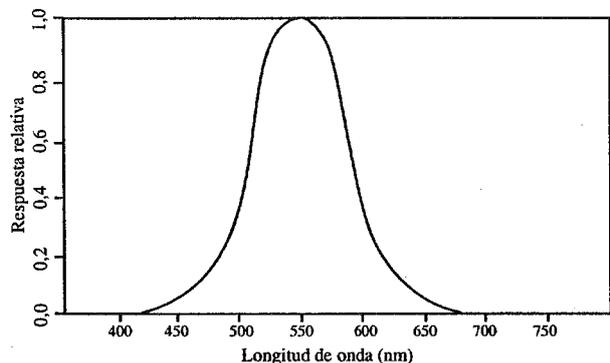


Figura 7.2 — Sensibilidad luminosa relativa $V(\lambda)$ del ojo humano a la visión fotópica

CUADRO 7.8

Valores de la eficacia luminosa espectral en la visión fotópica (unidad correspondiente a la long. de onda de máxima eficacia)

Longitud de onda (nm)	Visión fotópica $V(\lambda)$	Longitud de onda (nm)	Visión fotópica $V(\lambda)$
380	0,000 04	590	0,757
390	0,000 12	600	0,631
400	0,000 4	610	0,503
410	0,001 2	620	0,381
420	0,004 0	630	0,265
430	0,011 6	640	0,175
440	0,023	650	0,107
450	0,038	660	0,061
460	0,060	670	0,032
470	0,091	680	0,017
480	0,139	690	0,008 2
490	0,208	700	0,004 1
500	0,323	710	0,002 1
510	0,503	720	0,001 05
520	0,710	730	0,000 52
530	0,862	740	0,000 25
540	0,954	750	0,000 12
550	0,995	760	0,000 06
560	0,995	770	0,000 03
570	0,952	780	0,000 015
580	0,870		

La medición de la iluminancia global debe hacerse simultáneamente con la medición de la radiación global. No obstante, el luxómetro patrón se debe controlar en función de la temperatura, para una gama de temperaturas comprendidas entre -10 y 40°C. Además, el instrumento

se debe ventilar para evitar la condensación y/o helada, cubriendo la superficie externa del elemento sensor. Los luxómetros normalmente deben servir para medir flujos en una gama de 1 a 20.000 lx. En esta gama, las incertidumbres se deben mantener dentro de los límites que figuran en el Cuadro 7.9. Esos valores se basan en las recomendaciones de la CII (CII, 1987), pero sólo para incertidumbres asociadas a instrumentos de alta calidad diseñados específicamente para mediciones externas de la luz diurna.

La iluminancia difusa se puede medir siguiendo los mismos principios utilizados para la medición de la radiación difusa. Las mediciones de la iluminancia directa se deben hacer con instrumentos que tengan un semiángulo de abertura que no sea superior a 2,85° y cuyo ángulo de inclinación sea inferior a 1,76°.

CUADRO 7.9

Características de los luxómetros

Característica	Porcentaje de incertidumbre
Correlación- $V(\lambda)$	±2,5
Respuesta-UV	0,2
Respuesta-IR	0,2
Respuesta cosenoidal	1,5
Fatiga a 10 klx	0,1
Coefficiente de temperatura	0,1 K ⁻¹
Linealidad	0,2
Tiempo de corrección	0,1 s

7.5.1.2 CALIBRACIÓN

Las calibraciones se efectúan con referencia a un luxómetro patrón de tipo A, siguiendo los procedimientos descritos por la CII (1987). Este equipo sólo se encuentra, en general, en laboratorios nacionales de normalización. La calibración y las pruebas relativas a las características del instrumento se deben realizar una vez al año. Éstas deben incluir también las pruebas para determinar el envejecimiento del instrumento, la desviación del cero, la estabilidad mecánica y la estabilidad climática. Se recomienda asimismo, que entre las calibraciones efectuadas en laboratorio, se emplee un instrumento patrón sobre el terreno para comprobar las calibraciones en cada lugar de medición.

7.5.1.3 REGISTRO Y REDUCCIÓN DE DATOS

La CII recomienda que se registren las siguientes variables climatológicas:

- a) iluminancia de la luz diurna difusa y global sobre superficies horizontales y verticales;
- b) iluminancia del haz solar directo;
- c) iluminancia difusa para intervalos de 0,08 estereorradianes (cerca de 10° · 10°) sobre la totalidad del hemisferio;
- d) albedo fotópico de superficies típicas como el césped, el suelo, la nieve, etc.

En general, se requieren valores integrados horarios o diarios. Los primeros deben referirse al tiempo solar verdadero. Para la presentación de datos de iluminancia difusa, resultan muy útiles los mapas estereográficos con el trazado de isolíneas de igual iluminancia.

7.6 Medición de la radiación ultravioleta (UV)

Las mediciones de la radiación solar ultravioleta se realizan para saber cuáles son sus efectos sobre el medio ambiente y la salud del ser humano, así como para saber cuánto aumenta la radiación ultravioleta UV-B en la superficie terrestre debido al agotamiento de la capa de ozono (Kerr y McElroy, 1993). El espectro UV se divide convencionalmente en tres partes, a saber:

- la radiación UV-A es la banda comprendida entre longitudes de onda de 315 a 400 nm, exactamente al exterior del espectro visible. Biológicamente no es muy activa, y su intensidad en la superficie terrestre no varía con el contenido de ozono atmosférico;
- la radiación UV-B se define como la radiación comprendida en la banda de 280 a 315 nm. Es biológicamente activa, y su intensidad en la superficie terrestre depende de la columna de ozono atmosférico, según la longitud de onda. Una de las manifestaciones de la actividad biológica es el efecto eritemal, o sea el grado de inflamación o enrojecimiento de la piel en los individuos de tez blanca;
- la radiación UV-C, en las longitudes de onda de 10 a 280 nm, es completamente absorbida en la atmósfera y no se produce de manera natural en la superficie terrestre.

La radiación ultravioleta UV-B es la banda que más interesa para las mediciones de la radiación ultravioleta. La banda de 320 nm (en lugar de la de 315 nm) está considerada como el límite entre las regiones UV-A y UV-B, pero este concepto todavía no se ha generalizado.

Es difícil efectuar la medición de la radiación ultravioleta visto la poca cantidad de energía que llega a la superficie terrestre, la variabilidad debida a los cambios de nivel del ozono estratosférico, y al incremento rápido de la magnitud del flujo con los aumentos de la longitud de onda. En la Figura 7.3 se ilustran las variaciones, expresadas en $W m^{-2} nm^{-1}$, que ocurren en el flujo espectral entre 290 nm y 325 nm en la atmósfera superior y en la superficie terrestre. Los componentes atmosféricos, como las nubes y los aerosoles, influyen en la radiación ultravioleta. La superficie del entorno tiene también un efecto importante por la dispersión múltiple, como sucede especialmente en zonas cubiertas de nieve.

Las dificultades de la normalización para medir la radiación UV estriban en la variedad de usos a los que se destinan. A diferencia de la mayoría de las mediciones meteorológicas, aún no se alcanzó una normalización basada en necesidades mundiales. En muchos países las mediciones de la radiación UV no las hacen los servicios meteorológicos sino autoridades sanitarias o de protección del medio ambiente. Esto obstaculiza aún más la normalización de los instrumentos y métodos de observación.

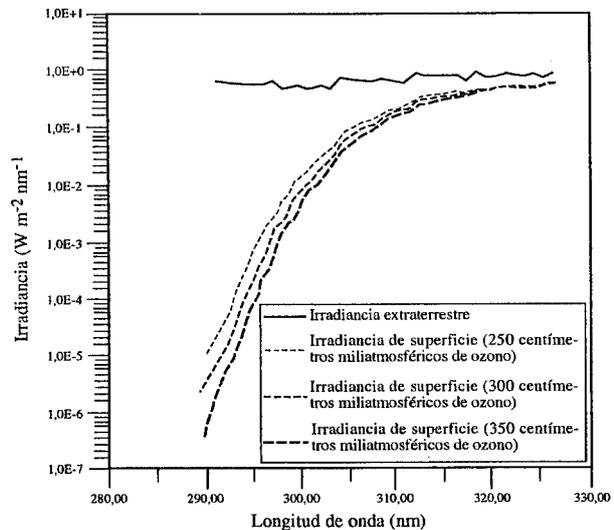


Figura 7.3 — Los resultados del modelo muestran el efecto de los crecientes niveles de ozono en la transmisión de UV-B a través de la atmósfera

La OMM aún no ha establecido normas de orientación relativas a las características de los instrumentos para medir la radiación UV o a los métodos de observación. No obstante, en el Proyecto de la OMM sobre control e investigación del ozono global (OMM, 1993a) hay algunos requisitos para medir la radiación UV-B (véase el Cuadro 7.10).

CUADRO 7.10

Requisitos para medir la radiación UV-B

UV-B	
1.	Resolución long. de onda — 1,0 nm o mejor
2.	Resolución temporal — 10 minutos o mejor
3.	Dirección (angular) — separación en componentes directa y difusa, o mejor
4.	Estrategia de calibración minuciosa
Datos secundarios	
a)	<i>Absolutamente necesarios</i>
1.	Columna total de ozono (en 100 km)
2.	Espesor óptico del aerosol
3.	Albedo del suelo
4.	Nubosidad
b)	<i>Altamente recomendados</i>
5.	Perfil lidar del aerosol
6.	Distribución vertical del ozono
7.	Irradiancia en long. de onda corta (por ej. radiación solar global)
8.	Polarización de la radiancia del cenit
9.	Vapor de agua

Las siguientes descripciones de instrumentos se proporcionan para que sirvan de información general y ayuda en la selección de los instrumentos adecuados.

7.6.1 Instrumentos

En el mercado existen tres tipos generales de instrumentos para medir la radiación ultravioleta. En los de la primera clase se utilizan filtros de banda ancha. Estos

instrumentos sirven para medir el espectro de la UV-A o la UV-B, o toda la banda ancha de la región ultravioleta que afecta la salud del ser humano. En los de la segunda, hay uno o más filtros de interferencia que miden partes discretas del espectro UV-A y/o UV-B. La tercera clase son los espectrómetros, que miden secuencialmente una parte predeterminada del espectro utilizando un filtro de banda de paso fija.

7.6.1.1 SENSORES DE BANDA ANCHA

La mayoría de los sensores de banda ancha están diseñados para medir el espectro ultravioleta ponderado por medio de la función eritemal propuesta por McKinlay y Diffey (1987), como se muestra en la Figura 7.4. Otros espectros de acción son los propuestos por Parrish, Jaenicke y Anderson (1982). En la elaboración de las curvas (y sus variaciones) se utilizan dos métodos para efectuar la ponderación por *hardware*.

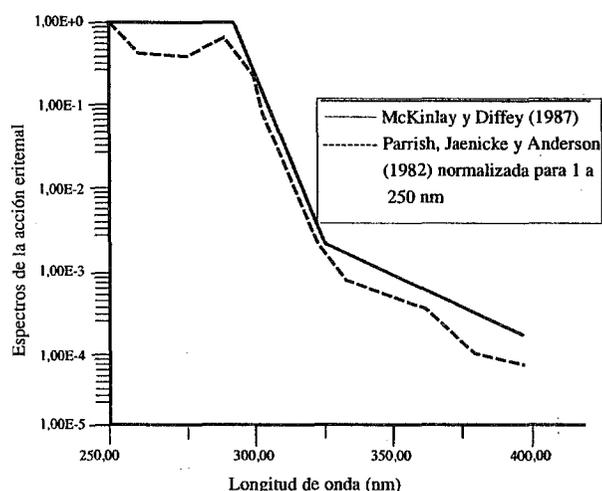


Figura 7.4 — Curvas eritemales de acuerdo con Parrish, Jaenicke y Anderson (1982) y McKinlay y Diffey (1987).

El método más utilizado para obtener una ponderación eritemal consiste en filtrar primero casi toda la luz visible de la longitud de onda con filtros de vidrio ennegrecido, para interceptar la transmisión de radiación ultravioleta. La radiación restante activa una sustancia luminiscente sensible a la radiación ultravioleta. A su vez, la luz verde emitida por la sustancia luminiscente se vuelve a filtrar con un vidrio de color para extraer cualquier luz visible que no sea verde antes de golpear contra un fotodiodo de arseniuro de galio o arseniuro de galio fosforoso. La calidad del instrumento depende de consideraciones como la calidad de la cúpula de cuarzo de protección externa, la respuesta cosenoidal del instrumento, la estabilidad de la temperatura y la capacidad del fabricante para compaginar la curva eritemal con una combinación de características del vidrio y del diodo. La estabilidad de la temperatura del instrumento es fundamental, tanto con respecto a la parte electrónica como a la respuesta de la sustancia luminiscente (fósforo) para la radiación UV incidente. La eficacia de

la sustancia luminiscente disminuye en aproximadamente 0,5 por ciento K^{-1} , y su curva de respuesta a determinada longitud de onda se desvía en casi 1 nm más cada 10 K. Este último efecto es, sobre todo, muy importante debido a la inclinación de la curva de radiación en esas longitudes de onda.

Más recientemente, se han fabricado instrumentos para medir la radiación UV con ponderación eritemal empleando un filtro de interferencia hecho de una delgada lamina de metal, y fotodiodos de silicio fabricados especialmente con este fin. Con estos instrumentos se resuelven numerosos problemas asociados a la utilización de la sustancia luminiscente, pero sólo con niveles muy bajos de respuesta del fotodiodo.

Otros instrumentos de banda ancha utilizan una u otra técnica de medición para medir el espectro completo, empleando una combinación de filtros de vidrio o filtros de interferencia. En los instrumentos utilizados para medir la combinación de la radiación UV-A y UV-B, la parte más estrecha del filtro de banda de paso es de 20 nm de anchura total de media amplitud (FWHM) y la más ancha es de 80 nm FWHM. Algunos fabricantes de estos instrumentos suministran algoritmos sencillos para hacer una aproximación de la dosis eritemal a partir de las mediciones no ponderadas.

El mantenimiento de estos instrumentos consiste en asegurarse de que la cúpula esté limpia, el instrumento esté nivelado, el desecante (si va incluido) esté activo y que el sistema de calentamiento/enfriamiento, si lo hubiere, funcione correctamente. De lo contrario, el mantenimiento será el mismo que para los piranómetros.

7.6.1.2 SENSORES DE BANDA ESTRECHA

La definición de banda estrecha para esta clasificación de instrumentos no es exacta. La anchura de banda más ancha para los instrumentos de esta categoría es de 10 nm FWHM, y la más estrecha actualmente, para instrumentos comercializados, es de 2 nm FWHM.

Estos sensores utilizan uno o más filtros de interferencia para obtener información sobre una región del espectro ultravioleta. Los instrumentos más sencillos tienen un solo filtro, por lo general a una longitud de onda en la que se pueden obtener mediciones de buena calidad de la radiación UV. Estos instrumentos utilizan, en general, longitudes de onda cercanas a los 305 nm. El rechazo fuera de banda de dichos filtros debe ser igual o superior a 10^{-5} o mejor a través de la región sensible del detector. Los instrumentos de este tipo, de más alta calidad, utilizan un dispositivo peltier de enfriamiento para mantener la temperatura constante a cerca de 20°C, o calentadores para aumentar las temperaturas del filtro y el diodo del instrumento por encima de la temperatura normal ambiente, por lo general a 40°C. Sin embargo, esta última práctica reduce mucho la vida útil de los filtros de interferencia. Una variante de este tipo de instrumento utiliza un tubo fotomultiplicador en lugar de un fotodiodo. Con ello se obtiene una medición exacta de la energía procedente de longitudes de onda más

cortas e intensidades más bajas, en todas las longitudes de onda medidas.

Los fabricantes de instrumentos que utilizan más de un solo filtro, a menudo proporcionan los medios para reconstruir el espectro completo de la radiación ultravioleta mediante la relación modelada que se crea en torno a las longitudes de onda medidas. Los instrumentos que sirven para una sola longitud de onda se emplean también para completar la resolución temporal y espacial de redes de espectrómetros más complejos, o para el control exacto a largo plazo de las bandas determinadas a fin de detectar las tendencias de la radiación en el medio ambiente.

La construcción de los instrumentos debe ser tal que la radiación pase a través del filtro cercano a la incidencia normal para evitar la desviación de la longitud de onda a longitudes de onda más cortas. Por ejemplo, una variación de 10° a partir de una incidencia normal puede originar una desviación de longitud de onda de 1,5 nm, según el índice de refracción del filtro. El efecto de la temperatura también puede ser importante al variar la longitud de onda central en unos $0,012 \text{ nm K}^{-1}$ en filtros muy estrechos ($< 1 \text{ nm}$).

El mantenimiento de los instrumentos de un solo filtro es semejante al de los instrumentos de banda ancha. Para los instrumentos que tienen varios filtros en un sistema de rueda móvil, el mantenimiento incluirá el determinar si la rueda de filtros está o no correctamente alineada. Se recomienda también probar periódicamente el suministro eléctrico de alto voltaje para los instrumentos equipados con un fotomultiplicador, y controlar la calidad de los filtros.

7.6.1.3 ESPECTRÓMETROS

Los instrumentos más perfeccionados del mercado son los que emplean rejillas cuadrículadas u holográficas para dispersar la energía incidente en un espectro. La baja energía de la radiación ultravioleta en comparación con la del espectro visible requiere un fuerte rechazo fuera de banda. Esto se logra empleando un monocromador doble o filtros de obstrucción, que sólo transmiten la radiación ultravioleta, junto con un monocromador sencillo. Generalmente, se utiliza un tubo fotomultiplicador para medir la señal de salida procedente del monocromador. Algunos instrumentos menos costosos utilizan un fotodiodo o series de detectores acoplados a la carga. Estos instrumentos no pueden medir la energía en las longitudes de onda más cortas de la radiación UV-B y, en general, presentan problemas asociados con la luz difusa.

Para comprobar el funcionamiento de los instrumentos se dispone actualmente de varios sistemas de autocontrol. Las pruebas electrónicas incluyen la verificación del funcionamiento del fotomultiplicador y el sistema análogo para la conversión digital. Las pruebas para determinar si los elementos ópticos del instrumento funcionan adecuadamente incluyen la prueba del instrumento, empleando lámparas internas de mercurio y lámparas halógenas de cuarzo normalizadas. Si bien

estos procedimientos no ofrecen datos de calibración absolutos, el operador puede obtener información sobre la estabilidad del instrumento, tanto con respecto a la alineación espectral como a la intensidad.

Los instrumentos disponibles en el mercado permiten medir desde unos 290 nm hasta la media visible, según la construcción y configuración del instrumento. La anchura de banda de las mediciones suele ser entre 0,5 y 2,0 nm. El tiempo que se requiere para completar un barrido completo de la rejilla depende de la resolución de la longitud de onda y del espectro total que ha de medirse, pero es del orden de uno a 10 segundos por paso de longitud de onda.

Para la medición periódica de la radiación ultravioleta se requiere un instrumento protegido de los efectos del medio ambiente, o fabricado de manera que la energía que incide sobre un receptor se transmita a un espectrómetro ubicado en un recinto climatizado. En ambos casos, será necesario elaborar nuevas ópticas para que la respuesta uniforme sea inferior a las elevaciones solares bajas.

El mantenimiento ordinario de los espectrómetros diseñados para medir la radiación UV-B toma aproximadamente de 15 a 20 minutos diarios, además de las calibraciones. La complejidad del instrumento exige que se sigan cuidadosamente las instrucciones de mantenimiento del fabricante.

7.6.2 Calibración

Es difícil calibrar todos los sensores para medir la radiación UV-B. A diferencia de los piranómetros, que pueden compararse con una serie de instrumentos patrones mantenidos en el marco de la Referencia Radiométrica Mundial, estos sensores se deben calibrar con fuentes luminosas o con detectores de interrupción. Estos últimos instrumentos, que se prevé se utilizarán en la calibración a largo plazo de instrumentos de filtros de banda estrecha, todavía no pueden utilizarse. Por lo tanto, el uso de lámparas estándar, calibradas con instrumentos de laboratorios nacionales normalizados, continúa siendo el procedimiento más utilizado para calibrar los sensores que miden la radiación UV-B. Numerosos países no tienen laboratorios capaces de calibrar lámparas en la región ultravioleta; por lo tanto, éstas generalmente se calibran teniendo como referencia instrumentos del National Institute for Standards and Technology (NIST), en Estados Unidos, o del Physikalisch-Technische Bundesanstalt (PTB), en Alemania.

En la actualidad, se estima que, en mediciones periódicas a 300 nm y en las condiciones más rigurosas, sólo puede lograrse un 5 por ciento de incertidumbre. La exactitud de las mediciones de los totales diarios es casi la misma, en mejores condiciones. Las mediciones de la actividad eritemal tendrían exactitudes típicas en los intervalos de 5 a 20 por ciento, según un número de factores que incluyen la calidad de los procedimientos y el equipo. Las fuentes de error se examinan en los párrafos siguientes, e incluyen:

- a) las incertidumbres asociadas a las lámparas patrón;
- b) la estabilidad de los instrumentos, incluida la estabilidad del filtro espectral y, en los instrumentos más viejos, los coeficientes de temperatura;
- c) los efectos cosenoidales;
- d) el hecho de que la calibración de un instrumento varía con la longitud de onda, y:
 - i) el espectro de una lámpara patrón no es igual al espectro que se mide;
 - ii) el espectro de la radiación UV-B que se mide varía mucho con el tiempo.

El empleo de lámparas patrón como fuentes de calibración ocasiona grandes incertidumbres en las longitudes de onda más cortas, incluso si la transferencia de la calibración es perfecta. Por ejemplo, a 250 nm la incertidumbre relacionada con la irradiancia normalizada es de un 2,2 por ciento. Si se utiliza una lámpara patrón se añade otro 1 por ciento de incertidumbre. A 350 nm, estas incertidumbres disminuyen aproximadamente al 1,3 y 0,7 por ciento, respectivamente. Debe tenerse también en cuenta la instalación y el manejo de las lámparas patrón, pues incluso variaciones tan pequeñas como del 1 por ciento en la corriente puede inducir, por ejemplo, a errores en el flujo de la radiación ultravioleta del 10 por ciento o más en las longitudes de onda más cortas. Las mediciones incorrectas de la distancia que existe entre la lámpara y el instrumento que se desea calibrar también pueden ocasionar errores del 1 por ciento, dado que la ley de la inversa del cuadrado se aplica a la calibración. En Webb y otros (1994) se examinan varios aspectos de la incertidumbre relativa al uso de lámparas patrón en la calibración de espectrómetros utilizados para medir la región ultravioleta o la región visible.

Aunque los instrumentos de banda ancha son los menos onerosos, son los más difíciles de calibrar. Los problemas vinculados a estos instrumentos se deben a la compleja serie de filtros que se utilizan para medir la radiación que entra en la señal eritemal, y a la naturaleza espectral de los cambios atmosféricos debidos a la masa de aire, la cantidad de ozono y otros componentes atmosféricos que probablemente desconoce la persona que utiliza el instrumento. Incluso cuando la calibración del instrumento es perfecta, gracias a la utilización de lámparas calibradas como fuente, las propiedades espectrales de las variaciones entre la atmósfera y el laboratorio podrían influir en la exactitud de las mediciones finales. El empleo de lámparas de deuterio de alta señal de salida, un monocromador doble y una cuidadosa selección de filtros facilitará la calibración de estos instrumentos, pero son muy pocos los laboratorios que pueden hacerlo.

Los sensores de banda estrecha son más fáciles de definir que los de banda ancha porque las variaciones de las intensidades de la fuente de calibración que pasan por el filtro de banda de paso de longitud de onda son más pequeñas. Los detectores de interrupción se podrían utilizar de manera efectiva para sensores de banda estrecha, pero hasta el momento sólo se han utilizado en

proyectos de investigación. Al recalibrar estos instrumentos, con uno o varios filtros, debe tenerse mucho cuidado de que las características espectrales de los filtros no hayan cambiado con el tiempo.

La calibración de los espectrómetros no presenta problemas, suponiendo que el instrumento haya tenido el mantenimiento adecuado. Una vez más, debe insistirse en que la transferencia de la lámpara patrón resulta difícil debido al cuidado que debe tenerse para realizar la calibración (véase más arriba). El instrumento se debe calibrar en la misma posición en que se harán las mediciones, pues numerosos espectrómetros se ven afectados por los cambios de orientación. Al calibrar un espectrómetro también se debe comprobar la exactitud de la orientación de la longitud de onda del monocromador, verificar cualquier cambio que pueda producirse en la alineación del elemento óptico interno y su pulcritud, y efectuar una prueba general de los elementos electrónicos. Se aconseja asimismo una prueba periódica del rechazo fuera de banda, posiblemente mediante el barrido de un rayo láser de helio cadmio ($\lambda = 325 \text{ nm}$).

La mayoría de los fabricantes de filtros para estos instrumentos aconsejan realizar una calibración una vez al año como mínimo. Los espectrómetros se deben calibrar al menos cada seis meses, y con más frecuencia si no se tienen sistemas de autocontrol para las señales de salida del fotomultiplicador o la selección de longitud de onda. En todo caso, las calibraciones sólo deben realizarlas personal especializado en laboratorios normalizados reconocidos.

Referencias

- Bass, A. M., Paur, R. J., 1985: The ultraviolet cross-sections of ozone: I. *The Measurements in Atmospheric Ozone* (C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, págs. 606-610.
- Comisión Internacional de Iluminación, 1987: *Methods of Characterizing Illuminance Meters and Luminance Meters*. ICI-No. 69
- Comisión Internacional de Iluminación, 1993: *Guide to Recommended Practice of Daylight Measurement*. ICI TC-3.07.
- Fröhlich, C. y Shaw, G. E., 1980: New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, Vol. 19, No. 11, págs. 1773-1775.
- Frouin, R., Deschamps, P.-Y. y Lecomte, P., 1990: Determination from space of atmospheric total water vapour amounts by differential absorption near 940 nm: theory and airborne justification. *Journal of Applied Meteorology*, 29, págs. 448-460.
- International Electrotechnical Commission, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*. Chapter 845: Lighting, IEC 50.
- Kerr, J. B. y McElroy, T. C., 1993: Evidence of large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, 262, págs. 1032-1034.
- Kuhn, M., 1972: Die spektrale Transparenz der antarktischen Atmosphäre. Teil I: Meßinstrumente und

- Rechenmethoden. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B, 20, págs. 207-248.
- Lal, M., 1972: On the evaluation of atmospheric turbidity parameters from actinometric data. *Geofísica Internacional*, Volumen 12, Número 2, págs. 1-11.
- McKinlay, A. y Diffey, B. L., 1987: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. En: Passchier, W. F. y Bosnjakovic, B. F. M., *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations*. Elsevier, Amsterdam, págs. 83-87.
- Organización Internacional de Normalización, 1990a: *Solar Energy — Calibration of Field Pyrheliometers by Comparison to a Reference Pyrheliometer*. ISO 9059.
- Organización Internacional de Normalización, 1990b: *Solar Energy — Field Pyranometers — Recommended Practice for Use*. ISO/TR 9901.
- Organización Internacional de Normalización, 1990c: *Solar Energy — Specification and Classification of Instruments for Measuring Hemispherical Solar and Direct Solar Radiation*. ISO 9060.
- Organización Meteorológica Mundial, 1978: *International Operations Handbook for Measurement of Background Atmospheric Pollution*. WMO-No. 491, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986a: *Recent Progress in Sunphotometry: Determination of the Aerosol Optical Depth*. Environmental Pollution Monitoring and Research Programme Report No. 43, WMO/TD-No. 143, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986b: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements*. World Climate Research Programme Publications Series No. 7, WMO/TD-No.149, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993a: *Report of the Second Meeting of the Ozone Research Managers of the Parties to the Vienna Convention for the Protection of the Ozone Layer*. Ginebra, 10-12 marzo 1993, Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 32, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993b: *Report of the Workshop on the Measurement of Atmospheric Optical Depth and Turbidity*. Silver Spring, EE.UU., 6-10 Diciembre 1993. Global Atmosphere Watch Report No. 101, WMO/TD-No. 659, Ginebra.
- Parrish, J. A., Jaenicke, K. F y Anderson, R. R., 1982: Erythema and melanogenesis action spectra of normal human skin. *Photochemistry and Photobiology*, 36, págs. 187-191.
- Schneider, W., y otros, 1987: Absorption cross-sections of NO₂ in the UV and visible region (200-700 nm) at 298 K. A: Chemistry, *Photochemistry and Photobiology*, 40, págs. 195-217.
- Vigroux, E., 1953: Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Annales de Physique*, 8, págs. 709-762.
- Webb, A. R., y otros, 1994: A laboratory investigation of two ultraviolet spectroradiometers. *Photochemistry and Photobiology*, Vol. 60, No. 1, págs. 84-90.
- Young, A. T., 1981: On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, Número 3, págs. 328-330.

ANEXO 7.A

NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS

1) Magnitudes radiométricas

Nombre	Símbolo	Unidad	Relación	Comentarios
Energía radiante	$Q, (W)$	$J = W s$		
Flujo radiante	$\Phi, (P)$	W	$\Phi = \frac{dQ}{dt}$	Potencia
Densidad del flujo radiante	$(M), (E)$	$W m^{-2}$	$\frac{d\Phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dA \cdot dt}$	Flujo radiante de cualquier origen que atraviesa un elemento de superficie
Exitancia radiante	M	$W m^{-2}$	$M = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que emerge de un elemento de superficie
Irradiancia	E	$W m^{-2}$	$E = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen incidente sobre un elemento de superficie
Radiancia	L	$W m^{-2} sr^{-1}$	$L = \frac{d^2\Phi}{d\Omega \cdot dA \cdot \cos \theta}$	La radiancia es una magnitud moderada en un sistema óptico
Exposición radiante	H	$J m^{-2}$	$H = \frac{dQ}{dA} = \int_{t_1}^{t_2} E dt$	Puede utilizarse para sumas diarias de radiación global, etc.
Intensidad radiante	I	$W sr^{-1}$	$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$	Puede utilizarse sólo para radiación saliente de "fuentes puntuales"

2) Magnitudes fotométricas

Nombre	Símbolo	Unidad
Cantidad de luz	Q_v	$lm \cdot s$
Flujo luminoso	Φ_v	lm
Exitancia luminosa	M_v	$lm m^{-2}$
Iluminancia	E_v	$lm m^{-2} = lx$
Exposición luminosa	H_v	$lm m^{-2} s = lx \cdot s$
Intensidad luminosa	I_v	$lm sr^{-1} = cd$
Luminancia	L_v	$lm m^{-2} sr^{-1} = cd m^{-2}$
Densidad del flujo luminoso	$(M_v; E_v)$	$lm m^{-2}$

3) Características radiométricas

Característica	Símbolo	Definición	Comentarios
Emisividad	ε	$\varepsilon = \frac{M_{\varepsilon}}{M_{\varepsilon=1}}$	$\varepsilon = 1$ para un cuerpo negro
Absorsancia	α	$\alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i}$	Φ_a y Φ_i son los flujos radiantes absorbidos e incidentes, respectivamente
Reflectancia	ρ	$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i}$	Φ_r es el flujo radiante reflejado
Transmitancia	τ	$\tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i}$	Φ_t es el flujo radiante transmitido a través de una capa o una superficie
Espesor óptico	δ	$\tau = e^{-\delta}$	En la atmósfera, δ se define normalmente en la vertical. El espesor óptico oblicuo es igual a $\delta/\cos\theta$, donde θ es el ángulo cenital

ANEXO 7.B

MAGNITUDES METEOROLÓGICAS DE RADIACIÓN, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES

Cantidad	Símbolo	Relación	Definiciones, comentarios	Unidades
Radiación descendente	$\Phi\downarrow$ $Q\downarrow$ $M\downarrow$ $E\downarrow$ $L\downarrow$ $H\downarrow$	$\Phi\downarrow = \Phi_g\downarrow + \Phi_r\downarrow$ $Q\downarrow = Q_g\downarrow + Q_r\downarrow$ $M\downarrow = M_g\downarrow + M_r\downarrow$ $E\downarrow = E_g\downarrow + E_r\downarrow$ $L\downarrow = L_g\downarrow + L_r\downarrow$ $H\downarrow = H_g\downarrow + H_r\downarrow$ (g = global) (l = onda larga)	Flujo radiante descendente Energía radiante descendente Exitancia radiante descendente ² Irradiancia descendente Radiancia descendente Exposición radiante descendente para un intervalo de tiempo determinado	W J (W s) W m ⁻² W m ⁻² W m ⁻² sr ⁻¹ J m ⁻² por intervalo de tiempo
Radiación ascendente	$\Phi\uparrow$ $Q\uparrow$ $M\uparrow$ $E\uparrow$ $L\uparrow$ $H\uparrow$	$\Phi\uparrow = \Phi_r\uparrow + \Phi_l\uparrow$ $Q\uparrow = Q_r\uparrow + Q_l\uparrow$ $M\uparrow = M_r\uparrow + M_l\uparrow$ $E\uparrow = E_r\uparrow + E_l\uparrow$ $L\uparrow = L_r\uparrow + L_l\uparrow$ $H\uparrow = H_r\uparrow + H_l\uparrow$	Flujo radiante ascendente Energía radiante ascendente Exitancia radiante ascendente Irradiancia ascendente Radiancia ascendente Energía radiante ascendente por unidad de área para un intervalo de tiempo determinado	W J (W s) W m ⁻² W m ⁻² W m ⁻² sr ⁻¹ J m ⁻² por intervalo de tiempo
Radiación global	$E_g\downarrow$	$E_g\downarrow = S \cdot \cos \theta_o + E_d\downarrow$	Radiación hemisférica sobre una superficie horizontal (θ_o = ángulo cenital solar) ³	W m ⁻²
Radiación celeste: radiación solar difusa descendente	$\Phi_d\uparrow$ $Q_d\uparrow$ $M_d\uparrow$ $E_d\uparrow$ $L_d\uparrow$ $H_d\uparrow$		Subíndice d = difusa	Igual a las de radiación descendente
Radiación de onda larga ascendente/descendente	$\Phi_l\uparrow, \Phi_l\downarrow$ $Q_l\uparrow, Q_l\downarrow$ $M_l\uparrow, M_l\downarrow$ $E_l\uparrow, E_l\downarrow$ $H_l\uparrow, H_l\downarrow$		Subíndice l = onda larga. Si sólo se considera la radiación atmosférica, puede añadirse el subíndice a , por ejemplo $\Phi_{l,a}\uparrow$	Igual a las de radiación descendente
Radiación solar reflejada	$\Phi_r\uparrow$ $Q_r\uparrow$ $M_r\uparrow$ $E_r\uparrow$ $L_r\uparrow$ $H_r\uparrow$		Subíndice r = reflejada (los subíndices s (especular) y d (difusa) pueden usarse siempre que se haga una distinción entre estas dos componentes)	Igual a las de radiación descendente
Radiación neta	Φ^* Q^* M^* E^* L^* H^*	$\Phi^* = \Phi\downarrow - \Phi\uparrow$ $Q^* = Q\downarrow - Q\uparrow$ $M^* = M\downarrow - M\uparrow$ $E^* = E\downarrow - E\uparrow$ $L^* = L\downarrow - L\uparrow$ $H^* = H\downarrow - H\uparrow$	Los subíndices g o l han de añadirse a cada uno de los símbolos cuando sólo se consideren magnitudes de radiación neta de onda corta o de onda larga	Igual a las de radiación descendente
Radiación solar directa	S	$S = S_o \tau$ $\tau = e^{-\delta/\cos \theta_o}$	Como esta es una magnitud especial, se utiliza un símbolo distinto (S) para la irradiancia solar τ = transmitancia atmosférica δ = espesor óptico (vertical)	W m ⁻²
Constante solar	S_o		Irradiancia solar hacia el exterior de la atmósfera, normalizada a la distancia media Sol-Tierra	W m ⁻²

1. Los símbolos - o + pueden utilizarse en lugar de \downarrow, \uparrow (por ej. $\Phi^* \equiv \Phi\uparrow$).
2. La exitancia es el flujo radiante que emerge de la unidad de superficie; la irradiancia es el flujo radiante recibido por unidad de superficie. Para la densidad de flujo en general puede usarse el símbolo M o E . Si bien no se recomienda específicamente, también puede introducirse el símbolo F , definido como $\Phi/\text{área}$.
3. En el caso de superficies inclinadas, θ_o es el ángulo entre la normal a la superficie y la dirección hacia el Sol.

ANEXO 7.C

REQUISITOS QUE DEBEN REUNIR LOS CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES, REGIONALES Y NACIONALES

Centros Radiométricos Mundiales

Los Centros Radiométricos Mundiales fueron designados por el Comité Ejecutivo en su 30ª reunión (Resolución 11 (EC-XXX)), celebrada en 1978, para facilitar la calibración internacional de radiómetros meteorológicos utilizados como patrón en las estaciones de la red mundial y para efectuar el mantenimiento de dichos instrumentos seleccionados con ese fin.

Cada Centro Radiométrico Mundial debe cumplir los siguientes requisitos:

- a) poseer y conservar un grupo de al menos tres de los pirheliómetros o radiómetros absolutos más estables, cuya calibración se deduce directamente de la Referencia Radiométrica Mundial. El Centro Radiométrico Mundial de Davos es el encargado de mantener el Grupo Mundial de Normalización, utilizado para establecer la Referencia Radiométrica Mundial;
- b) tomar todas las medidas necesarias para asegurar, en todo momento, la más alta calidad posible de sus instrumentos patrón y equipos de prueba;
- c) servir de centro para la calibración de instrumentos patrón regionales;
- d) tener los equipos de laboratorio e instalaciones exteriores necesarios para realizar la comparación simultánea de gran número de instrumentos y efectuar la reducción de los datos;
- e) seguir de cerca o iniciar trabajos experimentales tendientes a mejorar los instrumentos patrón y/o los métodos utilizados en radiometría meteorológica;
- f) capacitar especialistas en materia de radiación;
- g) tener el personal necesario para asegurar la continuidad de las actividades emprendidas, en particular, científicos especializados con mucha experiencia en materia de radiación.

Centros Radiométricos Regionales

Un Centro Radiométrico Regional es un centro designado por una Asociación Regional para realizar las comparaciones interregionales de los radiómetros utilizados en la Región y para efectuar el mantenimiento de los instrumentos patrón necesarios a tal fin.

Cada Centro Radiométrico Regional debe satisfacer las siguientes condiciones antes de ser designado como tal, y debe continuar cumpliéndolas después de haber sido designado:

- a) poseer y conservar un grupo de radiómetros patrón, que conste de tres radiómetros patrón de tipo Ångström, de disco de plata o radiómetro absoluto, o bien de dos radiómetros absolutos;
- b) comparar uno de los radiómetros patrón, al menos una vez cada cinco años, con el Grupo Mundial de Normalización;

- c) comparar los radiómetros patrón entre sí, al menos una vez al año, para comprobar la estabilidad de cada uno de los instrumentos. Si la relación se ha alterado en más de $\pm 0,2$ por ciento, y si no se puede identificar el instrumento erróneo, se deberá proceder a una recalibración en uno de los Centros Radiométricos Mundiales antes de volver a utilizarlos como patrón;
- d) tener las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para la comprobación y el mantenimiento de la exactitud del equipo de medición auxiliar;
- e) tener las instalaciones exteriores necesarias para llevar a cabo la comparación simultánea de los radiómetros patrón nacionales de la Región;
- f) tener el personal necesario para asegurar la continuidad de las actividades y, en particular, un científico especializado y con experiencia en materia de radiación.

Centros Radiométricos Nacionales

Un Centro Radiométrico Nacional es un centro designado a nivel nacional para facilitar la calibración, la normalización y la comprobación de los instrumentos utilizados en la red nacional de estaciones radiométricas, y mantener en buen estado de funcionamiento el instrumento patrón nacional necesario para este propósito.

Cada Centro Radiométrico Nacional debe cumplir los siguientes requisitos:

- a) poseer y conservar, al menos, un radiómetro patrón de tipo Ångström, de disco de plata o radiómetro absoluto para utilizarlo como referencia nacional en la calibración de los instrumentos radiométricos de la red nacional de estaciones radiométricas;
- b) comparar el radiómetro patrón nacional con un patrón regional, una vez cada cinco años como mínimo;
- c) tener las instalaciones y el equipo necesarios para comprobar el funcionamiento de los instrumentos utilizados en la red nacional;
- d) tener el personal necesario para asegurar la continuidad de las actividades y, en particular, un científico especializado y con experiencia en materia de radiación.

Los Centros Radiométricos Nacionales deberán encargarse de la preparación y actualización de toda la información técnica necesaria para el funcionamiento y el mantenimiento de los instrumentos utilizados en las estaciones radiométricas de la red nacional.

Se deberán adoptar disposiciones para la recopilación y el análisis periódico de los resultados de todas las mediciones radiométricas efectuadas en la red

nacional de estaciones radiométricas, con miras a asegurar su exactitud y fiabilidad. Si estas actividades las realiza otro organismo, el Centro Radiométrico Nacional deberá mantenerse en estrecho contacto con él.

Lista de Centros Radiométricos Mundiales y Regionales

CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES

Davos	(Suiza)
San Petersburgo ¹	(Rusia)

CENTROS RADIOMÉTRICOS REGIONALES

Región I (África):

El Cairo	(Egipto)
Jartum	(Sudán)
Kinshasa	(Zaire)
Lagos	(Nigeria)
Tamanrasset	(Argelia)
Túnez	(Túnez)

Región II (Asia):

Poona	(India)
Tokio	(Japón)

Región III (América del Sur):

Buenos Aires	(Argentina)
Santiago	(Chile)

Región IV (América del Norte y América Central):

Toronto	(Canadá)
Boulder	(Estados Unidos)
Ciudad de México	(México)

Región V (Suroeste del Pacífico):

Melbourne	(Australia)
-----------	-------------

Región VI (Europa):

Budapest	(Hungría)
Davos	(Suiza)
San Petersburgo	(Rusia)
Norrköping	(Suecia)
Trappes/Carpentras	(Francia)
Uccle	(Bélgica)
Potsdam	(Alemania)

¹ Funciona principalmente como Centro Mundial de Datos de Radiación (CMDR)

ANEXO 7.D

FÓRMULAS ÚTILES

Generalidades

Todos los datos astronómicos pueden calcularse con ayuda de las tablas que figuran en los almanaques náuticos o las tablas astronómicas (efemérides). No obstante, se indican a continuación algunas fórmulas aproximadas para uso práctico. Michalsky (1988a, b) tras haber comparado varias series de fórmulas aproximadas, consideró que las mejores ecuaciones eran las que figuraban como aproximaciones útiles en el *Almanaque astronómico* (United States Naval Observatory, 1993), las cuales se presentan aquí para mayor comodidad.

La posición del Sol

Para determinar la ubicación real del Sol se requieren los siguientes valores:

- 1) el año;
- 2) el día del año (por ejemplo, el primero de febrero es el día 32);
- 3) la hora fraccionada en tiempo universal (por ejemplo, horas + minuto/60 + número de horas de Greenwich);
- 4) la latitud en grados (norte: positiva);
- 5) la longitud en grados (este: positiva).

Para determinar el día juliano (DJ), el *Almanaque astronómico* determina el DJ actual a partir de un DJ de referencia establecido al mediodía del 1° de enero del año 2000 en tiempo universal (UT). Este DJ corresponde a 2.451.545,0. El DJ puede determinarse a partir de:

$$DJ = 2.432.916,5 + \text{delta} \cdot 365 + \text{tiempo intercalar} + \text{día} + \text{horas}/24$$

donde delta = año 1949

el tiempo intercalar = la parte completa de (delta/4)

La constante 2.432.916,5 es el DJ para la medianoche del 1° de enero de 1949 y se utiliza sencillamente por conveniencia.

Al emplear el tiempo antes mencionado, pueden calcularse las coordenadas eclípticas de la siguiente manera:

- 1) $n = DJ - 2.451.545$;
- 2) L (longitud media) = $280,460 + 0,985\ 647\ 4 \cdot n$ ($0 \leq L < 360^\circ$);
- 3) g (anomalía media) = $357,528 + 0,985\ 600\ 3 \cdot n$ ($0 \leq g < 360^\circ$);
- 4) l (longitud eclíptica) = $L + 1,915 \cdot \sin(g) + 0,020 \cdot \sin(2g)$ ($0 \leq l < 360^\circ$);
- 5) ep (oblicuidad de la eclíptica) = $23,439 - 0,000\ 000\ 4 \cdot n$ (grados).

Cabe señalar que, de acuerdo con las instrucciones, todos los múltiplos de 360° deben sumarse o sustraerse hasta obtener el último valor para la gama especificada.

A partir de las ecuaciones anteriores, pueden calcularse las coordenadas celestes — la ascensión recta (ra) y la declinación (dec) — de la siguiente manera:

$$\tan(ra) = \cos(ep) \cdot \sin(l)/\cos(l)$$

$$\sin(dec) = \sin(ep) \cdot \sin(l)$$

Para convertir las coordenadas celestes en coordenadas locales, es decir la ascensión recta y la declinación al azimut (A) y la altitud (a), convendría utilizar el ángulo horario local (h). Éste se calcula determinando, en primer lugar, la hora media sideral de Greenwich (GMST) y la hora media sideral local (LMST):

$$GMST = 6,697\ 375 + 0,065\ 709\ 824\ 2 \cdot n + \text{hora (UT)}$$

donde: $0 \leq GMST < 24$ h

$$LMST = GMST + (\text{longitud este})/15$$

A partir de la LMST, se calcula el ángulo horario (ah) como sigue:

$$ha = LMST - ra \quad (-12 \leq ha < 12h)$$

Antes de que el Sol llegue al meridiano, el ángulo horario es negativo. Debe tenerse sumo cuidado cuando se utiliza este término porque algunos investigadores en materia solar emplean un término opuesto para designar lo mismo. La altura solar (el) y el azimut solar (az) se pueden calcular de la siguiente manera:

$$\sin(el) = \sin(dec) \cdot \sin(lat) + \cos(dec) \cdot \cos(lat) \cdot \cos(ha)$$

y

$$\sin(az) = -\cos(dec) \cdot \sin(ha)/\cos(el)$$

donde el azimut es positivo a partir de 0° norte hasta el este.

Distancia Tierra-Sol

La excentricidad actual de la órbita que describe la Tierra alrededor del Sol es pequeña, pero significativa para que el cuadrado de la distancia Sol/Tierra, R , y por consiguiente la radiación solar en la superficie terrestre, varíe en $\pm 3,3$ por ciento con relación a la media. En unidades astronómicas (AU), esta variación se puede calcular con una exactitud superior a 10^{-4} , de la siguiente manera:

$$R = 1,000\ 14 - 0,016\ 71 \cdot \cos(g) - 0,000\ 14 \cdot \cos(2g)$$

donde g es la anomalía media como se indica más arriba. La excentricidad solar se define como el cuadrado de la distancia Tierra/Sol (1 AU, R_0) dividido por la distancia real entre la Tierra y el Sol:

$$E_0 = (R_0/R)^2$$

Masa de aire

Para calcular el coeficiente de extinción debe conocerse la longitud que recorre la radiación a través de la atmósfera, denominada masa de aire óptica absoluta. La masa de aire relativa, m , es la relación que existe entre la masa de aire a lo largo del recorrido oblicuo y la masa de aire en dirección vertical; por consiguiente, es un factor de normalización. En una atmósfera de plano paralelo, sin refracción, m es igual a $1/\sin h_o$. Para tener en cuenta la refracción atmosférica, el *Almanaque astronómico* propone las siguientes ecuaciones:

- a) una expresión sencilla para la refracción R , con ángulos cenitales inferiores a 75° :

$$R = 0,004\ 52\ P \tan z / (273 + T)$$

donde z es la distancia cenital en grados; P es la presión en hectopascales; y T la temperatura en $^\circ\text{C}$.

- b) para los ángulos cenitales superiores a 75° , y altitudes inferiores a 15° , se recomienda la siguiente fórmula:

$$R = \frac{P (0,159\ 4 + 0,019\ 6a + 0,000\ 02a^2)}{[(273 + T) (1 + 0,505a + 0,084\ 5a^2)]}$$

donde a es la altitud ($90^\circ - z$).

Hora local aparente

La hora solar media, en la que se basa la hora civil, se deduce a partir del movimiento de un cuerpo imaginario llamado Sol medio, que se considera dotado de un movimiento en el ecuador celeste a una velocidad uniforme igual a la velocidad media del movimiento del Sol verdadero. La diferencia entre esta hora fija adoptada como referencia y la hora local aparente variable se

denomina ecuación del tiempo, Eq , que puede ser positiva o negativa, según la posición relativa del Sol verdadero y del Sol medio. De esta manera:

$$LAT = LMT + Eq = CT + LC + Eq$$

donde LAT es la hora local aparente (llamada también hora solar verdadera TST); LMT es la hora local media; CT es la hora civil (referida a un meridiano de referencia, por consiguiente también se denomina hora de referencia); LC es la corrección de longitud (en minutos por cada grado). LC es positiva si el meridiano local está al este del meridiano de referencia y viceversa.

Para calcular Eq , en minutos, se utilizará la siguiente expresión:

$$Eq = 0,017\ 2 + 0,428\ 1 \cos \Theta_o - 7,351\ 5 \sin \Theta_o - 3,349\ 5 \cos 2\Theta_o - 9,361\ 9 \sin 2\Theta_o$$

donde $\Theta_o = 2\pi d_n / 365$ en radianes, o $\Theta_o = 360 d_n / 365$ en grados, y donde d_n es el número del día que varía de 0 para el 1º de enero hasta 364 para el 31 de diciembre de un año normal o hasta 365 para un año bisiesto. El error máximo de esta aproximación es de 35 segundos (que no es suficiente para algunas aplicaciones, como la determinación de la masa de aire).

Referencias

- Michalsky, J., 1988a: The Astronomical Almanac's algorithm for the approximate solar position (1950–2050). *Solar Energy*, Volumen 40, Número 3, págs. 227–235.
- Michalsky, J., 1988b: Errata. *Solar Energy*, Volumen 41, Número 1, pág. 113.
- United States Naval Observatory, 1993: *The Astronomical Almanac*, Nautical Almanac Office, Washington DC.

ANEXO 7.E

RADIACIÓN CELESTE DIFUSA — CORRECCIONES PARA UN ANILLO DE SOMBRA

El anillo de sombra se monta sobre dos carriles orientados paralelamente al eje de la Tierra, de manera que el centro del anillo coincida con el piranómetro durante el equinoccio. El diámetro del anillo varía entre 0,5 y 1,5 m y la relación entre la anchura y el radio, b/r , entre 0,09 y 0,35. El ajuste del anillo en función de la declinación solar se realiza deslizando a lo largo de los carriles. La longitud de la banda de sombra y la altura del montaje de los carriles con respecto al piranómetro se determinan a partir de la posición del Sol durante el solsticio de verano; cuanto mayor es la latitud, más larga es la banda de sombra y más bajos se encuentran los carriles.

Varios autores, como Drummond (1956), Dehne (1980), Le Baron, Peterson y Dirmhirn (1980), han propuesto fórmulas para calcular las correcciones que deben hacerse a las mediciones de la radiación celeste para tener en cuenta la parte no medida a causa de la banda de sombra. Para un anillo cuya relación $b/r < 0,2$, la radiación D_v perdida durante un día puede expresarse así:

$$D_v \sim \frac{b}{r} \cos^3 \delta \int_{t_{orto}}^{t_{ocaso}} L(t) \cdot \sin h_{\phi}(t) dt$$

donde δ es la declinación del Sol; t es el ángulo horario del Sol; t_{orto} t_{ocaso} son los ángulos horarios en el ocaso y el orto, respectivamente para un horizonte matemático (Φ es la latitud geográfica, $t_{orto} = -t_{ocaso}$ y $\cos t_{orto} = -\tan \Phi \cdot \tan \delta$); $L(t)$ es la radiancia celeste durante el día; y h_{ϕ} es la elevación del Sol.

Con esta expresión y algunas hipótesis sobre la radiancia celeste, puede determinarse un factor de corrección f :

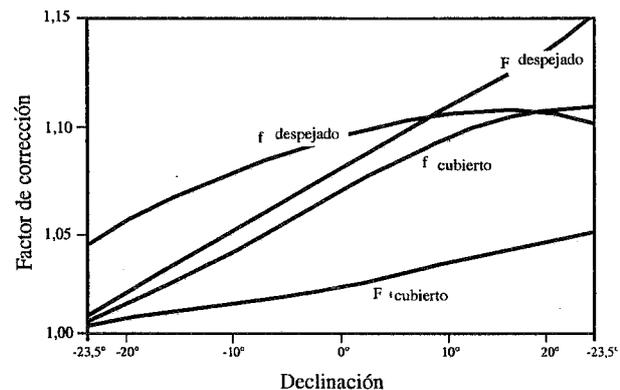
$$f = \frac{1}{\left(1 - \frac{D_v}{D}\right)}$$

siendo D la radiación celeste no oscurecida. La figura del presente anexo es un ejemplo de los valores de este factor de corrección para cielo despejado y cielo cubierto, comparados con las correspondientes curvas empíricas. Es evidente que las desviaciones de las curvas teóricas dependen de los factores climatológicos de la estación y deben determinarse experimentalmente por comparación

entre un instrumento que tenga un anillo de sombra y otro cubierto con un disco de desplazamiento automático. Si no se dispone de datos experimentales para la estación, deben utilizarse los datos calculados para condiciones de cielo cubierto, adaptando los valores correspondientes de la relación b/r . De esta manera:

$$\left(\frac{D_v}{D}\right)_{\text{cubierto}} = \frac{b}{r} \cos^3 \delta (t_{ocaso} - t_{orto}) \cdot \sin \Phi \cdot \sin \delta + \cos \Phi \cdot \cos \delta \cdot (\sin t_{ocaso} - \sin t_{orto})$$

donde δ es la declinación del Sol; Φ es la latitud geográfica; y t_{orto} t_{ocaso} son los ángulos horarios del Sol para el ocaso y el orto (para más detalles, véase más arriba).



Comparación entre los factores de corrección calculados y determinados empíricamente para un anillo de sombra cuya relación $b/r = 0,169$; f indica las curvas calculadas, F las empíricas. (según Dehne, 1980).

Referencias

- Dehne, K., 1980: Vorschlag zur standardisierten Reduktion der Daten verschiedener nationaler Himmelsstrahlungs-Messnetze. *Annalen der Meteorologie (Neue Folge)*, 16, págs. 57-59.
- Drummond, A. J., 1956: On the measurement of sky radiation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 7, págs. 413-436.
- Le Baron, B. A., Peterson, W. A. y Dirmhirn, I., 1980: Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands. *Solar Energy*, 25, págs. 1-13.

CAPÍTULO 8 — MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

	<i>Página</i>
8.1	Generalidades..... I.8-1
8.1.1	Definición I.8-1
8.1.2	Unidades y escalas I.8-1
8.1.3	Requisitos meteorológicos I.8-1
8.1.3.1	Aplicación de los datos de duración de la insolación I.8-2
8.1.3.2	Correlaciones con otras variables meteorológicas I.8-2
8.1.3.3	Requisitos de los registradores automatizados I.8-2
8.1.4	Métodos de medición..... I.8-2
8.2	Instrumentos y sensores I.8-3
8.2.1	El heliógrafo de Campbell-Stokes (método de combustión) I.8-3
8.2.1.1	Ajustes..... I.8-4
8.2.1.2	Evaluación..... I.8-4
8.2.1.3	Versiones especiales..... I.8-4
8.2.1.4	Fuentes de error..... I.8-4
8.2.2	Método pirheliométrico I.8-4
8.2.2.1	Generalidades..... I.8-4
8.2.2.2	Fuentes de error..... I.8-5
8.2.3	Método piranométrico..... I.8-5
8.2.3.1	Generalidades..... I.8-5
8.2.3.2	Fuentes de error..... I.8-5
8.2.4	Dispositivos de evaluación por contraste I.8-5
8.2.5	Dispositivos de exploración y evaluación por contraste I.8-5
8.2.5.1	Generalidades..... I.8-5
8.2.5.2	Fuentes de error..... I.8-5
8.3	Exposición del heliógrafo I.8-6
8.4	Fuentes generales de error I.8-6
8.5	Calibración..... I.8-6
8.5.1	Métodos del externo..... I.8-6
8.5.1.1	Comparación de los datos de duración de la insolación I.8-6
8.5.1.2	Comparación de señales analógicas..... I.8-7
8.5.1.3	Método del umbral de irradiancia media efectiva (MEIT) I.8-7
8.5.2	Método del interior I.8-7
8.6	Mantenimiento I.8-8
Referencias I.8-8

MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

8.1 Generalidades

El término insolación está vinculado al brillo del disco solar que rebasa la luz difusa del fondo del cielo, o a la aparición de sombras por detrás de los objetos iluminados, fenómeno que el ojo humano puede observar mejor. Así pues, tiene más relación con la radiación visible que con la energía radiada en otras longitudes de onda, aunque ambos aspectos son inseparables. En la práctica, la primera definición se estableció directamente mediante el heliógrafo de Campbell-Stokes (véase la sección 8.2.1), instrumento relativamente sencillo, que detecta la luz solar cuando la energía de los rayos solares, concentrada mediante una lente especial, quema una cartulina negra especial. Dicho registrador fue introducido en las estaciones meteorológicas ya en 1880, y se sigue utilizando en muchas redes. Debido a que no se establecieron normas internacionales para las dimensiones y la cualidad de las partes especiales, el cumplimiento de diferentes leyes del principio dio como resultado diferentes valores de duración de la insolación.

Para homogeneizar los datos de la red mundial de duración de la insolación, la OMM recomendó como referencia en 1962 (OMM, 1962) un diseño especial del heliógrafo de Campbell-Stokes, denominado "heliógrafo de referencia provisional" (Interim Reference Sunshine Recorder-IRSR). La mejora conseguida mediante esta "definición de hardware" sería efectiva sólo durante el período provisional necesario para encontrar una definición física precisa, que permitiera diseñar heliógrafos automáticos y conseguir la aproximación más perfecta posible a la "escala" representada por el IRSR. Respecto de esta última condición, se propuso con firmeza establecer un umbral de la radiación solar directa que correspondiera al umbral de combustión de los heliógrafos de Campbell-Stokes. Las investigaciones realizadas en diversas estaciones mostraron que el umbral de irradiancia necesario para quemar la cartulina variaba entre 70 y 280 W m⁻² (Bider, 1958; Baumgartner, 1979). Pero otros estudios realizados especialmente con el IRSR en Francia dieron como resultado un valor medio de 120 W m⁻², que fue finalmente propuesto como umbral de la irradiancia solar directa para determinar la luz solar brillante*. En cuanto a la dispersión de los resultados de las pruebas, se acepta una precisión de umbral del 20 por ciento en la especificación de los instrumentos. Como sensor de referencia para detectar el umbral de irradiancia se recomendó un pirheliómetro. Parece necesario fijar el ángulo de visión del pirheliómetro para obtener otros dispositivos de referencia más perfeccionados (OMM, en preparación).

* Recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su octava reunión, 1991, en la Recomendación 10 (CIMO-VIII).

8.1.1 Definición

Según la Recomendación 10 de la octava reunión de la CIMO, la duración de la insolación correspondiente a un período determinado se define como la suma de los subperíodos durante los cuales la irradiancia solar directa rebasa 120 W m⁻².

8.1.2 Unidades y escalas

La magnitud física de la duración de la insolación (*SD*) es, evidentemente, el tiempo. Las unidades que se emplean son el segundo o la hora. Con fines climatológicos, se utilizan expresiones tales como "horas por día" u "horas de insolación diaria", así como porcentajes de magnitudes, como "duración de la insolación diaria relativa", en el que *SD* puede referirse a la duración de la insolación extraterrestre posible o a la duración de la insolación máxima posible (*SD₀* y *SD_{max}*, respectivamente). El período de medición (día, década, mes, año, etc.) es un dato importante que se agrega a la unidad.

8.1.3 Requisitos meteorológicos

Los requisitos sobre el rendimiento se dan en el Capítulo 1 de la Parte I. Las horas de insolación deben medirse con una incertidumbre de ±0,1 horas y una resolución de 0,1 horas.

Puesto que el número y la inclinación de las transiciones del umbral de radiación solar directa determinan la posible incertidumbre de la duración de la insolación, los requisitos meteorológicos de los heliógrafos se relacionan fundamentalmente con las condiciones climatológicas de la nubosidad (OMM, 1985).

Con cielo despejado, sólo los valores horarios correspondientes al amanecer y al ocaso pueden ser erróneos (según la cantidad de polvo), debido a un umbral ajustado incorrectamente o a las dependencias espectrales.

En el caso de las nubes dispersas (Cumulus, Stratocumulus), la inclinación de la transición es alta, y la irradiancia del cielo cubierto medida con el pirheliómetro es generalmente inferior a 80 W m⁻², por lo que son necesarios pocos requisitos de ajuste del umbral. Pero el ángulo de visión del sensor puede influir en el resultado cuando una aglomeración de nubes brillantes se encuentra próxima al Sol.

La máxima precisión se requiere cuando las capas de nubes altas (Cirrus, Altostratus), con pequeñas variaciones del espesor óptico, atenúan la irradiancia solar directa hasta alcanzar unos 120 W m⁻². Tanto el ángulo de visión como la precisión del ajuste del umbral son efectivos.

Los requisitos de los heliógrafos varían según el emplazamiento y la estación, y según el tipo de nubes

predominantes. La nubosidad se puede describir mediante tres intervalos de duración relativa de la insolación diaria SD/SD_0 (véase la sección 8.1.2), a saber: “cielo cubierto” cuando ($0 \leq SD/SD_0 < 0,3$); “nubes dispersas” cuando ($0,3 \leq SD/SD_0 < 0,7$); y “tiempo bueno” cuando ($0,7 \leq SD/SD_0 \leq 1,0$). En general, los resultados para el cielo cubierto muestran el porcentaje más alto de desviaciones de la referencia.

8.1.3.1 APLICACIÓN DE LOS DATOS DE DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

Una de las primeras aplicaciones de los datos SD fue la de caracterizar el clima de los lugares, especialmente los referentes a centros de reposo. En esa aplicación se tuvo en cuenta también el efecto psicológico que una cantidad considerable de luz solar tiene en el bienestar de los seres humanos.

La descripción de las condiciones de tiempo pasado, por ejemplo de un mes, suele contener la evolución de los datos SD diarios. Si se carece de datos sobre la energía solar, esos valores de SD son útiles entre otros fines para la agricultura (OMM, 1981).

Para esos campos de aplicación, una incertidumbre de alrededor del 10 por ciento de los valores SD medios fue aceptable durante varios decenios.

8.1.3.2 CORRELACIONES CON OTRAS VARIABLES METEOROLÓGICAS

La correlación más importante entre la duración de la insolación y la radiación solar global, G , se expresa mediante la llamada fórmula de Ångström:

$$G/G_0 = a + b \cdot (SD/SD_0)$$

donde G/G_0 es el denominado índice de claridad (relacionado con la irradiación global extraterrestre), y SD/SD_0 es la duración de la insolación correspondiente (relacionada con el valor SD de radiación extraterrestre posible); y a y b son constantes que tendrán que ser determinadas mensualmente. Se observó que la incertidumbre de las medias mensuales de la irradiación global diaria obtenida de esta manera, a partir de los datos del heliógrafo Campbell-Stokes, es inferior al 10 por ciento en el verano, y que aumenta hasta un 30 por ciento durante el invierno, según información concerniente a estaciones alemanas (Golchert, 1981).

La fórmula de Ångström lleva implícita la correlación inversa entre la nubosidad y la duración de la insolación. Esa relación no se cumple cuando la cubierta nubosa es alta y delgada y, obviamente, tampoco en el caso de campos de nubes que no ocultan el sol, de manera que el grado de la correlación inversa depende, ante todo, de la magnitud del conjunto de datos estadísticos (Stanghellini, 1981; Angell, 1990). Una mejor exactitud de los datos SD reducirá la dispersión de los resultados estadísticos, pero incluso los datos perfectos sólo pueden generar resultados suficientes sobre una base estadística.

8.1.3.3 REQUISITOS DE LOS REGISTRADORES AUTOMATIZADOS

Debido a que cada vez más lugares disponen de electricidad, la autosuficiencia del heliógrafo de Campbell-Stokes está perdiendo importancia. Además, la necesidad de cambiar la cartulina quemada todos los días plantea problemas en las estaciones meteorológicas automáticas o con escaso personal. Otras razones fundamentales que abogan por la sustitución de los heliógrafos de Campbell-Stokes por nuevos procedimientos de medición automatizados son las de no incurrir en los gastos de las evaluaciones visuales y obtener de los soportes de datos resultados más precisos, que permitan procesar directamente los datos por medios automatizados.

8.1.4 Métodos de medición

A continuación se ofrece un resumen de los métodos para medir la duración de la insolación y los tipos de instrumentos correspondientes:

a) método de combustión. Se determina el efecto de umbral de la combustión del papel causada por la radiación solar directa enfocada (efecto de calentamiento de la energía solar absorbida). La duración se lee en la traza de combustión.

Tipo de instrumento: heliógrafo de Campbell-Stokes, especialmente la versión IRSR recomendada (véanse las secciones 8.1 y 8.2);

b) método pirheliométrico. Se detectan con pirheliómetro las transiciones de la irradiancia solar directa hasta el umbral de 120 W m^{-2} (según la Recomendación 10 (CIMO-VIII)). Los valores de la duración se pueden leer en contadores de tiempo activados por las transiciones ascendentes o descendentes.

Tipo de instrumento: pirheliómetro combinado con un discriminador de umbral electrónico o computarizado, y un contador de tiempo;

c) método piranométrico. Se mide con piranómetro la irradiancia solar global (G) y la difusa (D) para obtener la irradiancia solar directa que se emplea para establecer el valor de umbral de la OMM; lo demás es igual a *b) supra*.

Tipo de instrumento: todos los sistemas radiométricos que consisten en dos piranómetros ajustados y un dispositivo de protección contra la luz solar, combinados con un discriminador de umbral electrónico o computarizado y un contador de tiempo;

d) método por contraste. Se determinan los contrastes de insolación producidos entre algunos sensores ubicados en posiciones diferentes con respecto al sol, con la ayuda de una diferencia especial de las señales de salida de los sensores, que corresponde a un equivalente del umbral recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores SD de referencia; lo demás es igual a *b) supra*).

Tipo de instrumento: detectores compuestos por varios sensores especialmente diseñados (la mayoría equipados con células fotovoltaicas), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo;

- e) método de exploración. Se determina la irradiancia procedente de pequeños sectores del cielo explorados o barridos continuamente, con respecto a un equivalente del umbral de irradiancia recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores *SD* de referencia).

Tipo de instrumento: receptores de un sensor equipados con un dispositivo de exploración especial (por ejemplo, un espejo o un diafragma giratorio), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo;

Los métodos de medición de la duración de la insolación que se describen a continuación son ejemplos de cómo aplicar los principios mencionados más arriba. Los instrumentos utilizados con estos métodos, excepto el heliógrafo de Foster con conmutador, participaron en la Comparación automática de la duración de la insolación de la OMM efectuada en Hamburgo (de 1988 a 1989) y en la Comparación de piranómetros y heliógrafos electrónicos realizada por la AR IV en Budapest en 1984 (OMM, 1986).

La descripción del heliógrafo de Campbell-Stokes que figura en la sección 8.2.1 es relativamente detallada, puesto que sigue siendo generalizado su uso en las redes nacionales, y ello exige tener en cuenta las especificaciones y reglas de evaluación recomendadas por la OMM.

En Coulsen (1970), Hameed y Pittalwala (1989), y Sonntag y Behrens (1992) se pasa revista a la historia de los heliógrafos.

8.2 Instrumentos y sensores

8.2.1 *El heliógrafo de Campbell-Stokes (método de combustión)*

El heliógrafo de Campbell-Stokes se compone esencialmente de una superficie esférica montada concéntricamente en una sección de un recipiente esférico cuyo diámetro es tal que los rayos del sol caen perfectamente enfocados sobre una banda sujeta a las ranuras del recipiente. El método de sujeción difiere conforme el instrumento se vaya a emplear en latitudes polares, templadas o tropicales. Para conseguir resultados positivos, tanto el segmento esférico como la esfera han de fabricarse con gran precisión, y el diseño de la armadura permitirá centrar la esfera con exactitud. El segmento esférico tiene tres pares de ranuras superpuestas, para colocar las bandas de registro correspondientes a las distintas estaciones del año (un par para los dos equinoccios); sus longitudes y formas se eligen de modo que se adapten a la óptica geométrica del sistema. Cabe destacar que el problema antes mencionado de la traza de combustión que se produce bajo condiciones de nubosidad diferentes indica que este instrumento, y desde luego cualquier otro instrumento que emplee este método, no proporciona datos exactos sobre la duración de la insolación.

En el siguiente cuadro se resumen los requisitos y las características principales de un heliógrafo de Campbell-Stokes de la versión IRSR. Un heliógrafo que se vaya a emplear como IRSR debe satisfacer las especificaciones detalladas proporcionadas por el Servicio Meteorológico de Reino Unido, y las bandas de registro IRSR cumplirán las especificaciones detalladas por *Météo France*.

Características del heliógrafo de Campbell-Stokes (versión IRSR)

<i>Esfera de vidrio</i>		<i>Segmento esférico</i>		<i>Bandas de registro</i>	
Forma:	Uniforme	Material:	bronce industrial o metal de durabilidad equivalente	Material:	cartulina de buena calidad, no muy sensible a la humedad
Diámetro:	10 cm	Radio:	73 mm	Ancho:	ajustado, dentro de 0,3 mm
Color:	Muy tenue o incoloro	Características adicionales:	a) línea de mediodía central grabada transversalmente por la cara interior;	Grosor:	0,4 ± 0,05 mm
Índice de refracción:	1,52 ± 0,02		b) ajuste de la inclinación del segmento con respecto a la horizontal, según la latitud;	Efecto de la humedad:	dentro del 2 por ciento
Distancia focal:	75 mm para la luz "D" del sodio		c) base doble con dispositivos para nivelación y ajuste del azimut	Color:	oscuro, homogéneo, no se notan diferencias con luz diurna difusa
				Graduaciones:	líneas horarias impresas en negro

8.2.1.1 AJUSTES

Al instalar un heliógrafo se deben efectuar los ajustes siguientes:

- a) hay que nivelar la base;
- b) debe ajustarse el segmento esférico, de modo que la línea central de la banda equinoccial se corresponda con el ecuador celeste (la escala de latitud marcada en el soporte del segmento esférico facilita esta operación);
- c) el plano vertical que pasa por el centro de la esfera y la marca de mediodía del segmento esférico deben estar en el plano del meridiano geográfico (ajuste norte-sur).

La mejor manera de comprobar si un heliógrafo cumple la condición estipulada en c) consiste en observar la marca o traza dejada por el sol del mediodía aparente local en la banda de registro; si el instrumento está orientado y ajustado correctamente, esa marca o traza debe caer exactamente en la línea de mediodía del segmento esférico o de la banda de registro.

8.2.1.2 EVALUACIÓN

Para conseguir resultados uniformes con los heliógrafos de tipo Campbell-Stokes es especialmente importante seguir estrictamente las instrucciones que se dan a continuación para evaluar los registros (heliogramas) de los IRSR. La duración total de la insolación diaria debe determinarse señalando en el borde de una banda del mismo tipo las longitudes correspondientes a cada marca o traza, y midiendo, la longitud total así obtenida del registro a lo largo de la banda, redondeada a la décima de hora más próxima. Al evaluar el heliograma se procederá como sigue:

- a) en el caso de una marca o traza de combustión bien definida y de extremos redondos, debe reducirse la longitud en cada extremo en una magnitud igual a la mitad del radio de curvatura de la extremidad de la marca; normalmente, esto corresponderá a una reducción de la longitud total de cada traza de 0,1 hora;
- b) en el caso de trazas de combustión circulares, la longitud medida debe ser igual a la mitad del diámetro de la traza. Si hay más de una traza circular en el heliograma del día, basta considerar dos o tres marcas como equivalentes a 0,1 hora de sol; cuatro, cinco o seis trazas como equivalentes a 0,2 hora de sol; y así, sucesivamente, a intervalos de 0,1 hora;
- c) cuando la traza no es más que una línea estrecha, debe medirse la longitud total de la misma, aunque la banda de registro esté sólo ligeramente descolorida;
- d) cuando la anchura de la traza bien definida se reduce temporalmente por lo menos un tercio, se restará de la longitud total 0,1 hora por cada una de dichas reducciones de anchura, pero el máximo sustraído no rebasará la mitad de la longitud total de la traza.

Para evaluar los errores aleatorios y sistemáticos que se producen al examinar los heliogramas, y asegurar la objetividad de los resultados de la comparación, se recomienda que las evaluaciones de cada uno de los instrumentos comparados sean efectuadas sucesiva e independientemente por dos o más personas familiarizadas con este tipo de trabajo.

8.2.1.3 VERSIONES ESPECIALES

Dado que el heliógrafo de Campbell-Stokes estándar no registra toda la insolación recibida durante los meses de verano en las estaciones situadas en latitudes que superan los 65°, algunos países utilizan versiones modificadas.

Una de las posibilidades consiste en utilizar dos heliógrafos de Campbell-Stokes que funcionen en sentido opuesto, es decir, instalar uno de la manera habitual, y el otro de cara al norte.

En muchos climas puede ser necesario calentar el sistema para evitar la formación de escarcha y rocío. Las comparaciones llevadas a cabo en climas como los del norte de Europa, entre instrumentos calentados y no calentados, han mostrado que la insolación que no se mide con la versión normal, pero que se registra con un sistema de calentamiento, es del orden del 1 por ciento de la media mensual en verano, y del orden del 5 al 10 por ciento en invierno.

8.2.1.4 FUENTES DE ERROR

Los errores de este registrador se deben, en su mayoría, a que la cartulina o banda de combustión depende de la temperatura y la humedad, y también de la combustión excesiva, especialmente cuando hay nubes dispersas (Ikeda, Aoshima y Miyake, 1986).

En latitudes medias y altas, los valores correspondientes a la mañana muestran frecuentes perturbaciones ocasionadas por el rocío o la escarcha.

8.2.2 Método pirheliométrico

8.2.2.1 GENERALIDADES

Este método, consecuencia directa de la definición de insolación de la OMM (véase la sección 8.1.1), y que por lo tanto se recomienda para obtener valores de referencia de la duración de la insolación, necesita un pirheliómetro a prueba de intemperie y un seguidor del sol fiable para orientar el radiómetro de manera automática o, al menos, semiautomática con respecto a la posición del Sol. Se puede modificar el método si se utiliza un pirheliómetro cuyo ángulo de visión influye en la irradiancia medida cuando las nubes rodean al Sol.

Se puede controlar el umbral de insolación mediante la comparación continua de la salida del pirheliómetro con el voltaje de umbral equivalente $V_{th} = 120 \text{ W m}^{-2} \cdot R \mu\text{V W}^{-1} \text{ m}^2$, cálculo que se puede efectuar a partir de la capacidad de respuesta R del pirheliómetro. Una transición del umbral se detecta cuando $\Delta V = V - V_{th}$ cambia el signo. El contador de tiempo conectado funciona cuando $\Delta V > 0$

8.2.2.2 FUENTES DE ERROR

Todavía no se ha llegado a un acuerdo para definir el ángulo de visión. Los resultados de dos pirheliómetros con ángulos de visión diferentes pueden arrojar grandes diferencias, en especial cuando el Sol está rodeado de nubes. Además, los errores típicos de los pirheliómetros, a saber: el efecto de inclinación, la dependencia de la temperatura, la no linealidad y la desviación nula dependen del tipo de pirheliómetro. Se registran errores más importantes cuando la alineación con el Sol no es perfecta o la ventana de entrada está cubierta por lluvia o nieve.

8.2.3 Método piranométrico

8.2.3.1 GENERALIDADES

El método piranométrico utilizado para obtener datos sobre la duración de la insolación se basa en la relación fundamental entre la radiación solar directa (I) y las radiaciones solares global (G) y difusa (D):

$$I \cdot \cos \zeta = G - D \quad (8.1)$$

donde ζ es el ángulo solar cenital, e $I \cdot \cos \zeta$ la componente horizontal de I . Para que la ecuación 8.1 se cumpla exactamente, el ángulo de visión del piranómetro que está en la sombra y mide D (véase el Capítulo 7 de la Parte I) debe ser igual al ángulo de visión del pirheliómetro. Además, los intervalos espectrales y las constantes de tiempo de los pirheliómetros y piranómetros deben coincidir en la mayor medida posible.

Cuando no se disponga de un pirheliómetro que siga al Sol, pero se cuente con medidas de G y D obtenidas por piranómetro asistido por computadora, el criterio de insolación de la OMM conforme a la ecuación 8.1 puede expresarse así:

$$(G-D)/\cos \zeta > 120 \text{ W m}^{-2} \quad (8.2)$$

que es aplicable a lecturas instantáneas.

Las modificaciones de este método en estaciones diferentes guardan relación, ante todo, con:

- el tipo de piranómetro elegido;
- el dispositivo que produce la sombra (un anillo o un disco de sombra con un dispositivo de seguimiento de la trayectoria solar) y su geometría de sombras (ángulo de sombra);
- la corrección de las pérdidas debidas al anillo de sombra.

Como modificación especial, cabe señalar la sustitución del principio de la ecuación 8.2 por una fórmula de parametrización obtenida estadísticamente (a fin de evitar la determinación del ángulo solar cenital) para las aplicaciones en los sistemas de adquisición de datos más sencillos (Sonntag y Behrens, 1992).

8.2.3.2 FUENTES DE ERROR

De acuerdo con la ecuación 8.2, los errores de medición de la irradiancia solar global y difusa se multiplican al calcular la irradiancia solar directa y se intensifican considerablemente por el aumento de los ángulos solares

cenitales. Por lo tanto, cuando se trata de reducir el nivel de incertidumbre de los resultados, son importantes la exactitud de las correcciones por pérdida de energía solar difusa debida al uso de anillos de sombra (OMM, 1984), y la elección de la calidad del piranómetro.

8.2.4 Dispositivos de evaluación por contraste

El heliógrafo de Foster con conmutador es un dispositivo óptico que fue introducido en la red de Estados Unidos ya en 1953 (Foster y Foskett, 1953). Consiste en un par de fotocélulas de selenio, una de las cuales está protegida de la luz solar directa por un anillo de sombra. Las células están corregidas, por lo que cuando no hay luz solar directa no se genera ninguna señal. El conmutador se activa cuando la irradiancia solar directa rebasa unos 85 W m^{-2} (Hameed y Pittalwala, 1989). La posición del anillo de sombra requiere ajuste sólo cuatro veces al año para concordar con los cambios estacionales de la trayectoria aparente del Sol en el cielo.

8.2.5 Dispositivos de exploración y evaluación por contraste

8.2.5.1 GENERALIDADES

En la Comparación de medidas automáticas de la duración de la insolación efectuada en el Centro de Radiación de la AR VI en Hamburgo, desde 1988 hasta 1989, se compararon varios sensores optoelectrónicos diferentes, o sea, dispositivos de exploración y evaluación por contraste. En el informe de esta comparación figuran descripciones detalladas de todos los instrumentos y sensores que participaron en ese evento (OMM, en preparación).

8.2.5.2 FUENTES DE ERROR

La distribución de las nubes en el cielo, o la radiación solar reflejada por el entorno pueden afectar los resultados, tanto por los procedimientos diferentes que se utilizan para evaluar el contraste como por los ángulos de visión de las células, que son relativamente grandes. Las células fotovoltaicas de silicón sin filtros presentan típicamente una respuesta máxima en el casi infrarrojo y una dependencia de los resultados con respecto al espectro de la radiación solar directa.

Dado que los ángulos de visión de este dispositivo, que son rectangulares, relativamente pequeños y en forma de ranura, difieren en mayor o menor medida del ángulo de visión circular y simétrico del pirheliómetro de referencia, la distribución de las nubes alrededor del Sol puede causar desviaciones con respecto a los valores de referencia.

Debido al ángulo de visión pequeño, una cúpula de vidrio con impurezas puede ser fuente especial de incertidumbre. La capacidad de respuesta espectral del sensor puede contribuir también a los errores en función de la elevación solar. Actualmente, es probable que sólo uno de los registradores comercializados, que utiliza un detector piroeléctrico, esté exento de efectos espectrales.

8.3 Exposición del heliógrafo

Los tres aspectos fundamentales que deben observarse para hacer una exposición correcta del heliógrafo son:

- a) los sensores deben estar sujetos firmemente a un soporte rígido. Quedan excluidos de esto los sensores SONiE, que por su diseño pueden instalarse también en boyas;
- b) el sensor debe proporcionar una vista ininterrumpida del Sol en todas las épocas del año, y durante todo el período en que está a más de 3° por encima del horizonte. Esta recomendación se puede modificar en los casos siguientes:
 - i) las antenas pequeñas u otras obstrucciones de anchura angular pequeña ($\leq 2^\circ$) son tolerables cuando no se puede cambiar de emplazamiento. En este caso, las posiciones, elevaciones y anchuras angulares de las obstrucciones estarán bien fundamentadas, y la pérdida potencial de horas de insolación a horas y días determinados se obtendrá mediante cálculos astronómicos del trayecto solar aparente;
 - ii) en las regiones montañosas (por ejemplo, valles) las obstrucciones naturales son aceptables como factor del clima local y se fundamentarán como se indica más arriba;
- c) el emplazamiento no debe estar rodeado de superficies que reflejen una cantidad significativa de flujo solar directo hacia el sensor. La radiación reflejada puede influir principalmente en los resultados de los dispositivos de medición por contraste. Algunos medios de evitar esas interferencias consisten en no utilizar pintura blanca, mantener las superficies cercanas limpias de nieve o protegerlas con pantallas.

En los apartados antes mencionados se alude a un ajuste del eje del sensor. Los fabricantes de ciertos sensores recomiendan inclinar el eje según la estación del año.

8.4 Fuentes generales de error

La incertidumbre de la duración de la insolación registrada por tipos diferentes de instrumentos y métodos fue demostrada como desviación de los valores de referencia (OMM, en preparación) para las condiciones meteorológicas de Hamburgo (Alemania) en 1988 y 1989.

Los valores de referencia son también algo inexactos debido a la incertidumbre del factor de calibración del pirheliómetro utilizado y a la magnitud de su ángulo de visión (dependencia respecto de la aureola). En el caso de valores únicos, también conviene tener en cuenta la constante de tiempo.

Las fuentes generales de incertidumbre son:

- a) la calibración del registrador (ajuste del umbral equivalente (véase la sección 8.5));
- b) la variación típica de la respuesta del registrador debida a las condiciones meteorológicas (por ejemplo, temperatura, nubosidad, polvo), y la posición

del Sol (por ejemplo, errores de dirección, espectro solar);

- c) el ajuste incorrecto y la inestabilidad de partes importantes del instrumento;
- d) la evaluación simplificada o errónea de los valores medidos;
- e) procedimientos incorrectos para medir el tiempo;
- f) niveles bajos de mantenimiento.

8.5 Calibración

Antes de exponer algunos métodos de calibración conviene hacer los siguientes comentarios generales:

- a) no se dispone de un método normalizado para calibrar los sensores de SD ;
- b) en las calibraciones efectuadas al aire libre hay que emplear el método pirheliométrico para obtener datos de referencia;
- c) debido a las diferencias existentes entre el diseño de los sensores de SD y los instrumentos de referencia, y también con respecto a la variabilidad natural de las condiciones de medición, hay que establecer los resultados de la calibración mediante comparaciones a largo plazo (algunos meses);
- d) en general, la calibración de los sensores de SD necesita un procedimiento específico para ajustar sus valores de umbral (electrónicamente en el caso de los dispositivos optoelectrónicos, y mediante programas informáticos en los sistemas piranométricos);
- e) si se utilizan dispositivos optoelectrónicos con salida analógica, la duración del período de calibración será relativamente corta;
- f) el método de interior (en el que se utiliza una lámpara) es recomendable, ante todo, para las pruebas periódicas de la estabilidad de los instrumentos utilizados en condiciones reales;
- g) en (OMM, en preparación) se ofrecen ejemplos de resultados de comparaciones para tipos diferentes de métodos de medición de la duración de la insolación (incluida la incertidumbre estacional).

8.5.1 Métodos de exterior

8.5.1.1 COMPARACIÓN DE LOS DATOS DE DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

Los valores de referencia SD_{ref} se medirán simultáneamente con los valores de la duración de la insolación SD_{cal} del sensor que se está calibrando. Como instrumento de referencia se utilizará un pirheliómetro montado en un dispositivo de seguimiento solar combinado con un discriminador de umbral de insolación (véase la sección 8.1.4). Otra posibilidad consiste en utilizar un heliógrafo de exactitud determinada recalibrado regularmente. Puesto que el requisito de exactitud del umbral de insolación de un sensor varía según las condiciones meteorológicas (véase la sección 8.1.3), los resultados de la comparación se obtendrán estadísticamente a partir de series de datos de períodos largos.

Cuando el método se aplica a la serie total de datos de un período (en condiciones de nubosidad típicas), el

primer resultado de la calibración es la relación $q_{tot} = \sum_{tot} SD_{ref} / \sum_{tot} SD_{cal}$.

Para $q > 1$ o $q < 1$, la tensión de umbral equivalente se ajustará a valores menores y mayores, respectivamente. Dado que el grado del ajuste necesario no guarda una correlación grande con q_{tot} , harán falta otros períodos de comparaciones para convalidar por interacción el acercamiento al umbral ideal mediante la aproximación de $q_{tot} = 1$. La duración de un período de calibración total puede ser de tres a seis meses en las latitudes medias de Europa. Por consiguiente, conviene que las instalaciones de calibración de la red de sensores puedan calibrar varios sensores simultáneamente. (El empleo de q_{tot} como factor de corrección de los valores $\sum SD$ arroja resultados fiables sólo si los períodos que se evalúan presentan las mismas formas de nubes que las prevalientes durante el período de calibración. En consecuencia, este método no es recomendable.)

Si el método se aplica a series de datos que se seleccionan sobre la base de condiciones de medición especiales (por ejemplo, nubosidad, ángulo de elevación solar, duración de la insolación relativa, hora del día), tal vez sea posible, por ejemplo, encontrar estadísticamente factores $q_{sel} = \sum_{sel} SD_{ref} / \sum_{sel} SD_{cal}$ para tipos de nubosidades diferentes. Esos factores se podrían utilizar también para corregir series de datos para a los cuales la nubosidad se ha especificado claramente.

Por otra parte, se recomienda ajustar la tensión de umbral equivalente, especialmente si se tienen en cuenta los valores de q_{sel} para las condiciones menos propicias de nubosidad (tales como los Cirrus y Altostratus). También se requiere un procedimiento interactivo para convalidar el ajuste; según el tiempo prevaliente, se precisarán varias semanas o meses para realizar las comparaciones.

8.5.1.2 COMPARACIÓN DE SEÑALES ANALÓGICAS

Este método está restringido a los sensores de SD que tienen una salida analógica que responde linealmente a la radiación solar directa recibida, al menos en el intervalo $< 500 \text{ W m}^{-2}$. La comparación entre la radiación de referencia medida con un pirheliómetro y la salida analógica medida simultáneamente se efectuará en horas de cielo despejado o en otros intervalos con irradiancia solar directa ligeramente variable por debajo de 500 W m^{-2} .

El análisis por regresión lineal de esas series de datos genera una recta de mejor ajuste, a partir de la cual se puede obtener la tensión de umbral equivalente a 120 W m^{-2} . Cuando este resultado de calibración se desvíe de la tensión certificada en más de ± 20 por ciento, el umbral del sensor se ajustará al valor nuevo.

En el caso de sensores de respuesta espectral pronunciada, se eliminarán los datos medidos a ángulos de elevación solar bajos alrededor de 120 W m^{-2} , debido a la fuerte no linealidad causada por el espectro, a menos que la tensión de umbral equivalente al amanecer y al atardecer sea de interés especial. La tensión de umbral equivalente se obtendrá a partir de valores de irradiancia más altos.

8.5.1.3 MÉTODO DEL UMBRAL DE IRRADIANCIA MEDIA EFECTIVA (MEIT)

El denominado método del umbral de irradiancia media efectiva (OMM, en preparación) se basa en la determinación, hora por hora, del umbral de irradiancia media efectiva I_m del sensor que se calibra.

En el primer paso de este método hay que determinar los valores SD , $SD_{ref}(h_k, I(n))$ con mediciones pirheliométricas horarias h_k controladas por computadora para sucesivas irradiancias de umbral ficticio I_n entre 60 y 240 W m^{-2} (esto significa que $I(n) = (60 + n) \text{ W m}^{-2}$ con $n = 0, 1, 2, \dots, 180$). En el segundo paso, el valor SD horario $SD(h_k)$ del detector se comparará con $SD_{ref}(h_k, I(n))$ para encontrar el especial $n = n_k$ por el cual $SD(h_k)$ es igual a $SD_{ref}(h_k, I(n_k))$. $I(n_k)$ representa al valor MEIT de la hora h_k : $I_m(h_k) = (60 + n_k) \text{ W m}^{-2}$. Si n_k no se encuentra directamente, tendrá que ser interpolado de valores adyacentes.

Por último, en el tercer paso se ajustará la tensión de umbral equivalente del registrador si la desviación relativa entre un valor MEIT medio I_m y el umbral ideal de 120 W m^{-2} es superior a ± 20 por ciento. El valor medio arrojará, por ejemplo, un promedio mensual debido a la gran dispersión de las desviaciones de los valores horarios del método del umbral de irradiancia media efectiva.

El método no es aplicable a horas en las que predominan las transiciones de umbral rápidas; el gradiente medio de una hora debe ser inferior a $5 \text{ W m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Los valores del MEIT no son representativos del conjunto total de datos correspondientes al período de calibración.

8.5.2 Método de interior

Dado que en un recinto interior resulta difícil simular la distribución de los flujos solares directo y difuso, sólo se puede recomendar una "calibración de reserva", aplicable a los sensores de SD que tienen una tensión de umbral equivalente ajustable. El equipo de prueba de laboratorio consiste en una fuente de radiación estabilizada (de preferencia con un espectro solar aproximado), un soporte para efectuar un ajuste local preciso del sensor de SD , y un sensor de SD exterior cuidadosamente calibrado que se emplea como referencia. Los sensores de referencia y de prueba deben ser del mismo modelo.

Al comienzo del procedimiento de prueba, se dispone el sensor de referencia precisamente en el haz de la lámpara, de manera que la salida analógica o el "heliógrafo de conmutador" corriente indiquen 120 W m^{-2} . A continuación, se sustituye de manera precisa el dispositivo de referencia por el de prueba, cuya tensión de umbral equivalente se ajustará lo necesario para activar el conmutador o conseguir un equivalente de 120 W m^{-2} . Se comprobará la repetibilidad de los resultados intercambiando repetidas veces los instrumentos.

8.6 Mantenimiento

El mantenimiento ordinario que efectuarán los técnicos consiste en:

- a) limpieza. Todos los sensores necesitan una limpieza cotidiana de las ventanas de entrada, especialmente los dispositivos de exploración, cuyos ángulos de visión son pequeños. Los instrumentos que no tengan dispositivos para evitar el rocío y la escarcha deberán limpiarse más de una vez en días especiales;
- b) control. Diariamente se comprobará la rotación de las partes (de exploración) especiales, y también los valores de verificación del sistema de adquisición de datos;
- c) cambios. En el caso de los heliógrafos de Campbell-Stokes se cambiará la cartulina todos los días; en otros dispositivos se reemplazarán periódicamente los registradores de datos apropiados;
- d) ajustes: Hay que efectuar ajustes cuando el fabricante recomienda que se modifique la inclinación del sensor según la estación del año o, eventualmente, después de tormentas fuertes.

Los ingenieros o técnicos se encargarán del mantenimiento de las partes especiales de los sensores y de los sistemas de adquisición de datos utilizados conforme las instrucciones de los manuales correspondientes.

Referencias

- Angell, J. K., 1990: Variation in United States cloudiness and sunshine duration between 1950 and the drought year of 1988. *Journal of Climate*, 3, págs. 296-308.
- Baumgartner, T., 1979: Die Schwellenintensität des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes an wolkenlosen Tagen. *Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, Nr. 84, Zurich.
- Bider, M., 1958: Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B, Vol.9, Número 2, págs. 199-230.
- Coulsen, K. L., 1970: *Solar and Terrestrial Radiation*. Academic Press, New York, págs. 215-233.
- Foster, N. B. y Foskett, L. W., 1953: A photoelectric sunshine recorder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34, págs. 212-215.
- Golchert, H. J., 1981: Monatliche Globalstrahlungsverteilungen in Deutschland. *Meteorologische Rundschau*, 34, págs. 143-151.
- Hameed, S. y Pittalwala, I., 1989: An investigation of the instrumental effects on the historical sunshine record of the United States. *Journal of Climate*, 2, págs. 101-104.
- Ikeda, K., Aoshima, T. y Miyake, Y., 1986: Development of a new sunshine duration meter. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Volumen 64, Número 6, págs. 987-993.
- Jaenicke, R. y Kasten, F., 1978: Estimation of the atmospheric turbidity from the burned traces of the Campbell-Stokes sunshine recorder. *Applied Optics*, 17, págs. 2617-2621.
- Organización Meteorológica Mundial, 1962: *Commission for Instruments and Methods of Observation. Abridged Final Report of the Third Session*. WMO-No. 363, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-No. 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Commission for Instruments and Methods of Observation. Abridged Final Report of the Eighth session*. WMO-No. 590, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1984: Diffuse solar radiation measured by the shade ring method improved by a correction formula (K. Dehne). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations*. Instruments and Observing Methods Report No. 15, Ginebra, págs. 263-267.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985: Dependence on threshold solar irradiance of measured sunshine duration (K. Dehne). *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation*. Instruments and Observing Methods Report No. 22, WMO/TD-No. 50, Ginebra, págs. 263-270.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electric Sunshine During Recorders of RA VI* (G. Major). WMO Instruments and Observing Methods Report No. 16, WMO/TD-No. 146, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: A new sunshine duration sensor (P. Lindner). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations*. Instruments and Observing Methods Report No. 15, Ginebra, págs. 179-183.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Commission for Instruments and Methods of Observation. Abridged Final Report of the Tenth Session*. WMO-No. 727, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial: *WMO Automatic Sunshine Duration Measurement Comparison* (K. Dehne y U. Bergholter) (en preparación).
- Painter, H. E., 1981: The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of the normal incidence irradiance. *The Meteorological Magazine*, 110, págs. 102-109.
- Sonntag, D. y Behrens, K., 1992: Ermittlung der Sonnenscheindauer aus pyranometrisch gemessenen Bestrahlungsstärken der Global- und Himmelsstrahlung. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. 181.
- Stanghellini, C., 1981: A simple method for evaluating sunshine duration by cloudiness observation. *Journal of Applied Meteorology*, 20, págs. 320-323.

CAPÍTULO 9 — MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD

	<i>Página</i>
9.1	Generalidades..... I.9-1
9.1.1	Definiciones I.9-1
9.1.2	Unidades y escalas I.9-1
9.1.3	Requisitos meteorológicos I.9-2
9.1.4	Métodos de medición..... I.9-2
9.2	Estimación visual del alcance óptico meteorológico (AOM) I.9-4
9.2.1	Generalidades..... I.9-4
9.2.2	Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día..... I.9-4
9.2.3	Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche I.9-5
9.2.4	Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes..... I.9-6
9.2.5	Precisión de las observaciones visuales I.9-6
9.3	Medición del alcance óptico meteorológico con instrumentos I.9-7
9.3.1	Generalidades..... I.9-7
9.3.2	Instrumentos para medir el coeficiente de extinción I.9-7
9.3.3	Instrumentos para medir el coeficiente de difusión I.9-8
9.3.4	Emplazamiento y exposición de los instrumentos I.9-9
9.3.5	Calibración y mantenimiento I.9-10
9.3.6	Fuentes de error en las mediciones del alcance óptico meteorológico y estimaciones de precisión I.9-10
Referencias I.9-12

MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD

9.1 Generalidades

9.1.1 Definiciones

La visibilidad se definió por primera vez con fines meteorológicos como una cantidad que debe estimar un observador humano, y las observaciones así realizadas se utilizan ampliamente. Sin embargo, en la estimación de la visibilidad influyen muchos factores subjetivos y físicos, y la cantidad meteorológica esencial, que es la transparencia de la atmósfera, puede medirse objetivamente, y está representada por el alcance óptico meteorológico (AOM).

El *alcance óptico meteorológico* es la longitud del trayecto, en la atmósfera, necesario para reducir el flujo luminoso de un haz colimado procedente de una lámpara de incandescencia, a una temperatura de color de 2.700 K, a 0,05 por ciento de su valor inicial, evaluándose el flujo luminoso por medio de la función de luminosidad fotométrica de la Comisión Internacional de Iluminación (CII).

La *visibilidad meteorológica durante el día* se define como la máxima distancia a la que puede verse y reconocerse un objeto negro de dimensiones adecuadas situado cerca del suelo, cuando se observa contra un fondo difuso de niebla, cielo, etc. Procede señalar que debe emplearse el criterio de identificación del objeto, y no simplemente el de su visión sin poder saber de que se trata.

La *visibilidad meteorológica durante la noche* se define como:

- la máxima distancia a la que puede verse e identificarse un objeto negro de dimensiones adecuadas, si la iluminación general se eleva al nivel diurno normal, o
- la máxima distancia a la que puede verse e identificarse una luz de moderada intensidad.

La *luz del aire* es la luz procedente del sol y el cielo que se difunde hacia los ojos de un observador por sus suspensoides atmosféricos (y, hasta cierto punto, por moléculas de aire) que se encuentran en el cono de visión del observador. Quiere decirse que la luz del aire llega al ojo en la misma forma que la luz celeste difusa llega a la superficie de la tierra. La luz del aire es el principal factor que limita la visibilidad horizontal diurna de objetos negros, porque sus contribuciones, integradas a lo largo del cono de visión entre el ojo y el objeto, elevan la luminancia aparente de un objeto negro suficientemente alejado a un nivel indistinguible desde el cielo de fondo. A diferencia de la estimación subjetiva, la mayor parte de la luz del aire que penetra en el ojo del observador tiene su origen en porciones de su cono de visión que se encuentran bastante cerca de él.

Las cuatro cualidades fotométricas siguientes se definen en detalle en diversas normas, tales como las de

la Comisión Electrotécnica Internacional (CEI, 1987):

- flujo luminoso* (símbolo: F (o Φ), unidad: lumen) es una cantidad que se deriva del flujo de radiación, evaluando la radiación con arreglo a su acción sobre el observador fotométrico de la norma de la CII;
- intensidad luminosa* (símbolo: I , unidad: candela, o lm sr^{-1}) es el flujo luminoso por unidad de ángulo sólido;
- luminancia* (símbolo: L , unidad: cd m^{-2}) es la intensidad luminosa por unidad de superficie;
- iluminancia* (símbolo: E , unidad: lux o lm m^{-2}) es el flujo luminoso por unidad de superficie;

El *coeficiente de extinción* (símbolo σ) es la proporción de flujo luminoso perdido por un haz colimado, emitido por una fuente incandescente a una temperatura de color de 2.700 K, al recorrer el trayecto de una unidad de distancia en la atmósfera. El coeficiente es una medida de atenuación debida a la absorción y a la difusión;

El *contraste de luminancia* (símbolo C) es el cociente de la diferencia entre la luminancia de un objeto y su fondo, y la luminancia del fondo;

El *umbral de contraste* (símbolo ϵ) es el valor mínimo del contraste de luminancia que puede detectar el ojo humano, es decir, el valor que permite distinguir un objeto de su fondo. El umbral de contraste varía según el individuo;

El *umbral de iluminancia* (E_t), es la mínima iluminancia, en el ojo, para la detección de focos luminosos puntuales en un fondo de luminancia especificada. Por lo tanto, el valor de E_t varía según las condiciones.

El *factor de transmisión* (símbolo T) se define, para un haz colimado procedente de un foco incandescente a una temperatura de color de 2.700 K, como la fracción de flujo luminoso que permanece en el haz después de atravesar un recorrido óptico de determinada longitud en la atmósfera. El factor de transmisión se denomina también coeficiente de transmisión. Los términos *transmitancia* o *fuerza transmisiva* de la atmósfera se utilizan también cuando está definido el trayecto, es decir, cuando tiene una longitud específica (por ejemplo, en el caso del transmisómetro). En este caso, T se multiplica a menudo por 100 y se expresa en porcentaje.

9.1.2 Unidades y escalas

La visibilidad meteorológica o alcance óptico meteorológico (AOM) se expresa en metros o kilómetros. La distancia de medición varía según la aplicación. En tanto que para los fines de la meteorología sinóptica la escala de lecturas del AOM se extiende desde menos de 100 metros hasta más de 70 km, la gama de medición puede ser más restringida en otras aplicaciones. Así ocurre con la aviación civil, donde el límite superior

puede ser de 10 km. Esta gama puede reducirse aún más cuando se aplica a la medición del alcance visual en la pista que representa las condiciones de aterrizaje y despegue con visibilidad reducida. Para el alcance visual en la pista sólo se requiere entre 50 y 1.500 m (véase el Capítulo 2 de la Parte II). Para otras aplicaciones, como el tráfico por carretera o marítimo, pueden aplicarse diferentes límites, según las necesidades y los lugares en que se efectúan las mediciones.

Los errores de medición de la visibilidad aumentan en proporción con la visibilidad, lo cual se tiene en cuenta en las escalas de medición. Tal hecho se refleja en la clave utilizada para informes sinópticos, empleando tres segmentos lineales con una resolución decreciente, a saber, de 100 a 5.000 m en intervalos de 100 m; de 6 km a 30 km en intervalos de 1 km; y de 35 km a 70 km en intervalos de 5 km. Esta escala permite comunicar la visibilidad con una resolución mejor que la precisión de la medición, salvo cuando la visibilidad es inferior a unos 900 m.

9.1.3 *Requisitos meteorológicos*

El concepto de visibilidad se utiliza ampliamente en meteorología de dos modos diferentes. En primer lugar, es uno de los elementos que sirven para identificar las características de una masa de aire, especialmente para las necesidades de la meteorología sinóptica y la climatología. En este caso, la visibilidad debe ser representativa del estado óptico de la atmósfera. En segundo término, es una variable operacional que corresponde a criterios específicos o aplicaciones especiales. Para este fin, se expresa directamente en términos de la distancia a que pueden verse señales o luces específicas.

Una de las aplicaciones especiales más importantes corresponde a los servicios meteorológicos para la aviación (véase el Capítulo 2 de la Parte II).

La medición de la visibilidad utilizada en meteorología debe estar exenta de la influencia de condiciones extrameteorológicas, pero relacionada simplemente con los conceptos intuitivos de visibilidad y con la distancia a que pueden verse objetos comunes en condiciones normales. El AOM se ha definido para atender tales requisitos, es adecuado para métodos instrumentales de día y de noche, y tiene relaciones bien comprendidas con otras mediciones de visibilidad. El AOM ha sido adoptado oficialmente por la OMM como la medición de la visibilidad para usos generales y aeronáuticos (OMM, 1990a). También ha sido reconocido por la Comisión Electrotécnica Internacional (CEI, 1987) para aplicaciones relativas a óptica atmosférica y señalización visual.

El AOM está relacionado con la noción intuitiva de visibilidad a través del umbral de contraste. En 1924, Koschmieder, seguido por Helmholtz, propuso un valor de 0,02 para ϵ . Otros autores han propuesto valores distintos, que varían entre 0,007 7 y 0,06, e incluso 0,2. El valor más pequeño produce una estimación mayor de la visibilidad en determinadas condiciones atmosféricas. Para fines aeronáuticos, se acepta que ϵ es mayor que

0,02, y se considera como 0,05 puesto que, para un piloto, el contraste de un objeto (señales en la pista) con respecto al terreno circundante es muy inferior al de un objeto contra el horizonte. Se supone que cuando un observador puede ver y reconocer un objeto negro contra el horizonte, el contraste aparente del objeto es 0,05 y, conforme se explica a continuación, esto lleva a la elección de 0,05 como factor de transmisión adoptado en la definición del AOM.

En el Capítulo 1 de la Parte I se tratan los requisitos de precisión.

9.1.4 *Métodos de medición*

La visibilidad es un fenómeno psicofísico complejo, regido principalmente por el coeficiente de extinción atmosférica asociado con partículas sólidas y líquidas mantenidas en suspensión en la atmósfera; la extinción se debe principalmente a la difusión, más bien que a la absorción de la luz. Su estimación está sometida a variaciones en la percepción individual y en la capacidad interpretativa, así como en las características del foco luminoso y el factor de transmisión. Por consiguiente, toda estimación visual de la visibilidad es subjetiva.

Cuando la visibilidad es estimada por un observador humano no depende sólo de las características fotométricas y de las dimensiones del objeto que se percibe, o debe percibirse, sino también del umbral de contraste del observador. De noche, depende de la intensidad de los focos luminosos, de la iluminancia de fondo y, si es estimada por un observador, de la adaptación a la oscuridad de los ojos del observador y del umbral de iluminancia de éste. La estimación de la visibilidad durante la noche es particularmente problemática. En la sección 9.1.1, la primera definición de visibilidad durante la noche se da en términos de visibilidad equivalente de día, para tener la seguridad de que no se producen cambios artificiales al estimar la visibilidad al amanecer o al anochecer. La segunda definición tiene aplicaciones prácticas, especialmente con fines aeronáuticos, pero no es la misma que la primera, y normalmente da resultados distintos. Por supuesto, ambas son imprecisas.

Hay métodos instrumentales para medir el coeficiente de extinción a partir del cual puede calcularse el AOM. Esto permite calcular la visibilidad, conociendo los umbrales de contraste y de iluminancia, o asignándoles valores convenidos. Sheppard (1983) ha señalado que:

“para atenerse estrictamente a la definición (del AOM) habría que montar un proyector y un receptor de características espectrales apropiadas en dos plataformas que pudieran separarse, por ejemplo a lo largo de una vía férrea, hasta que la transmitancia sea de 5 por ciento. Cualquier otro método da sólo una estimación del AOM”.

Sin embargo, se utilizan instrumentos fijos porque se supone que el coeficiente de extinción es independiente de la distancia. Algunos instrumentos miden la atenuación directamente, y otros miden la difusión de la

luz para derivar el coeficiente de extinción. Esto se describe en la sección 9.3. El breve análisis de la física de la visibilidad, en este capítulo, puede ser útil para comprender las relaciones entre las diversas mediciones del coeficiente de extinción, y para considerar los instrumentos utilizados para medirlo.

PERCEPCIÓN VISUAL - VISION FOTÓPICA Y ESCOTÓPICA

Las condiciones de percepción visual se basan en la medición de la eficiencia fotópica del ojo humano con respecto a la radiación monocromática en el espectro de luz visible. Los términos visión fotópica y visión escotópica se refieren a las condiciones diurnas y nocturnas, respectivamente.

El adjetivo fotópico se refiere al estado de adaptación del ojo a las condiciones diurnas de luminancia ambiente. De manera más precisa, el estado fotópico se define como la respuesta visual de un observador con visión normal, al estímulo luminoso incidente sobre la fovea retiniana (la parte central más sensible de la retina). La fovea permite distinguir detalles finos y colores en estas condiciones de adaptación.

En el caso de visión fotópica (visión por medio de la fovea), la eficiencia luminosa relativa del ojo varía con la longitud de la onda de la luz incidente. La eficiencia luminosa del ojo en la visión fotópica es, como máximo, de una longitud de onda de 555 nm. La curva de respuesta para la eficiencia relativa del ojo en las diversas longitudes de onda del espectro visible puede establecerse tomando como valor de referencia el rendimiento a una longitud de onda de 555 nm. Así se obtiene la curva de la Figura 9.1, adoptada por la CII para un observador normal.

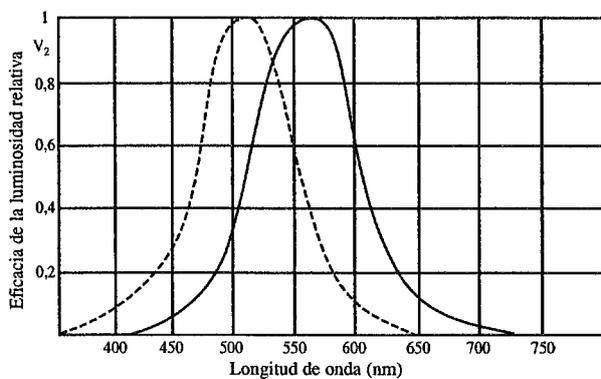


Figura 9.1 — Eficacia de la luminosidad relativa del ojo humano para la radiación monocromática. La línea continua indica la visión durante el día, mientras que la línea de punto se refiere a la visión nocturna.

Se dice que la visión nocturna es escotópica (visión en que intervienen los bastones de la retina en lugar de la fovea). Los bastones, la parte periférica de la retina, no tienen sensibilidad a colores ni detalles finos, pero son particularmente sensibles a intensidades luminosas bajas. En la visión escotópica, el máximo rendimiento luminoso corresponde a una longitud de onda de 507 nm.

Para la visión escotópica se requiere un largo período de adaptación, hasta 30 minutos, en tanto que para la visión fotópica se necesitan sólo dos minutos.

ECUACIONES BÁSICAS

Las ecuaciones básicas para medir la visibilidad son las de la ley de Bouguer-Lambert:

$$F = F_0 e^{-\sigma x} \tag{9.1}$$

en donde *F* es el flujo luminoso recibido tras una longitud de trayecto *x* en la atmósfera, y *F*₀ es el flujo para *x* = 0. Diferenciando, obtenemos:

$$\sigma = \frac{-dF}{F} \cdot \frac{1}{dx} \tag{9.2}$$

Obsérvese que esta ley es válida únicamente para la luz monocromática, pero puede aplicarse a un flujo espectral con buena aproximación. El factor de transmisión es:

$$T = F/F_0 \tag{9.3}$$

Las relaciones matemáticas entre el AOM y las diversas variables que representan el estado óptico de la atmósfera pueden deducirse de la ley de Bouguer-Lambert.

A partir de las ecuaciones 9.1 y 9.3 podemos escribir:

$$T = F/F_0 = e^{-\sigma x} \tag{9.4}$$

Si se aplica esta ley a la definición del AOM, *T* = 0,05, entonces *x* = *P*, y puede escribirse lo siguiente:

$$T = 0,05 = e^{-\sigma P} \tag{9.5}$$

Por lo tanto, la relación matemática del AOM respecto del coeficiente de extinción es:

$$P = (1/\sigma) \cdot \ln (1/0,05) \approx 3/\sigma \tag{9.6}$$

en donde ln es el log de la base *e* o el logaritmo natural. Combinando la ecuación 9.4, después de deducida de la ley de Bouguer-Lambert, y la ecuación 9.6, se obtiene la siguiente ecuación:

$$P = x \cdot \ln (0,05)/\ln (T) \tag{9.7}$$

Esta fórmula se utiliza como base para medir el AOM con transmisómetros, en donde *x* es, en este caso, igual a la línea de base del transmisómetro *a* en la ecuación 9.14.

VISIBILIDAD METEOROLÓGICA DIURNA

El contraste de luminancia es:

$$C = \frac{L_b - L_h}{L_h} \tag{9.8}$$

en donde *L*_h es la luminancia del horizonte, y *L*_b es la luminancia del objeto.

La luminancia del horizonte tiene su origen en la luz de aire difusa procedente de la atmósfera a lo largo de la línea de visibilidad del observador.

Cabe señalar que si el objeto es más oscuro que el horizonte, entonces C es negativo, y si el objeto es negro ($L_b = 0$), entonces $C = -1$.

Koschmieder estableció en 1924 una relación, conocida posteriormente como ley de Koschmieder, entre el contraste aparente (C_x) de un objeto, visto contra el cielo sobre el horizonte por un observador distante, y su contraste inherente (C_0), es decir, el contraste que tendría el objeto contra el horizonte visto desde una distancia muy corta. La relación de Koschmieder puede expresarse así:

$$C_x = C_0 e^{-\sigma x} \quad (9.9)$$

Esta relación es válida siempre y cuando el coeficiente de difusión sea independiente del ángulo del acimut, y que haya iluminación uniforme a lo largo de todo el trayecto entre el observador, el objeto y el horizonte.

Cuando se ve un objeto negro contra el horizonte ($C_0 = -1$), y el contraste aparente es $-0,05$, la ecuación 9.9 se reduce a:

$$0,05 = e^{-\sigma x} \quad (9.10)$$

Si se compara este resultado con la ecuación 9.5 se verá que cuando la magnitud del contraste aparente de un objeto negro, visto contra el horizonte, es $0,05$, ese objeto se encuentra en el AOM (P).

VISIBILIDAD METEOROLÓGICA NOCTURNA

La distancia a que puede verse de noche una luz (señal de visibilidad nocturna), no está simplemente relacionada con el AOM. No sólo depende del AOM y de la intensidad de la luz, sino también de la iluminancia en el ojo del observador procedente de otras fuentes luminosas.

En 1876, Allard propuso la ley de atenuación de la luz desde un foco puntual de intensidad conocida (I) como una función de la distancia (x) y del coeficiente de extinción (σ). La iluminancia (E) de un foco luminoso puntual viene dada por:

$$E = I \cdot r^{-2} \cdot e^{-\sigma x} \quad (9.11)$$

Cuando la luz es apenas visible $E = E_t$ y puede escribirse:

$$\sigma = (1/r) \cdot \ln \{I/(E_t \cdot x^2)\} \quad (9.12)$$

Teniendo en cuenta que en la ecuación 9.6 $P = (1/\sigma) \cdot \ln(1/0,05)$, podemos escribir

$$P = r \cdot \ln(1/0,05) / \ln \{I/(E_t \cdot x^2)\} \quad (9.13)$$

Esta relación entre el AOM y la distancia a que pueden verse las luces se presenta en la sección 9.2.3. La aplicación de esta ecuación a las observaciones visuales se describe en la sección 9.2.

9.2 Estimación visual del alcance óptico meteorológico (AOM)

9.2.1 Generalidades

Un observador meteorológico puede medir la estimación visual del AOM utilizando objetos naturales o artificiales (grupos de árboles, rocas, torres, campanarios, iglesias, faros, etc.).

Cada estación debe preparar un diagrama de los objetos utilizados para las observaciones, mostrando sus distancias y posiciones con respecto al observador. El diagrama debe incluir objetos adecuados para las observaciones diurnas y las nocturnas. El observador ha de prestar también especial atención a las variaciones direccionales significativas del AOM.

Las observaciones deben hacerlas observadores con visión normal debidamente entrenados. Las observaciones deben realizarse habitualmente sin ayuda de ningún sistema óptico adicional (prismáticos, telescopio, teodolitos, etc.) y, preferiblemente, no a través de una ventana, sobre todo cuando se observan los objetos por la noche. El ojo del observador debe encontrarse a una altura normal sobre el suelo (alrededor de 1,50 m); en consecuencia, las observaciones no deben efectuarse desde plantas superiores de torres de control u otros edificios elevados. Esto es particularmente importante cuando la visibilidad es deficiente.

Cuando la visibilidad varía entre diferentes direcciones, el valor registrado o comunicado puede depender del uso que se piense hacer del informe. En los mensajes sinópticos, debe comunicarse el valor más bajo, pero en los informes para la aviación deben seguirse las orientaciones dadas en OMM (1990a).

9.2.2 Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día

En las observaciones diurnas, las estimaciones visuales constituyen una buena aproximación del verdadero valor del AOM.

Siempre que reúnan los requisitos que se especifican a continuación, para las observaciones diurnas debe seleccionarse el mayor número posible de objetos a diferentes distancias. Deben elegirse únicamente objetos negros, o casi negros, que resalten sobre el horizonte contra el cielo. Los objetos de color claro o situados cerca de un fondo terrestre deben evitarse en la mayor medida de lo posible. Esta precaución es particularmente importante cuando el Sol da directamente sobre el objeto. Si albedo del objeto no excede de 25 por ciento, aproximadamente, no se producirá un error superior al 3 por ciento cuando el cielo esté cubierto, pero podrá ser mucho mayor si brilla el Sol. Así pues, un edificio de color blanco no consistiría una referencia apropiada, pero en cambio un grupo de árboles oscuros sería adecuado, excepto cuando estuviera fuertemente iluminado por la luz solar. Si ha de utilizarse un objeto situado contra un fondo terrestre, debe hallarse bastante separado del fondo, es decir, a una distancia de al menos la mitad de la que existe entre el objeto y el punto de observación. Un árbol situado en el borde de un bosque, por ejemplo, no representaría una referencia apropiada para observaciones de visibilidad.

Para que las observaciones sean representativas deben efectuarse utilizando objetos que abarquen un ángulo no inferior a $0,5^\circ$ desde el ojo del observador. Un objeto que abarque un ángulo inferior a éste se hace

invisible a una distancia menor que otros de mayores dimensiones en las mismas circunstancias. Puede ser útil advertir que un orificio de 7,5 mm de diámetro practicado en una cartulina y mantenido a la distancia del brazo abarca este ángulo, aproximadamente; por tanto, un objeto de referencia visual observado a través de una abertura de este tipo debe ocuparla por completo. Al mismo tiempo, sin embargo, un objeto de esta clase no debe abarcar un ángulo superior a 5°.

9.2.3 *Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche*

A continuación se describen varios métodos que pueden utilizarse para estimar el AOM por la noche a partir de observaciones visuales de la distancia de percepción de fuentes luminosas.

Cualquier fuente de luz puede emplearse como objeto de visibilidad, siempre que la intensidad en la dirección de observación esté bien definida y sea conocida. No obstante, por lo general es conveniente utilizar luces que puedan considerarse como fuentes puntuales, y cuya intensidad no sea mayor en ninguna dirección que en otra, y no se encuentre confinada en un ángulo sólido demasiado pequeño. Debe tenerse cuidado para garantizar la estabilidad óptica y mecánica de la fuente luminosa.

Es necesario establecer una clara distinción entre las fuentes conocidas como focos puntuales, en proximidades de las cuales no existan otras fuentes o áreas luminosas, y los grupos de luces, aun cuando estén separados entre sí. En el último caso, una disposición de tal naturaleza puede afectar a la visibilidad de cada fuente considerada por separado. Para las mediciones de la visibilidad por la noche, únicamente se recomienda el empleo de focos puntuales debidamente distribuidos.

Debe advertirse que las observaciones nocturnas, utilizando objetos iluminados, pueden resultar afectadas en gran medida por la iluminación de los alrededores, por efectos fisiológicos de deslumbramiento y por otras luces, aun cuando éstas se encuentren fuera del campo de visión y, más específicamente, si la observación se realiza a través de una ventana. Así pues, sólo puede realizarse una observación precisa y fiable desde una posición en la oscuridad y debidamente elegida.

Por otra parte, no puede pasarse por alto la importancia que revisten los factores fisiológicos, ya que constituyen una considerable fuente de dispersión de las mediciones. Es esencial que las efectúen únicamente observadores cualificados dotados de visión normal. Además, es preciso dejar transcurrir un período (generalmente de cinco a 15 minutos) de adaptación, durante el cual los ojos se acostumbren a la oscuridad.

A efectos prácticos, la relación entre la distancia de percepción de una fuente luminosa por la noche y el valor del AOM puede expresarse de dos modos diferentes:

a) para cada valor del AOM, dando el valor de intensidad luminosa del foco, de modo que exista una

correspondencia directa entre la distancia a la que es apenas visible y el valor del alcance óptico meteorológico;

b) para un foco de determinada intensidad luminosa, dando la correspondencia entre la distancia de percepción de la luz y el valor del alcance óptico meteorológico.

Este segundo método es más sencillo y también más práctico, puesto que no sería fácil instalar focos luminosos de distinta intensidad a distancias diferentes. El método entraña la utilización de focos luminosos ya existentes o que se instalen en torno a la estación, y la sustitución de I , r y E_t en la ecuación 9.13 por los valores correspondientes para las fuentes luminosas disponibles. De esta forma, los servicios meteorológicos pueden establecer tablas para los valores de AOM en función de la luminancia de fondo y de las fuentes de luz de intensidad conocida. Los valores que deben asignarse al umbral de iluminancia E_t varían considerablemente de acuerdo con la luminancia ambiente. Deben utilizarse los valores siguientes, considerados como valores medios del observador:

- a) $10^{-6,0}$ lux en el crepúsculo y el amanecer, o cuando exista una luz apreciable procedente de fuentes artificiales;
- b) $10^{-6,7}$ lux con la luz de la luna o cuando no haya oscurecido aún del todo;
- c) $10^{-7,5}$ lux en completa oscuridad o cuando no haya más luz que la de las estrellas.

En el cuadro siguiente figura la relación entre el AOM y la distancia de percepción de fuentes luminosas para cada uno de los métodos con condiciones de observación distintas. Ha sido elaborada para orientar a los servicios meteorológicos en la selección o instalación de luces para la observación de la visibilidad nocturna y en la preparación de instrucciones relativas al cálculo de los valores del AOM para sus observadores.

Relación entre el AOM y la intensidad de una fuente puntual apenas visible para tres valores de E_t

AOM	<i>Intensidad luminosa (candela) de lámparas apenas visibles a las distancias indicadas en la columna P</i>		
	<i>P (m)</i>	<i>Crepúsculo ($E_t = 10^{-6,0}$)</i>	<i>Luz lunar ($E_t = 10^{-6,7}$)</i>
100	0,2	0,04	0,006
200	0,8	0,16	0,025
500	5	1	0,16
1.000	20	4	0,63
2.000	80	16	2,5
5.000	500	100	16
10.000	2.000	400	63
20.000	8.000	1.600	253
50.000	50.000	10.000	1.580

Relación entre el AOM y la distancia a la cual es apenas visible una fuente puntual de 100 candelas, para tres valores de E_t

AOM	Distancia de percepción (metros) de una lámpara de 100 candelas como una función del valor del AOM		
P (m)	Crepúsculo ($E_t = 10^{-6.0}$)	Luz lunar ($E_t = 10^{-6.7}$)	Oscuridad completa ($E_t = 10^{-7.5}$)
100	250	290	345
200	420	500	605
500	830	1.030	1.270
1.000	1.340	1.720	2.170
2.000	2.090	2.780	3.650
5.000	3.500	5.000	6.970
10.000	4.850	7.400	10.900
20.000	6.260	10.300	16.400
50.000	7.900	14.500	25.900

Una bombilla incandescente normal de 100 vatios proporciona un foco luminoso de 100 candelas aproximadamente.

En vista de las sustanciales diferencias producidas por variaciones relativamente pequeñas en los valores del umbral visual de iluminancia y por diferentes condiciones de iluminación general, es evidente que la finalidad del cuadro anterior no es proporcionar un criterio absoluto de visibilidad, sino indicar la necesidad de calibración de las luces empleadas para la estimación nocturna del AOM, y asegurar en la mayor medida posible, que las observaciones nocturnas efectuadas en diferentes lugares y por distintos servicios sean comparables.

9.2.4 *Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes*

En ciertos lugares (llanuras abiertas, barcos, etc.), o cuando el horizonte esté limitado (valle u hondonada), o donde no haya objetos situados a distancia tal que permita determinar la visibilidad, es imposible hacer estimaciones directas, salvo para visibilidades relativamente bajas. En tales casos, a menos que se disponga de métodos instrumentales, los valores del AOM superiores a aquellos para los que existen puntos de referencia han de estimarse a partir de la transparencia general de la atmósfera. Esto puede hacerse registrando el grado de claridad con el que se distinguen los objetos de visibilidad más distantes. La distinción de perfiles y rasgos característicos, con pequeña o ninguna difuminación de colores, constituye una indicación de que el AOM es superior a la distancia entre el objeto de visibilidad y el observador. Por otra parte, la observación de objetos de visibilidad indistinguibles es una indicación de la presencia de calima o de otros fenómenos que reducen el AOM.

9.2.5 *Precisión de las observaciones visuales*

GENERALIDADES

Las observaciones de objetos deben efectuarlas observadores debidamente entrenados y dotados de lo que

generalmente se denomina visión normal. Este factor humano tiene considerable importancia en la estimación de la visibilidad en condiciones atmosféricas determinadas, puesto que la capacidad de percepción y de interpretación visual varía de una persona a otra.

PRECISIÓN DE LAS ESTIMACIONES VISUALES DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO DURANTE EL DÍA

Las observaciones muestran que las estimaciones del AOM basadas en mediciones instrumentales concuerdan razonablemente con las estimaciones de visibilidad durante el día. La visibilidad y el AOM deben ser iguales si el umbral de contraste del observador es de 0,05 (utilizando el criterio de reconocimiento) y el coeficiente de extinción es el mismo en las proximidades del instrumento y del observador.

Analizando 1.000 mediciones, Middleton (1952) llegó a la conclusión de que el umbral de relación de contraste medio en un grupo de diez jóvenes aviadores entrenados como observadores meteorológicos era de 0,033, con una gama, para las distintas observaciones, de menos de 0,01 a más de 0,2. Sheppard (1983) ha señalado que cuando se representan los datos de Middleton a escala logarítmica muestran una buena concordancia con una distribución gaussiana. Si los datos de Middleton representan condiciones de observación normales, cabe esperar que las estimaciones de visibilidad durante el día sean aproximadamente un 14 por ciento superiores, por término medio, a las del AOM con una desviación típica del 20 por ciento del AOM. Estos cálculos concuerdan perfectamente con los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad (OMM, 1990b), en la que se observó que durante el día las estimaciones de visibilidad de los observadores eran un 15 por ciento superiores a las mediciones instrumentales del AOM. El intervalo intercuartilar de las diferencias entre el observador y los instrumentos fue del orden del 30 por ciento del AOM medido. Esto corresponde a una desviación típica de 22 por ciento, aproximadamente, si la distribución es gaussiana.

PRECISIÓN DE LAS ESTIMACIONES VISUALES DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO DURANTE LA NOCHE

En los cuadros de la sección 9.2.3 puede verse fácilmente cuán erróneos pueden ser los valores del AOM si se basan simplemente en la distancia a la que es visible la luz ordinaria, sin tener debidamente en cuenta la intensidad de la luz y las condiciones de visión. Esto destaca la importancia de dar instrucciones precisas y explícitas a los observadores y de dispensar formación para las observaciones de visibilidad.

Debe señalarse que, en la práctica, no siempre es fácil utilizar los métodos y los cuadros descritos anteriormente para preparar diagramas de objetos luminosos. Los focos luminosos utilizados como objetos no se encuentran necesariamente bien situados pues su intensidad no es estable o conocida, ni constituyen siempre

fuentes puntuales. Con respecto a este último aspecto, las luces pueden consistir en haces anchos o estrechos, agrupados, o incluso de diferentes colores con respecto a los cuales difiere la sensibilidad del ojo. Debe tenerse gran cautela en el uso de tales luces.

La estimación del alcance visual de las luces puede producir estimaciones fiables de visibilidad únicamente de noche, cuando las luces y su fondo se eligen cuidadosamente, las condiciones de visión del observador se controlan con sumo cuidado y puede consagrarse considerable tiempo a la observación, para tener la seguridad de que los ojos del observador se adaptan plenamente a las condiciones de visión. Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990b) muestran que durante las horas de oscuridad, las estimaciones de visibilidad de los observadores eran aproximadamente un 30 por ciento más altas que las mediciones instrumentales del AOM. El intervalo intercuartil de diferencias entre el observador y los instrumentos fue sólo ligeramente mayor que el observado durante el día (entre el 35 y el 40 por ciento, aproximadamente, del AOM medido).

9.3 La medición del alcance óptico meteorológico con instrumentos

9.3.1 Generalidades

La adopción de ciertas hipótesis permite convertir las mediciones con instrumentos en el AOM. No siempre conviene utilizar un instrumento para las mediciones diurnas si en las observaciones directas puede emplearse un número adecuado de objetos de visibilidad. Sin embargo, un instrumento para la medición de la visibilidad es con frecuencia útil en las observaciones nocturnas, o cuando no se dispone de objetos de visibilidad, o bien para sistemas automáticos de observación. Los instrumentos para la medición del AOM pueden clasificarse en una de las dos categorías siguientes:

- a) los que miden el coeficiente de extinción o el factor de transmisión de un cilindro horizontal de aire. La atenuación de la luz se debe tanto a la difusión como a la absorción por partículas en el aire a lo largo del trayecto del haz luminoso;
- b) los que miden el coeficiente de difusión de la luz de un pequeño volumen de aire. En la niebla natural, la absorción es con frecuencia insignificante y puede considerarse que el coeficiente de difusión es el mismo que el coeficiente de extinción. Ambas categorías comprenden instrumentos utilizados para mediciones visuales por un observador e instrumentos que utilizan una fuente luminosa y un dispositivo electrónico con una célula fotoeléctrica o un fotodiodo para detectar el haz de luz emitido. El principal inconveniente de los tipos visuales es que pueden producirse sustanciales errores si el observador no dispone de tiempo suficiente para que sus ojos se adapten a las condiciones (particularmente de noche).

A continuación se describen las principales características de estas dos categorías de instrumentos para medir del AOM.

9.3.2 Instrumentos para medir el coeficiente de extinción

INSTRUMENTOS TELEFOTOMÉTRICOS

Se han diseñado diversos telefotómetros para efectuar la medición diurna del coeficiente de extinción comparando la luminancia aparente de un objeto distante con la del fondo celeste (por ejemplo, telefotómetro de Lohle), pero no se utilizan normalmente para las mediciones corrientes debido a que, como ya se ha dicho, es preferible emplear las observaciones visuales directas. No obstante, estos instrumentos pueden ser útiles para extrapolar el AOM más allá del objeto más alejado.

MEDIDOR DE EXTINCIÓN VISUAL

Es un instrumento que se utiliza muy fácilmente de noche, con una luz distante que reviste la forma de un filtro neutro graduado, que reduce la luz en una proporción conocida y puede ajustarse hasta que la luz empieza a dejar de ser visible. La indicación del medidor proporciona una medida de la transparencia del aire entre la luz y el observador, y a partir de ésta puede calcularse el coeficiente de extinción. La precisión global depende fundamentalmente de las variaciones de sensibilidad del ojo y de las fluctuaciones de la intensidad radiante del foco luminoso. El error aumenta proporcionalmente al AOM.

La ventaja de este instrumento es que permite medir valores de AOM con razonable precisión en una distancia de 100 m a 5 km, utilizando solamente tres luces bien espaciadas, en tanto que sin él, si se quiere lograr el mismo grado de precisión es indispensable emplear una serie más compleja de luces. Sin embargo, el método de utilización de este instrumento (determinando el punto de aparición o desaparición de la luz) influye considerablemente en la precisión y la homogeneidad de las mediciones.

TRANSMISÓMETROS

La utilización de un transmisómetro es el método más común para medir el coeficiente de extinción medio en un cilindro horizontal de aire entre un transmisor, que proporciona un foco luminoso modulado de potencia media constante, y un receptor provisto de un fotodetector (generalmente un fotodiodo en el punto central de un espejo parabólico o una lente). La fuente luminosa más utilizada es una lámpara halógena o tubo de descarga de impulsos de xenón. La modulación del foco luminoso impide la perturbación causada por la luz solar. El factor de transmisión lo determina la salida del fotodetector, lo que permite calcular el coeficiente de extinción y el AOM.

Como las estimaciones del AOM por transmisómetros se basan en la pérdida de luz procedente de un haz colimado, que depende de la difusión y de la absorción, están estrechamente relacionadas con la definición

del AOM. Un buen transmisómetro, debidamente mantenido, que funcione en su gama de mayor precisión, proporciona una aproximación muy buena al AOM verdadero.

Existen dos tipos de transmisómetros

- aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en unidades diferentes y a una distancia conocida entre sí, representados en la Figura 9.2.
- aquellos en que el proyector y el receptor se

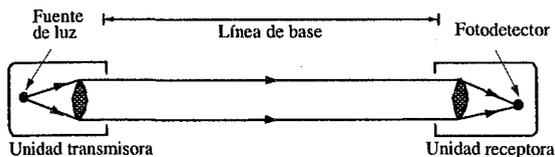


Figura 9.2 — Transmisómetro de doble extremo.

encuentran en la misma unidad, reflejándose la luz emitida por un espejo o retroreflector remoto (el haz de luz se desplaza hasta el reflector y vuelve), representados en la Figura 9.3.

La distancia cubierta por el haz luminoso entre el

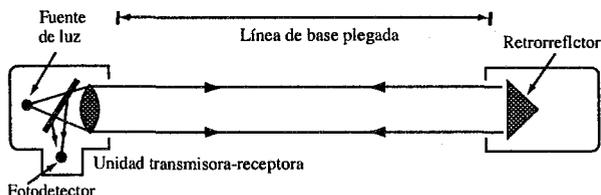


Figura 9.3 — Transmisómetro de un solo extremo.

transmisor y el receptor se denomina generalmente línea de base, y puede variar entre unos cuantos metros y 150 m (incluso 300 m), según sea la gama de valores del AOM que deba medirse y las aplicaciones a las que están destinadas las mediciones.

Como se ha visto en la expresión del AOM en la ecuación 7, la relación

$$P = a \cdot \ln(0,05) / \ln(T) \quad (9.14)$$

en donde a es la línea de base del transmisómetro, es la fórmula básica para las mediciones con transmisómetros. Su validez depende de los supuestos de que la aplicación de las leyes de Koschmieder y Bouguer-Lambert son aceptables y de que el coeficiente de extinción a lo largo de la línea de base del transmisómetro es la misma que en la trayectoria entre un observador y un objeto en el AOM. La relación entre el factor de transmisión y el AOM es válida para las gotitas de niebla, pero cuando la visibilidad se reduce a causa de otros hidrometeoros como la lluvia o la nieve, o litometeoros como la ventisca baja de arena, los valores del AOM deben tratarse con mucha prudencia.

Para que las mediciones sean aceptables durante un largo período, el flujo luminoso ha de permanecer constante durante ese período. Cuando se utiliza luz halógena, el problema del envejecimiento del filamento de la bombilla es menos importante y el flujo permanece más constante. Ahora bien, algunos transmisómetros

utilizan sistemas de retroalimentación (detectando y midiendo una pequeña porción del flujo emitido), lo que da más homogeneidad del flujo luminoso en función del tiempo o permite compensar cualquier cambio.

Como veremos en la sección relativa a la precisión de las mediciones del AOM, el valor adoptado para la línea de base del transmisómetro determina la gama de mediciones del AOM. En general, se acepta que esta gama es de entre 1 y 25 veces, aproximadamente, la longitud de la línea de base.

Otro perfeccionamiento del principio de medición con transmisómetros consiste en utilizar dos receptores o retroreflectores a diferentes distancias para ampliar el límite inferior (línea de base corta) y el límite superior (línea de base larga) de la gama de medición del AOM. Estos instrumentos se denominan "línea de base doble".

En algunos casos de línea de base muy corta (unos cuantos metros), se ha utilizado un fotodiodo como fuente luminosa, es decir, una luz monocromática cercana al infrarrojo. Sin embargo, en general, se recomienda utilizar luz policromática en el espectro visible con el fin de obtener un coeficiente de extinción representativo.

9.3.3 Instrumentos para medir el coeficiente de difusión

La atenuación de la luz en la atmósfera se debe a la difusión y a la absorción. Este último término puede adquirir mayor significado en presencia de contaminantes en las proximidades de zonas industriales, cristales de hielo (niebla congelante) o polvo. Sin embargo, en general, el factor de absorción es insignificante, y el fenómeno de difusión debido a la reflexión, la refracción y la defracción en las gotas de agua constituye el principal factor de la reducción de la visibilidad. El coeficiente de extinción puede considerarse entonces igual al coeficiente de difusión, por lo que para estimar el AOM puede utilizarse un instrumento para medir el último coeficiente.

La medición se realiza mejor concentrando un haz de luz en un pequeño volumen de aire, y determinando, por medios fotométricos, la proporción de luz difundida en un ángulo sólido suficientemente grande y en direcciones que no sean críticas. Siempre que se proteja completamente contra la interferencia de otras fuentes de luz, o que se module el foco luminoso, este tipo de instrumento puede utilizarse de día y de noche. El coeficiente de difusión b es una función que puede escribirse como sigue:

$$b = \frac{2\pi}{\Phi_v} \int_0^\pi I(\phi) \sin(\phi) d\phi \quad (9.15)$$

donde Φ_v es el flujo que penetra en el volumen de aire V e $I(\phi)$ es la intensidad de la luz difundida en dirección ϕ con respecto al haz incidente.

Cabe señalar que para determinar con precisión b hay que medir e integrar la luz difundida fuera del haz

en todos los ángulos. Con los instrumentos prácticos se mide la luz difundida en un ángulo limitado, basándose en una elevada correlación entre el integral limitado y el integral completo.

En estos instrumentos se utilizan tres métodos de medición: retrodifusión, difusión progresiva y difusión integrada en un ángulo de gran apertura:

a) retrodifusor. En este instrumento (Figura 9.4) un haz de luz se concentra en un pequeño volumen de aire frente al transmisor; el receptor está situado en el mismo compartimiento, debajo del foco luminoso, donde recibe la luz retrodifundida por el muestreo del volumen de aire.

Varios investigadores han tratado de hallar una relación entre la visibilidad y el coeficiente de retrodifusión, pero en general se acepta que la correlación no es satisfactoria.

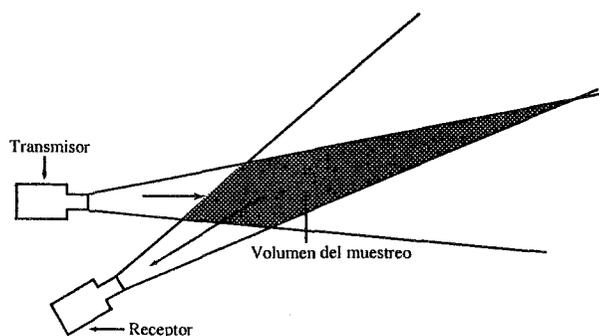


Figure 9.4 — Retrodifusión medida por el medidor de visibilidad.

b) difusor progresivo. Varios autores han mostrado que el mejor ángulo es el comprendido entre 20 y 50°. Por lo tanto, los instrumentos comprenden un transmisor y un receptor; el ángulo entre los haces es de 20 a 50°. Otra disposición consiste en colocar un solo diafragma a media distancia entre el transmisor y el receptor, o dos diafragmas, cada uno a corta distancia del transmisor o del receptor. En la Figura 9.5 se ilustran las dos configuraciones utilizadas.

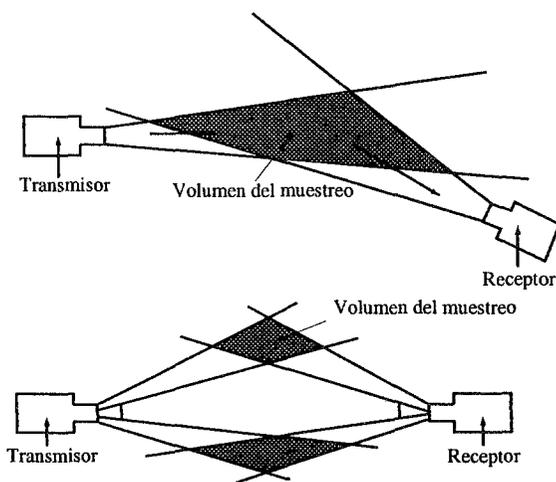


Figure 9.5 — Medidor de visibilidad utilizado para medir la difusión progresiva, en dos configuraciones

c) difusor en un ángulo de gran apertura. Este instrumento, ilustrado en la Figura 9.6, conocido como nefelómetro integrador, se basa en el principio de medir la difusión en el ángulo más abierto posible, siendo el ideal el de 0 a 180°, aunque en la práctica es de alrededor de 0 a 120°. El receptor se coloca perpendicularmente al eje de la fuente de luz que suministra luz sobre un ángulo amplio. Aunque, en teoría, tal instrumento debe dar una mejor estimación del coeficiente de difusión que uno que mide una pequeña gama de ángulos de difusión, en la práctica es más difícil impedir que la presencia del instrumento modifique el coeficiente de extinción en el aire muestreado. Los nefelómetros integradores no se usan mucho para medir el AOM, pero se emplean con frecuencia para medir contaminantes.

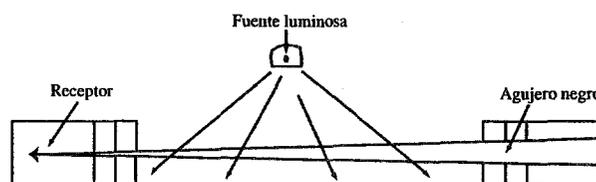


Figure 9.6 — Medidor de visibilidad que mide la luz difundida en un ángulo de gran apertura

En todos los instrumentos anteriores, como en el caso de la mayoría de los transmisómetros, los receptores comprenden células fotodetectoras o fotodiodos. Se utiliza luz impulsada (por ejemplo, una descarga de elevada intensidad en xenón).

Estos instrumentos requieren poco espacio (en general de 1 a 2 m). Por eso son útiles cuando no se dispone de objetos de visibilidad o fuentes de luz (barcos, arcones, etc.). Como la medición se refiere a un volumen de aire muy pequeño, la representatividad de las mediciones sobre el estado general de la atmósfera en el emplazamiento puede ponerse en duda. Sin embargo, esta representatividad puede mejorarse promediando varias muestras o mediciones. A veces, también pueden suavizarse los resultados eliminando valores extremos.

La utilización de esta clase de instrumentos se ha limitado con frecuencia a aplicaciones concretas (por ejemplo, medir la visibilidad en carreteras o determinar si hay niebla o no) o cuando son adecuadas mediciones menos precisas del AOM. Ahora se emplean en un mayor número de sistemas automáticos de observaciones meteorológicas debido a que pueden medir el AOM sobre una gran distancia y a que son relativamente poco susceptibles a la contaminación en comparación con los transmisómetros.

9.3.4 Emplazamiento y exposición de los instrumentos

Los instrumentos de medición deben situarse en posiciones que garanticen que las mediciones sean representativas para los fines perseguidos. En consecuencia, para fines sinópticos generales, los instrumentos deben

instalarse en lugares sin contaminación atmosférica local; por ejemplo, humo, contaminación industrial, polvo de las carreteras, etc.

El volumen de aire en el que se mide el coeficiente de extinción o el coeficiente de difusión debe encontrarse normalmente al nivel del ojo del observador; aproximadamente a 1,5 m sobre el suelo.

Hay que tener presente que los transmisómetros y los instrumentos de medición del coeficiente de difusión deben instalarse de modo que el sol no se encuentre en el campo óptico del detector en ningún momento del día, bien montándolo con un eje óptico norte-sur (a $\pm 45^\circ$) horizontalmente, para latitudes de hasta 50° , o bien utilizando un sistema de pantallas.

Para fines aeronáuticos, las mediciones han de ser representativas de las condiciones del aeropuerto. Tales condiciones, que se refieren más concretamente a las operaciones en los aeropuertos, se describen en el Capítulo 2 de la Parte II.

Los instrumentos deben instalarse con arreglo a las indicaciones de los fabricantes. Debe prestarse especial atención a corregir la alineación de los transmisores y receptores del transmisómetro, y a corregir el ajuste del haz de luz. Los postes en que se montan los transmisores y los receptores deben ser mecánicamente estables (aun siendo frangibles cuando se instalan en los aeropuertos) para evitar toda desalineación debida al movimiento del terreno durante las heladas y en particular durante el deshielo. Además, la instalación no debe deformarse a causa de la tensión térmica a la que están expuestos.

9.3.5 *Calibración y mantenimiento*

Con objeto de obtener observaciones satisfactorias y fiables, los instrumentos de medición del AOM deben hacerse funcionar y mantenerse en las condiciones prescritas por los fabricantes, y conservarse continuamente en buen estado de funcionamiento. Mediante verificaciones regulares y una calibración conforme a las recomendaciones de los fabricantes, su rendimiento debe ser óptimo.

La calibración con muy buena visibilidad (más de 10-15 km) debe efectuarse regularmente. Hay que evitar calibraciones erróneas debido a las condiciones atmosféricas. Por ejemplo, en el caso de fuertes corrientes ascendentes, o después de una fuerte lluvia, se producen en la capa de aire próxima al suelo considerables variaciones del coeficiente de extinción, y si se utilizan varios transmisómetros en el emplazamiento (como en el caso de los aeropuertos), se observa dispersión en sus mediciones. En tales condiciones no debe procederse a la calibración.

Debe señalarse que, en el caso de la mayoría de los transmisómetros, las superficies ópticas han de limpiarse regularmente, y debe planificarse un servicio diario para ciertos instrumentos, sobre todo en los aeropuertos. Los instrumentos deben limpiarse durante perturbaciones atmosféricas importantes, o después de ellas, puesto que

la lluvia o los chubascos violentos, unidos a un viento fuerte, pueden cubrir los sistemas ópticos con un gran número de gotas de agua y partículas sólidas, lo que origina importantes errores de medición del AOM. Y lo mismo se aplica a las nevadas, que pueden bloquear los sistemas ópticos. Con frecuencia se colocan sistemas de calefacción frente a los sistemas ópticos para mejorar el rendimiento de los instrumentos en tales condiciones. A veces se utilizan sistemas de ventilación para reducir dichos problemas y no tener que realizar limpiezas frecuentes. Sin embargo, debe decirse que esos sistemas de ventilación y de calefacción pueden generar corrientes de aire más caliente que el aire circundante e influir adversamente en la medición del coeficiente de extinción de la masa de aire. En zonas áridas, las tempestades de arena o la ventisca alta de arena pueden bloquear el sistema óptico, e incluso dañarlo.

9.3.6 *Fuentes de error en las mediciones del alcance óptico meteorológico y estimaciones de precisión*

GENERALIDADES

Todos los instrumentos operativos prácticos para las mediciones del AOM muestrean una región relativamente pequeña de la atmósfera, en comparación con la explorada por un observador humano. Los instrumentos sólo pueden proporcionar una medición precisa del AOM cuando el volumen de aire que muestrean es representativo de la atmósfera en torno al punto de observación, en un radio igual al del AOM. Es fácil imaginar una situación, con niebla desigual o lluvia o tempestad de nieve local, en que la lectura del instrumento sea engañosa. Pero la experiencia ha mostrado que tales situaciones no son frecuentes y que controlando continuamente el AOM con un instrumento se detectan con frecuencia cambios del AOM antes de que pueda reconocerlos un observador sin ninguna ayuda. No obstante, hay que ser prudentes al interpretar mediciones del AOM realizadas con instrumentos.

Otro factor que debe tenerse presente al analizar la representatividad de las mediciones es la homogeneidad de la propia atmósfera. En todos los valores del AOM, el coeficiente de extinción de un pequeño volumen de la atmósfera fluctúa normalmente con rapidez y de manera irregular, y las distintas mediciones del AOM con difusómetros y transmisómetros de línea de base corta, sin sistema incorporado de suavización o promediación, muestran una considerable dispersión. Por lo tanto, es necesario tomar numerosas muestras y suavizarlas o promediarlas para obtener un valor representativo del AOM. El análisis de los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (1990b) indica que, en la mayoría de los instrumentos, no se consigue nada mediante una promediación superior a un minuto, pero para los instrumentos "más ruidosos" es preferible un tiempo de promediación de dos minutos.

PRECISIÓN DE LOS TELEFOTÓMETROS Y MEDIDORES DE EXTINCIÓN VISUAL

Es difícil realizar mediciones visuales basadas en el coeficiente de extinción, y la principal fuente de error es la variabilidad y la incertidumbre del rendimiento del ojo humano. Esos errores se describen en las secciones relativas a los métodos de estimación visual del AOM.

PRECISIÓN DE LOS TRANSMISÓMETROS

Las fuentes de error en las mediciones de los transmisómetros pueden resumirse como sigue:

- a) alineación incorrecta de transmisores y receptores;
- b) insuficiente rigidez y estabilidad de los soportes del transmisor y del receptor (congelación y deshielo del suelo, tensión térmica);
- c) envejecimiento y centrado incorrecto de las lámparas;
- d) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);
- e) inestabilidad de la electrónica del sistema;
- f) transmisión remota del coeficiente de extinción como una señal de corriente baja sometida a interferencia de campos electromagnéticos (sobre todo en los aeropuertos). Es preferible digitalizar las señales;
- g) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial de los transmisómetros;
- h) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos;
- i) condiciones atmosféricas locales (chubascos de lluvia y fuertes vientos, nieve, etc.) que dan lecturas de coeficiente de extinción no representativas, o difieren de la ley de Koschmieder (nieve, cristales de hielo, lluvia, arena, etc.).

El uso de un transmisómetro debidamente calibrado y bien mantenido debe dar buenas mediciones representativas del AOM si el coeficiente de extinción en la trayectoria óptica del instrumento es representativo del coeficiente de extinción en todo el AOM. Sin embargo, la distancia a que un transmisómetro puede proporcionar mediciones precisas del AOM es limitada. Puede trazarse una curva de error relativo del AOM diferenciando la fórmula del transmisómetro básica (véase la ecuación 9.7). En la Figura 9.7 se muestra cómo el error relativo varía con la transmisión suponiendo que el factor de transmisión T medido tenga una precisión del 1 por ciento.

Este valor del 1 por ciento de error de transmisión, que puede considerarse correcto para muchos instrumentos más antiguos, no comprende la deriva del instrumento, la suciedad de los componentes ópticos ni la difusión de las mediciones debidas al propio fenómeno. Si la precisión disminuye alrededor del 2 al 3 por ciento (teniendo en cuenta los otros factores), los valores de error relativo indicados en el eje vertical del gráfico han

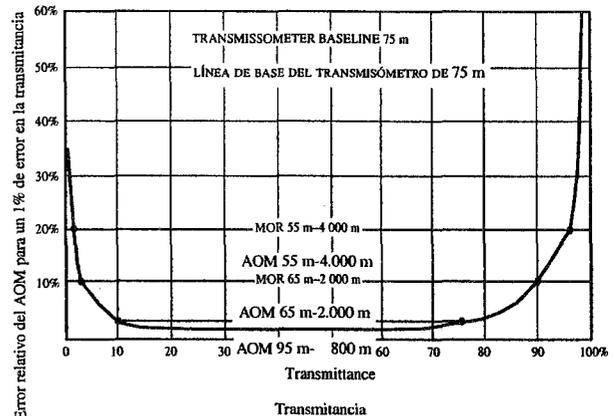


Figura 9.7 — Error en las mediciones del alcance óptico meteorológico como una función de un uno por ciento de error en la transmitancia

de multiplicarse por el mismo factor de 2 o 3. Debe señalarse asimismo que el error de medición relativo del AOM aumenta exponencialmente en cada extremo de la curva, determinando así los límites superiores e inferiores de la distancia de medición del AOM. El ejemplo mostrado por la curva indica el límite de la distancia de medición si se acepta un error del 5, 10 o 20 por ciento en cada extremo de la gama medida, con una línea de base de 75 m. También puede deducirse que para las mediciones del AOM entre los límites de 1,25 y 10,7 veces la longitud de la línea de base, el error relativo del AOM debe ser bajo, y del orden del 5 por ciento, suponiendo que el error de T sea del 1 por ciento. El error relativo del AOM rebasa el 10 por ciento cuando el AOM es inferior a 0,87 veces la longitud de la línea de base, o más de 27 veces esa longitud. Cuando la distancia de medición se extiende todavía más, el error aumenta rápidamente y resulta inaceptable.

Sin embargo, los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990b) mostró que los mejores transmisómetros, debidamente calibrados y mantenidos, pueden proporcionar mediciones del AOM con un error típico del 10 por ciento aproximadamente, cuando el AOM es hasta 60 veces superior a su línea de base.

PRECISIÓN DE LOS DIFUSÓMETROS

Las principales fuentes de error en las mediciones del AOM con difusómetros son las siguientes:

- a) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);
- b) falta de repetibilidad en el procedimiento o en los materiales cuando se utilizan difusómetros opacos para la calibración;
- c) inestabilidad de la electrónica del sistema;
- d) transmisión remota del coeficiente de difusión, como baja señal de la corriente o de la tensión sometida a interferencia de campos electromagnéticos (particularmente en los aeropuertos). Es preferible digitalizar las señales;

- e) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial del instrumento;
- f) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos. (Estos instrumentos son mucho menos sensibles a la suciedad en cuanto a su óptica que los transmisómetros, pero una suciedad considerable influye.);
- g) condiciones atmosféricas (lluvia, nieve, cristales de hielo, arena, contaminación local, etc) que dan un coeficiente de difusión diferente del coeficiente de extinción.

Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990b) muestran que a valores reducidos del AOM, los difusómetros son generalmente menos precisos que los transmisómetros y presentan mayor variabilidad en sus lecturas. También hay pruebas de que los difusómetros, como clase, resultan más afectados por la precipitación que los transmisómetros. Sin embargo, los mejores difusómetros muestran poca o ninguna susceptibilidad a la precipitación y proporcionan estimaciones del AOM con una desviación típica del 10 por ciento, aproximadamente, en una distancia del AOM de unos 100 m a 50 km. Casi todos los difusómetros de la Intercomparación presentaron un error sistemático importante en

parte de su gama de medición. Los difusómetros mostraron muy poca susceptibilidad a la contaminación de sus sistemas ópticos.

Referencias

- International Electrotechnical Commission, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*. Chapter 845: Lighting, IEC 50.
- Middleton, W. E. K., 1952: *Vision Through the Atmosphere*. University of Toronto Press, Toronto.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. Nº 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990a: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*. Nº 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990b: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements: Final Report* (D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldrige, W. R. Sparks). Instrument and Observing Methods Report No. 41, WMO/TD-No. 401, Ginebra
- Sheppard, B. E., 1983: Adaptation to MOR. *Preprints of the Fifth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Toronto, Abril 11-15 1983, págs. 226-269.
-

CAPÍTULO 10 — MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN

	<i>Página</i>
10.1	Generalidades..... I.10-1
10.1.1	Definiciones I.10-1
10.1.2	Unidades y escalas I.10-1
10.1.3	Requisitos meteorológicos I.10-1
10.1.4	Métodos de medición I.10-1
10.2	Atmómetros..... I.10-2
10.2.1	Tipos de instrumentos I.10-2
10.2.2	Mediciones realizadas mediante atmómetros I.10-2
10.2.3	Fuentes de error en los atmómetros I.10-2
10.3	Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación..... I.10-2
10.3.1	Cubeta estadounidense de clase A I.10-3
10.3.2	Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000 I.10-3
10.3.3	Tanque ruso de 20 m ² I.10-3
10.3.4	Medición realizada mediante cubetas y tanques de evaporación..... I.10-3
10.3.5	Exposición de las cubetas y de los tanques de evaporación..... I.10-4
10.3.6	Fuentes de error de las cubetas y de los tanques de evaporación..... I.10-4
10.3.7	Mantenimiento de las cubetas y de los tanques de evaporación I.10-5
10.4	Evapotranspirómetros (lisímetros)..... I.10-5
10.4.1	Mediciones realizadas mediante lisímetros I.10-6
10.4.2	Exposición de los evapotranspirómetros..... I.10-6
10.4.3	Fuentes de error en las mediciones realizadas con lisímetros..... I.10-6
10.4.4	Mantenimiento de los lisímetros I.10-7
10.5	Estimación de la evaporación a partir de superficies naturales..... I.10-7
Referencias I.10-8

MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN

10.1 Generalidades

10.1.1 Definiciones

El *Glosario Hidrológico Internacional* (OMM/UNESCO 1992) da las definiciones siguientes:

Evaporación real: cantidad de agua que se evapora de una superficie de agua libre o del terreno.

Evapotranspiración real: cantidad total de agua que se evapora del suelo y de las plantas cuando el terreno se encuentra con su contenido de humedad natural.

Evapotranspiración potencial: cantidad máxima de agua capaz de evaporarse en un clima dado, desde una cubierta de vegetación continua y bien provista de agua. Por lo tanto, incluye la evaporación del suelo y la transpiración vegetal en una región determinada y en un intervalo de tiempo dado. Se expresa en altura de agua.

Transpiración: proceso por el cual el agua de la vegetación pasa a la atmósfera en forma de vapor.

Cabe señalar que esta noción ampliamente utilizada de evapotranspiración potencial no incluye todas las situaciones posibles. El término "evapotranspiración potencial" exige una especificación más detallada para evitar ambigüedades.

10.1.2 Unidades y escalas

La tasa de evaporación se define como la cantidad de agua que se evapora de una unidad de superficie por unidad de tiempo. Puede expresarse como la masa o el volumen de agua líquida que se evapora de esta forma. Habitualmente, se trata de la altura del agua líquida que vuelve a la atmósfera por unidad de tiempo, evaporándose desde toda la superficie que se examina. La unidad de tiempo es normalmente el día, y la unidad de altura puede expresarse en milímetros o en centímetros. Según el grado de perfeccionamiento del instrumento, la precisión de las medidas varía generalmente de 0,1 a 0,01 mm.

10.1.3 Requisitos meteorológicos

Las estimaciones de la evaporación a partir de superficies de agua libre y del suelo, así como la evapotranspiración a partir de superficies cubiertas por vegetación, desempeñan un papel de gran importancia en la modelización hidrológica y en los estudios hidrometeorológicos y agrícolas, por ejemplo en lo que respecta al diseño y a la explotación de los embalses y de las redes de irrigación y de drenaje.

Los requisitos de rendimiento se dan en el Capítulo 1 de la Parte I. Para los totales diarios, una gama exterior extrema es de 0 a 100 mm, con una resolución de $\pm 0,1$ mm. La incertidumbre, al 95 por ciento del nivel de confianza, debe ser de 0,1 mm para cantidades menores de 5 mm, y de ± 2 por ciento para cantidades

mayores. Se ha propuesto la cifra de 1 mm como una precisión factible. En principio, los instrumentos normales pueden alcanzar estos requisitos de precisión, pero las dificultades con la exposición y el manejo práctico son la causa de mayores errores (OMM, 1976).

Los factores que influyen sobre la tasa de evaporación de cualquier cuerpo o superficie se pueden dividir de manera general en dos grupos, a saber, los factores meteorológicos y los factores propios a la superficie. A su vez, los factores meteorológicos se pueden subdividir en variables energéticas y aerodinámicas. La evaporación del agua líquida exige una energía que existe abundantemente en la naturaleza en forma de radiación solar y terrestre. Las variables aerodinámicas, como la velocidad del viento a nivel de la superficie y de gradiente de tensión de vapor entre la superficie y la atmósfera inferior, rigen la tasa de transferencia del vapor de agua evaporada.

Conviene hacer una distinción entre las situaciones en las que existe agua libre en la superficie y las que no. Entre los principales factores que entran en juego cabe señalar la cantidad y el estado del agua, así como también las características de la superficie que influyen en el proceso de transferencia hacia la atmósfera o a través de la superficie del cuerpo que se examina. La resistencia a la transferencia de humedad hacia la atmósfera es, por ejemplo, función de la rugosidad de la superficie; en las regiones áridas y semiáridas, la extensión y la forma de la superficie desempeñan también un papel fundamental. La transpiración vegetal depende de factores meteorológicos y de las características de la superficie mencionadas anteriormente, y también depende en gran medida de las características y de las reacciones de las plantas y especialmente del número, tamaño y grado de apertura de los estomas. La resistencia de los estomas a la transferencia de humedad indica una reacción diurna, pero también depende considerablemente de la humedad del suelo donde crecen las raíces.

La cantidad de agua del suelo para las raíces y para a evaporación de los suelos desnudos depende de los suministros capilares, es decir de la textura y de la composición del suelo. La evaporación proveniente de lagos y de embalses es, en parte, función del calor acumulado en la masa de agua.

10.1.4 Métodos de medición

Actualmente, es imposible medir directamente la evaporación o la evapotranspiración proveniente de amplias extensiones naturales de agua o de tierra firme. Sin embargo, se han elaborado diversos métodos indirectos que dan resultados aceptables.

Los evaporímetros, entre los que se distinguen los atmómetros y las cubetas o los tanques de evaporación,

sirven para medir la pérdida de agua en una superficie saturada estándar. Estos instrumentos no permiten medir directamente ni la evaporación que se produce a partir de superficies naturales de agua, ni la evapotranspiración real o potencial. Por consiguiente, los valores obtenidos deben corregirse para obtener estimaciones fiables de la evaporación de los lagos y de la evapotranspiración real y potencial de superficies naturales.

Los evapotranspirómetros (o lisímetros) son recipientes que se instalan bajo la superficie del suelo y se rellenan de tierra en la que pueden cultivarse vegetales. Se trata de dispositivos polivalentes que permiten estudiar diferentes fases del ciclo hidrológico en condiciones naturales. Es posible hacer estimaciones de la evapotranspiración (o de la evaporación en caso de suelo desnudo) midiendo y equilibrando el conjunto de los otros elementos del balance hídrico que intervienen en el recipiente, a saber, la precipitación, el drenaje subterráneo y las variaciones del contenido de agua del volumen de suelo en cuestión. Habitualmente, se elimina la escorrentía de superficie. Se pueden utilizar también los evapotranspirómetros para medir la evaporación o la evapotranspiración potencial del suelo (según esté o no cubierto de vegetación), haciendo que la humedad del suelo corresponda a la capacidad del terreno.

Las estimaciones relativas a embalses o lagos, parcelas o pequeñas cuencas vertientes pueden obtenerse mediante un balance hídrico, un balance energético, un estudio aerodinámico y medios complementarios. Estas últimas técnicas se examinan en la sección 10.5.

Cabe señalar que los diferentes evaporímetros o lisímetros representan tipos de mediciones físicamente diferentes. Los factores de ajuste para obtener, a partir de estas mediciones, estimaciones de la evapo(transpi)ración de los lagos, real o potencial, son necesariamente diferentes. Por consiguiente, es necesario que estos instrumentos y su modo de exposición se describan también con gran detenimiento y precisión, de tal forma que el usuario comprenda lo mejor posible las condiciones de medición.

Para obtener más información sobre todos estos métodos se puede consultar OMM (1994).

10.2 **Atmómetros**

10.2.1 **Tipos de instrumentos**

Un atmómetro es un instrumento que mide la pérdida de agua de una superficie porosa mojada. Las superficies mojadas están constituidas sea por esferas, cilindros o láminas de cerámica porosa, o por discos de papel de filtro, todos saturados de agua. En el caso del atmómetro de Livingstone, el elemento evaporante es una esfera de aproximadamente 5 cm de diámetro, conectada con un depósito de agua mediante un tubo de vidrio o de metal; la presión atmosférica que se ejerce sobre la superficie de agua contenida en el depósito mantiene la esfera saturada. El atmómetro de Bellani consiste en un disco de porcelana porosa sujeto en la parte alta por un embudo de cerámica barnizada, donde llega agua proce-

dente de una probeta graduada que sirve a la vez de depósito y de dispositivo de medición. En cuanto al evaporímetro de Piche, su elemento evaporante es un disco de papel de filtro unido a la parte baja de un tubo graduado e invertido, cerrado por un extremo, que contiene agua destinada a humidificar el disco de papel; las medidas sucesivas del volumen de agua que queda en el tubo indican la cantidad de agua perdida por evaporación en un momento dado.

10.2.2 **Mediciones realizadas mediante atmómetros**

Aunque a menudo se considera que los atmómetros dan una medida relativa de la evaporación de la superficie de las plantas, las indicaciones de los atmómetros no tienen en realidad una relación con la evaporación efectiva de las superficies naturales.

Las lecturas de evaporímetros de Piche, cuya exposición a la sombra había sido detenidamente uniformizada, se han utilizado con cierto éxito para calcular el factor aerodinámico, multiplicación de una función del viento y del déficit de tensión de vapor saturante, necesario para estimar la evaporación mediante, por ejemplo, el método de combinación de Penman, tras obtener correlaciones locales entre ellas.

Aunque puede establecerse empíricamente una relación entre la pérdida de agua en la atmósfera y la de una superficie natural, es posible que se obtenga una relación diferente para cada tipo de superficie y para combinaciones climáticas diferentes. Los atmómetros deberían seguir siendo útiles para los estudios a pequeña escala, gracias especialmente a su tamaño reducido, a su costo poco elevado y a su consumo mínimo de agua. Pueden instalarse redes densas de atmómetros en superficies reducidas para llevar a cabo estudios micrometeorológicos. Por otra parte, no se recomienda que se utilicen estos instrumentos para evaluar los recursos hídricos si se dispone de otros datos.

10.2.3 **Fuentes de error en los atmómetros**

Para que los atmómetros puedan funcionar correctamente, es indispensable que sus superficies evaporantes se mantengan limpias. Las superficies sucias afectarán considerablemente la tasa de evaporación, de una forma comparable a la de un depósito de termómetro húmedo en psicometría.

Además, las diferencias de exposición tienen a menudo un efecto considerable en las mediciones de la evaporación. Esto se aplica sobre todo a la exposición al movimiento del aire alrededor de la superficie evaporante, cuando el instrumento está situado a la sombra.

10.3 **Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación**

Las cubetas y los tanques de evaporación existen en una gran variedad de formas, dimensiones y modos de exposición. Entre los diversos tipos de cubetas y de tanques disponibles, se describen a continuación la cubeta estadounidense de clase A, la cubeta rusa GGI-3000 y el

tanque ruso de 20 m². Estos instrumentos se utilizan hoy en día ampliamente como evaporímetros estándar en las redes de observación, y se han estudiado sus características de funcionamiento en diversas condiciones climáticas y en distintas latitudes y altitudes. Los datos que permiten obtener estos instrumentos están en relación estable, aunque compleja y dependiente de la zona climática, con los elementos meteorológicos que rigen la evaporación, en la medida en que se apliquen detenidamente las instrucciones relativas a su instalación y exposición.

Se ha recomendado adoptar el tanque ruso de 20 m² como evaporímetro de referencia internacional.

10.3.1 *Cubeta estadounidense de clase A*

La cubeta estadounidense de clase A está constituida por un cilindro de 25,4 cm. de profundidad y 120,7 cm de diámetro. El fondo de la cubeta se coloca a una altura de 3 a 5 cm por encima del nivel del terreno, sobre un marco de madera que sirve de plataforma. Así pues, el aire puede circular libremente por debajo de la cubeta, el agua que se estanca sobre el terreno en caso de lluvia no toca el fondo de la cubeta y ésta puede inspeccionarse sin dificultad. La cubeta propiamente dicha es de hierro galvanizado de 0,8 mm de espesor, de cobre o de metal monel, y habitualmente no está pintada. La cubeta se llena de agua hasta 5 cm del borde (lo que se conoce como nivel de referencia).

El nivel del agua se mide mediante un instrumento en forma de gancho, o un punto fijo de referencia. El instrumento en forma de gancho consiste en una escala móvil y un calibrador dotado de un gancho, cuyo extremo toca la superficie del agua cuando el instrumento está bien ajustado. Un tubo estabilizador, de unos 10 cm de diámetro y 30 cm de profundidad, dotado de un orificio en el fondo, elimina cualquier ondulación que pueda formarse en la cubeta y sirve también de soporte al instrumento en forma de gancho durante las observaciones. La cubeta se llena cuando la escala indica que el nivel de agua ha bajado más de 2,5 cm con respecto al nivel de referencia.

10.3.2 *Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000*

De forma cilíndrica, con un fondo cónico, el evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000 tiene una superficie de 3.000 cm² y una profundidad de 60 cm. Se lo entierra dejando su borde a 7,5 cm por encima de la superficie del suelo. En el centro de la cubeta se encuentra un índice en forma de tubo metálico sobre el que se instala una probeta volumétrica para llevar a cabo las observaciones de la evaporación. La probeta está equipada con una válvula que se abre hasta que el agua que contiene esté al mismo nivel que el agua del tanque. Se cierra entonces la válvula y se mide con precisión el volumen de agua que contiene la probeta. Conociendo la dimensión de la probeta, se determina entonces la altura de agua por encima del índice del tubo metálico a partir de ese volumen. Una aguja unida al tubo metálico que actúa de índice muestra la altura a la cual se debe ajustar

el nivel de agua de la probeta. Este nivel no debe descender a más de 5 mm por debajo del índice, ni elevarse a más de 10 mm por encima de la punta de la aguja. Habitualmente se instala al lado de la cubeta GGI-3000 un pluviómetro GGI-3000 cuyo colector tiene una superficie de 3.000 cm².

10.3.3 *Tanque ruso de 20 m²*

De forma cilíndrica y con fondo plano, este tanque tiene una superficie de 20 m², un diámetro de aproximadamente 5 m y una profundidad de 2 m. Construido en palastros soldados de 4 a 5 mm de espesor, se entierra dejando que el borde sobrepase 7,5 cm de la superficie del suelo. El interior del tanque y sus superficies externas expuestas al aire están pintadas de blanco. El tanque está dotado de un depósito de llenado y de un tubo de estabilización en el que se ha instalado un índice tabular sobre el que se coloca la probeta volumétrica para medir el nivel de agua que contiene el tanque. Dentro del tubo de estabilización, al lado del tubo índice, hay una pequeña varilla que termina en una punta afinada que indica la altura a la que se debe ajustar el nivel del agua. Dicho nivel no deberá descender a más de 5 m por debajo de la punta de la aguja ni elevarse a más de 10 m. Un tubo lateral de vidrio graduado, fijado al tanque de llenado, indica la cantidad de agua añadida al tanque y da una verificación aproximada de la medición que facilita la probeta.

10.3.4 *Medición realizada mediante cubetas y tanques de evaporación*

La tasa de evaporación a partir de una cubeta o de un tanque se obtiene midiendo la variación del nivel de su superficie de agua libre. Esto puede hacerse mediante los dispositivos descritos anteriormente en el caso de las cubetas de clase A y de las cubetas GGI-3000.

Existen varios tipos de cubetas de evaporación automáticas. El nivel del agua de la cubeta se mantiene constante mediante un dispositivo que permite una aportación de agua suplementaria procedente de un embalse auxiliar o evacuando el agua aportada por las precipitaciones. La cantidad de agua añadida o evacuada queda registrada. En otros tanques o cubetas, el nivel de agua se mide permanentemente mediante un flotador situado en el tubo de estabilización y conectado con un aparato registrador.

Varias técnicas de evaluación de la evaporación y de la evapotranspiración a partir de superficies naturales, cuya pérdida de agua se trata de evaluar, están basadas en las mediciones realizadas mediante cubetas de evaporación. Estas mediciones son interesantes porque reflejan, en cualquier caso, el impacto del conjunto de las variables meteorológicas, y porque los datos obtenidos por este medio están disponibles inmediatamente y para cualquier período determinado. Por consiguiente, las cubetas de este tipo se utilizan para obtener información de forma constante sobre la evaporación en el marco de una red de observación.

10.3.5 *Exposición de las cubetas y de los tanques de evaporación*

Las cubetas y los tanques de evaporación generalmente están expuestos de tres formas diferentes:

- enterradas en el suelo; la mayor parte del tanque está entonces por debajo del nivel del suelo, pero la superficie evaporante está al mismo nivel, o aproximadamente, que la superficie circundante;
- por encima del suelo; la cubeta entera y la superficie evaporante están entonces ligeramente por encima del suelo;
- instalados en plataformas fijas flotantes en lagos o en otras masas de agua.

Las estaciones de evaporación deben situarse en un emplazamiento relativamente plano y libre de obstáculos (árboles, edificios, arbustos, refugios para instrumentos, etc.). Cuando estos obstáculos sean pequeños, deberán estar alejados a una distancia que sea al menos igual a cinco veces su altura, y a diez veces su altura si se trata de un grupo de obstáculos. El terreno deberá ser lo suficientemente amplio para que las medidas no estén perturbadas por posibles raciones o por los efectos del borde de una zona cultivada o de otro tipo de terreno. Estos efectos pueden abarcar más de 100 m. El terreno debe estar vallado para proteger los instrumentos e impedir que los animales vayan a beber de la cubeta. Sin embargo, la valla debe estar construida de tal forma que no afecte el régimen de viento sobre la cubeta.

Es importante que la capa del terreno que se ha elegido como emplazamiento de la estación de evaporación se mantenga en un estado lo más cercano posible a su estado natural con respecto a la zona circundante. El césped, las malas hierbas, etc. deben cortarse a menudo para que no sobrepasen el borde de las cubetas enterradas (es decir, 7,5 cm). Este límite de 7,5 cm para la altura de la hierba se aplica también a las cubetas de clase A. En ningún caso hay que instalar este tipo de evaporímetro sobre un zócalo de hormigón, sobre asfalto o sobre una capa de grava, ni tampoco debe instalarse a la sombra.

10.3.6 *Fuentes de error de las cubetas y de los tanques de evaporación*

Los modos de exposición de los tanques de evaporación ofrecen diversas ventajas, pero son también fuentes de errores de medición.

Los tanques instalados sobre el suelo son poco costosos y fáciles de montar y de mantener. El agua que contienen se mantiene más limpia que la de los tanques enterrados, porque corre menos peligro de ensuciarse por salpicones o por la tierra soplada por el viento. Cualquier goteo que se produzca después de la instalación puede detectarse fácilmente y es fácil de reparar. Sin embargo, la cantidad de agua evaporada es mayor que en las cubetas enterradas, principalmente debido a la energía radiante adicional que absorben sus paredes

laterales. Pueden eliminarse en parte los efectos perjudiciales de la radiación en las paredes utilizando cubetas cubiertas de aislante, pero esto aumenta el costo, infringe las instrucciones de construcción estándar y puede cambiar la estabilidad de las relaciones mencionadas en la sección 10.3.

Al enterrar la cubeta se eliminan parcialmente los efectos perjudiciales, tales como la radiación en las paredes laterales o los intercambios térmicos entre la cubeta y la atmósfera. Sin embargo, los inconvenientes son:

- el agua se ensucia más rápidamente y la cubeta es más difícil de limpiar;
- los posibles goteos son más difíciles de detectar y de reparar;
- la altura de la vegetación alrededor de la cubeta se convierte en un factor crítico. Además, entre la cubeta enterrada y el suelo se producen intercambios térmicos considerables, cuya amplitud depende de gran número de factores y, especialmente, del tipo de suelo, de su contenido en agua y de la densidad de la capa vegetal.

Las cubetas flotantes dan una aproximación más precisa de la evaporación que ocurre en la superficie de un lago que las cubetas, enterradas o no, instaladas en la orilla, a pesar de que las cubetas flotantes tienen un poder de acumulación térmico diferente del de los lagos. Sin embargo, están influenciadas por el lago en el que se hallan y, por consiguiente, no constituyen un buen indicador de la evaporación que se produce. Las observaciones son sumamente difíciles de realizar ya que a menudo las salpicaduras falsean los datos. Por último, la instalación y la explotación de estas cubetas son costosas.

Independientemente del modo de exposición, lo más importante es que la cubeta sea de material inoxidable y que esté ensamblada de tal forma que se reduzca al mínimo el peligro de goteo.

Las lluvias intensas y los vientos violentos tienden a hacer que el agua desborde de las cubetas, lo cual puede falsear completamente las mediciones.

El nivel del agua en el evaporímetro es un factor importante. Si contiene demasiada agua, un 10 por ciento (o más) de la lluvia que cae puede desbordar fuera de la cubeta, lo cual hace que se sobreestime la evaporación. Si el nivel es demasiado bajo, la tasa de evaporación se subestimarán (aproximadamente un 2,5 por ciento por cada centímetro sobre el nivel de referencia de 5 cm en las regiones templadas), debido a que el borde de la cubeta proyecta demasiada sombra y protege demasiado bien el agua que contiene. Cuando se deja que el nivel baje demasiado, la superficie del agua se calienta más y aumenta la tasa de evaporación.

Se aconseja que se limiten las fluctuaciones del nivel de agua, sea por medios automáticos, sea reajustando el nivel cada vez que se hace una lectura, o también quitando agua cuando el nivel alcanza el límite superior fijado o añadiéndola cuando alcanza el límite inferior.

10.3.7 *Mantenimiento de las cubetas y de los tanques de evaporación*

Debe llevarse a cabo al menos una vez por mes una inspección, prestando especial atención a la detección de los goteos. La cubeta debe limpiarse tantas veces como sean necesarias para evitar la acumulación de desperdicios, el depósito de sedimentos, así como la formación de espuma y de películas de aceite. Se recomienda que se vierta en el agua de la cubeta una pequeña cantidad de sulfato de cobre o de cualquier otro producto que pueda limitar el crecimiento de algas.

En caso de helada, se debe desprender completamente el hielo que se adhiera a las paredes de la cubeta y medir el nivel de agua mientras el hielo flota. Siempre y cuando se actúe así, el hecho de que una parte del agua esté helada no tiene una gran repercusión sobre el nivel de agua. Si el hielo es demasiado grueso para poder romperlo, hay que aplazar la medición hasta que ello sea posible; hay que determinar entonces la evaporación teniendo en cuenta este plazo.

A menudo es necesario proteger la cubeta contra los pájaros y otros animales pequeños, sobre todo en las regiones áridas y tropicales. Para este fin, se puede utilizar:

- a) repelentes químicos. Hay que velar entonces porque estos productos no modifiquen de forma considerable las características del agua que contiene el evaporímetro;
- b) una malla de alambre fijada sobre la cubeta. Este tipo de protección estándar se utiliza corrientemente en diversos lugares; impide que los pájaros y los demás animales beban el agua de la cubeta, pero reducen también las pérdidas por evaporación interceptando una parte de la radiación solar y reduciendo el movimiento del aire sobre la superficie del agua. Con el objeto de poder evaluar el error relacionado con el efecto de la malla sobre el campo de viento, así como las características térmicas de la cubeta, es preferible comparar los valores obtenidos mediante una cubeta protegida, con los que se obtienen mediante una cubeta corriente en emplazamientos donde no hay ninguna interferencia. Las pruebas realizadas con una protección cilíndrica, constituida por una malla de acero con celdillas hexagonales de 25 mm, situada en un chasis con barras de acero de 8 mm de diámetro, han indicado una disminución sistemática de un 10 por ciento de la tasa de evaporación en tres lugares diferentes durante un período de dos años.

10.4 **Evapotranspirómetros (lisímetros)**

En publicaciones técnicas se describen varios tipos de lisímetros. Se dan detalles sobre determinados instrumentos utilizados en los diversos países en OMM (1966, 1994).

En general, un lisímetro consiste en un recipiente interior lleno de una muestra de suelo, y con paredes de retención, o en un recipiente exterior, así como en

dispositivos especiales que permiten medir la percolación o las variaciones del contenido en agua del suelo.

A nivel internacional, no existe un lisímetro universal normalizado para medir la evapotranspiración. La superficie de estos instrumentos varía de 0,05 a varios centenares de metros cuadrados, y su profundidad es de 0,1 a 5,0 m. Según el método de funcionamiento, se pueden clasificar en lisímetros ponderables o no ponderables. Cada uno de estos instrumentos ofrece ventajas e inconvenientes, y la elección del lisímetro depende del problema que se vaya a estudiar.

Los lisímetros no ponderables (de percolación) sólo permiten realizar mediciones a largo plazo, a no ser que sea posible medir el contenido en agua del suelo por otro método independiente y seguro. Se utilizan lisímetros de percolación de gran superficie para estudiar el balance hídrico y la evapotranspiración en el caso de una capa vegetal bien desarrollada en altura y profundamente arraigada (árboles adultos, por ejemplo). Los modelos más pequeños, utilizados en el caso de un suelo desnudo o todavía recubierto de hierba o de plantas cultivadas, suelen dar excelentes resultados para las aplicaciones prácticas en condiciones de humedad; son fáciles de instalar, su mantenimiento es poco costoso y, por lo tanto, se integran bien en las redes de observación.

Salvo que se utilice un tipo de microlisímetro simple para medir la evaporación del suelo, los lisímetros ponderables, son mucho más costosos. Sin embargo, ofrecen la ventaja de dar estimaciones fiables y precisas de valores a corto plazo de la evapotranspiración, siempre y cuando se hayan tomado las precauciones indispensables en materia de diseño, manejo y elección del emplazamiento.

Se han elaborado varias técnicas de ponderación basadas en diversos principios de mecánica y de hidráulica. Los lisímetros pequeños más sencillos generalmente se levantan de sus zócalos y se instalan en una balanza mecánica mediante grúas móviles. A veces su recipiente se instala de forma permanente en una balanza mecánica con objeto de realizar registros continuos. Se simplifica considerablemente el sistema de ponderación y de registro utilizando células dinamométricas equipadas con extensímetros de una resistencia eléctrica variable. Los sistemas hidráulicos de ponderación se basan en el principio de desplazamiento de fluidos provocado por el empuje de un recipiente flotante (se habla en este caso de lisímetro flotante) o en el principio de variaciones de la presión del líquido que interviene en las células dinamométricas hidráulicas.

Se recomienda que se empleen grandes lisímetros que permitan la ponderación y el registro para efectuar mediciones de precisión en los centros de investigación, y para llevar a cabo la normalización y la parametrización de otros sistemas de medición de la evapotranspiración, así como la modelización de este proceso. Los pequeños modelos de lisímetros ponderables convienen perfectamente para las instalaciones de red. En cuanto a

la utilización de microlisímetros para medir la evaporación a partir del suelo, este es un fenómeno relativamente nuevo.

10.4.1 *Mediciones realizadas mediante lisímetros*

En cuanto a los lisímetros, la tasa de evapotranspiración puede estimarse mediante la ecuación general del balance hídrico aplicada a sus recipientes. La evapotranspiración es igual a la precipitación/irrigación, menos la percolación menos la variación del almacenamiento de agua.

Por consiguiente, los programas de observación realizados en parcelas en las que están instalados lisímetros incluyen observaciones de la precipitación, de la irrigación, de la percolación y de la variación del almacenamiento de agua en el suelo. También resulta conveniente completar estos programas con las observaciones del crecimiento y del desarrollo de las plantas.

Es preferible medir la precipitación (y, si procede, la irrigación) al nivel del suelo por métodos corrientes. El agua de percolación se recoge en un tanque y su volumen puede medirse a intervalos regulares o registrarse. Para evaluar con precisión la variación del almacenamiento, se emplean las rigurosas técnicas gravimétricas descritas anteriormente. Cuando se realiza la ponderación, conviene proteger el lisímetro de los efectos de la carga ejercida por el viento.

El método volumétrico da buenos resultados cuando se trata de evaluar la evolución a largo plazo de la evapotranspiración; permite medir la intensidad de la precipitación y de la percolación. Se toma por hipótesis que la variación del almacenamiento tiende hacia cero durante el período de observación. Además, es posible determinar la variación del contenido en agua del suelo estableciendo una relación entre la humedad del suelo con su propio poder de retención, al principio y al final de este período.

10.4.2 *Exposición de los evapotranspirómetros*

Para que las tasas de evapotranspiración medidas sean representativas, conviene que el suelo y la capa vegetal del lisímetro sean idénticas a los de la zona circundante y que las perturbaciones provocadas por la presencia de instrumentos se reduzcan al mínimo. A continuación, se indican las principales exigencias en materia de exposición de lisímetros.

Para preservar las propiedades hidromecánicas del suelo, se recomienda instalar un solo bloque (monolítico) en el recipiente. Cuando el suelo es ligero y bastante homogéneo, y el recipiente es de gran tamaño, basta rellenar este último capa por capa en el mismo orden y con la misma densidad que en el perfil natural.

Para simular el drenaje natural, hay que velar porque este proceso se realice libremente en el fondo del recipiente. La textura del suelo obliga a veces a utilizar una bomba de vacío para conseguir artificialmente la aspiración necesaria.

Salvo en el caso de los microlisímetros que sirven para medir la evaporación del suelo, los lisímetros deben ser suficientemente amplios y profundos, y su borde debe ser tan bajo como sea posible para que la capa vegetal pueda crecer libremente y de forma representativa.

En general, la elección del emplazamiento de los lisímetros está sujeta a las mismas exigencias relativas al fetch que las cubetas de evaporación (los instrumentos deben instalarse fuera de la zona de influencia de los edificios, de árboles aislados, de otros instrumentos meteorológicos, etc.). Para reducir al mínimo los efectos de advección, conviene emplazar los lisímetros a una distancia suficiente (es decir por lo menos a 100 o a 150 m) del borde, contra el viento de la zona circundante. La atenuación de los efectos de advección es particularmente importante cuando se trata de realizar mediciones en la superficie de tierras irrigadas.

10.4.3 *Fuentes de error en las mediciones realizadas con lisímetros*

Las mediciones realizadas mediante lisímetros son objeto de diversos errores relacionados con las perturbaciones de las condiciones naturales debidas a los propios instrumentos. Entre las principales fuentes de error, cabe señalar:

- a) el crecimiento limitado del sistema de raíces;
- b) la modificación de la difusión turbulenta que resulta de la discontinuidad en la cubierta forestal entre el interior del lisímetro y la zona circundante (esta discontinuidad puede corresponder al círculo delimitado por el recipiente y las paredes de retención del lisímetro, o puede ser la consecuencia de disparidades en la cubierta forestal propiamente dicha);
- c) el desequilibrio térmico entre el lisímetro y la zona circundante causado por:
 - i) el aislamiento térmico del instrumento con respecto al subsuelo;
 - ii) los efectos térmicos del aire ascendente o descendente que circula entre el recipiente y las paredes de retención;
 - iii) la modificación de las propiedades térmicas del suelo, debida al cambio de su textura y de su contenido en agua;
- d) la equivalencia insuficiente del balance hídrico relativo al instrumento y a la zona circundante, debida a:
 - i) la perturbación de la estructura del suelo;
 - ii) el drenaje inadecuado;
 - iii) la filtración vertical en las paredes;
 - iv) la interrupción de la escorrentía y de los movimientos laterales del agua en el suelo.

Algunas disposiciones permiten reducir los errores de las mediciones obtenidas mediante lisímetros, como el ajuste de la temperatura bajo el recipiente o la instalación de aros de bridas con objeto de disminuir la filtración vertical en las paredes. Si bien es primordial tener que diseñar con gran detenimiento los lisímetros, tam-

bién es importante conseguir una buena representatividad de las diversas plantas o del suelo utilizados para estudiar la zona en cuestión. Además, el terreno en el que está instalado el lisímetro debe ser perfectamente representativo del medio natural de los alrededores.

10.4.4 *Mantenimiento de los lisímetros*

Se deben tomar ciertas medidas para preservar la representatividad de la capa vegetal que se halla dentro de los lisímetros. Todas las actividades agrícolas u otras (siembra, fertilización, siega, etc.) deben realizarse de la misma forma y en el mismo momento en el recipiente y en la zona circundante. Para evitar los errores debidos a anomalías de las precipitaciones, hay que mantener las plantas que se encuentran cerca o dentro del recipiente en posición vertical, y hacer lo necesario para que las hojas y los tallos rotos no vuelvan a caerse en la superficie del lisímetro.

El mantenimiento de los dispositivos técnicos varía en función del tipo de instrumento y no puede describirse aquí.

Se recomienda comprobar, por lo menos una vez al año, que los lisímetros no gotean, cubriendo su superficie para impedir la evapotranspiración y verificando durante un período de unos días si la cantidad de agua drenada es igual a la cantidad de agua añadida en la superficie.

10.5 **Estimación de la evaporación a partir de superficies naturales**

Al examinar los factores que influyen en la evaporación, tal como se indica en la sección 10.1.3, se observa que la tasa de evaporación a partir de una superficie natural difiere necesariamente de la tasa calculada mediante un evaporímetro expuesto a las mismas condiciones atmosféricas, debido a la disparidad de las propiedades físicas de las dos superficies evaporantes.

En la práctica, las tasas de evaporación y de evapotranspiración en superficies naturales presentan mucho interés, tanto si se trata de la evaporación de los embalses o de los lagos, como de la evaporación en cultivos o incluso de la evaporación de superficie en amplias extensiones, tales como las cuencas fluviales.

Las estimaciones de superficie de la evapotranspiración son especialmente difíciles de obtener en regiones que tienen características de superficie y modos de utilización de los suelos diferentes (OMM, 1966).

Los métodos más adecuados para la estimación de la evaporación de los lagos y de los embalses son el balance hídrico, el balance energético, los enfoques aerodinámicos, el método que combina ecuaciones aerodinámicas y ecuaciones del balance energético, así como la utilización de una relación de complementariedad entre la evaporación real y la evaporación potencial. Se dispone además de técnicas de evaporación, a partir de una cubeta, que permiten determinar un coeficiente lago-cubeta. Este coeficiente, que varía según el

tipo de cubeta y su modo de exposición, también depende de las condiciones climáticas.

Se pueden obtener valores puntuales o de superficie de la evapotranspiración, sin limitación de agua, a partir de superficies cubiertas de vegetación, evaluando la evapotranspiración potencial (o evapotranspiración de los cultivos de referencia) mediante los métodos utilizados en el caso de los lagos, después de adaptarlos a las condiciones propias a la capa vegetal. Algunos métodos utilizan, para cada tipo de vegetación (tal o cual cultivo, por ejemplo), coeficientes que varían según el estado y un valor integrado de la resistencia estomática relativa a esa vegetación en su conjunto.

Al establecer una relación entre la tasa medida de evapotranspiración real y las estimaciones de la tasa de evapotranspiración potencial, sin limitación de agua, relacionando luego el valor normalizado así obtenido con el contenido en agua al déficit hídrico o al potencial hídrico del suelo en la zona de las raíces, es posible obtener coeficientes que permiten calcular la tasa de evapotranspiración real para un suelo con un contenido de agua determinado.

Se consigue estimar más directamente los valores puntuales de la evapotranspiración real a partir del suelo, observando, mediante un muestreo constante, las variaciones del contenido de agua del suelo o midiendo dicha evapotranspiración con una mayor precisión mediante un lisímetro ponderable. Otros métodos se basan en mediciones de la turbulencia (correlación del flujo turbulento, por ejemplo) o del perfil (métodos de observación en la capa límite y, a dos alturas, método del balance energético basado en la relación de Bowen). Estos métodos son mucho más costosos y exigen instrumentos y sensores especiales para medir la humedad, la velocidad del viento y la temperatura. Las estimaciones obtenidas, válidas para los tipos de suelo y de cubierta forestal estudiados, pueden utilizarse como valores de referencia independientes, con miras a la elaboración de relaciones empíricas para la modelización de la evapotranspiración.

Las dificultades que plantea la evaluación de la evapotranspiración a nivel de las cuencas fluviales se deben a la disparidad de las características de superficie, que ocasiona una tasa de evapotranspiración variable en el marco de la zona estudiada. Cuando se quieren obtener valores a corto plazo, es indispensable basarse en relaciones empíricas para estimar la evapotranspiración. Si se lleva a cabo un estudio sobre un período de tiempo más largo (con objeto de reducir al mínimo los efectos de almacenamiento), se puede utilizar el método del balance hídrico para evaluar la evapotranspiración de la cuenca. Para llevar a cabo estimaciones sobre amplias extensiones se puede utilizar el método basado en el balance hídrico de la atmósfera, que permite deducir la tasa de evapotranspiración de superficie de los datos de radiosondeo. Para obtener más detalles sobre estos métodos, sobre las ventajas que ofrecen y sobre sus límites de aplicación, se puede consultar OMM (1994).

Es difícil medir la evaporación de una capa de nieve, y los resultados probablemente no sean más exactos que los que se pueden obtener por el cálculo de la evaporación del agua.

Para medir la evaporación de una capa de nieve, en numerosos países se utilizan evaporímetros de polietileno o de plástico incoloro, y las observaciones sólo se hacen cuando no nieva.

La evaporación de una capa de nieve se puede estimar utilizando la ecuación de la difusión turbulenta y basándose en las observaciones de la humedad del aire y de la velocidad del viento efectuadas en la superficie de la capa de nieve y a uno o dos niveles por encima de dicha capa. Estas estimaciones son más seguras cuando los valores de la evaporación se calculan para períodos de cinco días o más

Referencias:

- Organización Meteorológica Mundial, 1966: *Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration*. Technical Note No. 83, WMO-No. 201, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1973: *Atmospheric Vapour Flux Computations for Hydrological Purposes* (J. P. Peixoto). WMO/IHD Report No. 20, WMO-No 357, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1976: *The CIMO International Evaporimeter Comparisons*. WMO-No. 449, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1977: *Hydrological Application of Atmospheric Vapour-Flux Analyses*. Operational Hydrology Report No. 11, WMO-No. 476, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, 1992: *Glosario Internacional de Hidrología*. OMM-Nº 385, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994: *Guía de Prácticas Hidrológicas*. Quinta edición, OMM-Nº 168, Ginebra.
-
-

CAPÍTULO 11 — MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

	<i>Página</i>
11.1	Generalidades..... I.11-1
11.1.1	Definiciones I.11-1
11.1.2	Unidades y escalas I.11-2
11.1.3	Requisitos meteorológicos I.11-2
11.1.4	Métodos de medición I.11-2
11.2	Contenido de agua del suelo: medición directa I.11-3
11.3	Contenido de agua del suelo: métodos indirectos I.11-3
11.3.1	Métodos radiológicos I.11-4
11.3.1.1	Atenuación causada por neutrones I.11-4
11.3.1.2	Absorción de la radiación gamma I.11-5
11.3.2	Dieléctrica del agua del suelo I.11-5
11.3.2.1	Reflectometría de dominio temporal I.11-5
11.3.2.2	Sonda de microondas I.11-6
11.4	Nuevas tecnologías I.11-6
11.4.1	Resonancia magnética nuclear pulsada (RMNP) I.11-6
11.4.2	Teledetección I.11-6
11.5	Instrumentos para medir el potencial de agua del suelo I.11-7
11.5.1	Tensiómetro I.11-7
11.5.2	Bloques de resistencia eléctrica I.11-8
11.5.3	Psicrómetro I.11-8
11.6	Elección del lugar y magnitud del muestreo I.11-9
11.7	Consideraciones especiales I.11-9
Referencias I.11-9

MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

11.1 Generalidades

Uno de los factores más importantes que influye en el rendimiento de los cultivos y el comportamiento de la cuenca hidráulica es la cantidad de agua almacenada en el suelo. Esta información sobre la humedad del suelo es fundamental para determinar los programas de riego, evaluar los flujos de agua y de solutos, y separar la radiación solar total en componentes de calor latente y calor sensible.

La información sobre la humedad del suelo resulta esencial para la hidrología, ya que constituye los datos de entrada de una gama de modelos hidrológicos empleados para determinar la escorrentía de las cuencas. Asimismo, en los modelos numéricos de la atmósfera, el modelado de las interacciones que se producen entre las tierras y la atmósfera exige determinar la humedad del suelo, entre otras variables del ciclo hídrico. La medición directa de la humedad del suelo con instrumentos ubicados en la superficie también es necesaria para verificar las estimaciones obtenidas mediante la telemetría, por ejemplo, desde satélites.

La determinación de la humedad del suelo consiste en medir el contenido o el potencial de agua del suelo. El contenido de humedad del suelo es una expresión de la masa o volumen de agua en el suelo, mientras que el potencial de agua del suelo es una expresión de la cantidad de energía del agua del suelo.

La medición de la humedad del suelo es de gran interés para varias disciplinas agronómicas. Para satisfacer la necesidad muy extendida de conocer la cantidad de humedad del suelo se han creado diversos instrumentos que se hallan en el mercado. En este capítulo se analizarán los más comunes, junto con sus ventajas y desventajas. Además, se hará una breve mención de las técnicas y los instrumentos más modernos, ya que es probable que se utilicen ampliamente en un futuro próximo.

11.1.1 Definiciones

CONTENIDO DE HUMEDAD DEL SUELO

El método más sencillo y ampliamente utilizado para medir el contenido de humedad del suelo es el gravimétrico. Por su facilidad, y dado que se basa en mediciones directas, sirve de patrón para la comparación con todos los demás procedimientos. La humedad del suelo obtenida por gravimetría se determina normalmente tomando una masa seca como referencia, y su expresión es:

$$\theta_g = \frac{M_{\text{agua}}}{M_{\text{suelo}}} \cdot 100 \quad (11.1)$$

donde M_{agua} es la masa del agua de la muestra de suelo, y M_{suelo} es la masa del suelo seco secado en horno (100-

110°C), contenido en la muestra. Las mediciones gravimétricas de la humedad de los suelos minerales secados al aire (25°C) son típicamente inferiores al 2 por ciento, pero cuando el suelo se aproxima a la saturación, el contenido de agua puede aumentar hasta alcanzar valores comprendidos entre el 25 y 60 por ciento. Por desgracia, el método gravimétrico es destructivo, lo que torna difícil obtener mediciones exactas del contenido de humedad cuando los suelos se aproximan a la saturación.

En muchos casos, la humedad del suelo se expresa por referencia al volumen. Dado que las variables de precipitación, evapotranspiración y transporte de solutos se expresan generalmente en términos de flujo, la expresión volumétrica del contenido de agua puede resultar más útil. El contenido de agua volumétrico, tiene como expresión:

$$\theta_v = \frac{V_{\text{agua}}}{V_{\text{suelo}}} \cdot 100 \quad (11.2)$$

donde V_{agua} es el volumen de agua, y V_{suelo} es el volumen total del suelo (suelo + aire + agua). El porcentaje volumétrico de humedad del suelo puede variar desde menos del 10 por ciento para suelos secados al aire, hasta entre 40 y 50 por ciento para suelos minerales cercanos a la saturación. Debido a las dificultades para medir con exactitud los volúmenes de agua y de suelo, normalmente el contenido volumétrico de agua no se mide directamente.

Los valores volumétricos y gravimétricos del contenido de humedad del suelo están relacionados. La relación existente puede expresarse así:

$$\theta_v = \theta_g \rho_b / \rho_w \quad (11.3)$$

donde ρ_b es la densidad aparente del suelo seco, y ρ_w es la densidad del agua del suelo.

POTENCIAL DE AGUA DEL SUELO

El potencial de agua del suelo es una propiedad importante, que describe la cantidad de energía del agua del suelo, y es fundamental para el análisis del transporte de agua, las estimaciones del almacenamiento de agua y las relaciones entre el suelo, las plantas y el agua. Una diferencia de potencial de agua del suelo entre dos lugares indica una tendencia al flujo de agua, de potencial alto a bajo. Debido a que el potencial de agua se reduce por secado (se torna más negativo), el trabajo que hay que realizar para eliminarlo aumenta, lo que hace que a las plantas les resulte más difícil extraer agua. Cuanto más difícil se torna la captación de agua por las plantas, tanto más decae el potencial de agua de las mismas, lo que puede ocasionarles estrés y, en casos extremos, una marchitez acusada.

Por lo común, el potencial de agua es una medición que representa la capacidad de trabajo del agua del suelo o, en caso de potencial negativo, el trabajo necesario para eliminar el agua del suelo. El potencial de agua total, ψ_t (el efecto combinado de todos los campos de fuerza) puede expresarse mediante:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_o + \psi_p \quad (11.4)$$

donde z , m , o y p denotan los potenciales de gravedad, succión capilar, ósmosis y presión, respectivamente (Nielsen y otros, 1971). Estos potenciales diferentes no actúan todos de la misma manera, y puede que sus gradientes no resulten siempre efectivos para inducir el flujo. Por ejemplo, ψ_o necesita una membrana semipermeable para inducir el flujo, y ψ_p existirá en condiciones de saturación o encharcamiento. Puesto que la mayoría de las aplicaciones se realizan en suelos no saturados, el potencial de agua total se expresa normalmente por:

$$\psi_t = \psi_m + \psi_z \quad (11.5)$$

11.1.2 Unidades y escalas

Con frecuencia, se supone que el contenido de agua no tiene dimensión, ya que normalmente se utiliza como porcentaje. Sin embargo, al resolver el balance de masa o las ecuaciones de continuidad es preciso recordar que el contenido de agua sí tiene dimensiones. Los valores gravimétricos del contenido de agua expresan los gramos de agua del suelo contenidos en un gramo de suelo (g de agua/g de suelo seco). Igualmente, los valores volumétricos del contenido de agua expresan el volumen de agua contenida en un volumen específico de suelo seco (cm^3 de agua/ cm^3 de suelo seco).

En general, la unidad del potencial del agua es el kilopascal (kPa), numéricamente equivalente a J kg^{-1} . Las unidades comúnmente utilizadas en los trabajos menos modernos son: bar, atmósfera, dina por centímetro cuadrado, erg por gramo, centímetros de agua, centímetros de mercurio y libra por pulgada cuadrada.

11.1.3 Requisitos meteorológicos

La exactitud que se necesita para determinar el contenido de agua es una función del problema que se trata de resolver. Actualmente, los niveles de exactitud aceptables varían entre el 1 y 5 por ciento para la humedad del suelo expresada en volumen. El grado de exactitud aceptable para un problema depende de la escala de observación, la textura del suelo, su estructura, la frecuencia de las observaciones y el uso previsto.

Las resoluciones espacial y temporal de las mediciones de la humedad del suelo también varían con la aplicación. Los hidrólogos calibran los modelos de escorrentía de las cuencas con datos que, con frecuencia, incluyen estimaciones de la humedad del suelo. En el otro extremo, los modelos de circulación atmosférica general requieren mediciones a escala continental para abarcar los procesos hidrológicos. Los modelos de

circulación atmosférica general tienen resoluciones de las características de la superficie de un orden de decenas y centenas de kilómetros. Para el modelado de la atmósfera también hacen falta componentes del ciclo hidrológico a escala de cuenca (de un orden de decenas de kilómetros). La humedad del suelo disponible, que controla efectivamente la evapotranspiración, solo se mide a una profundidad escasa (decenas de centímetros) mediante teledetección, con una resolución horizontal de decenas de kilómetros (véase el Capítulo 8 de la Parte II).

Para la agricultura, tanto la cantidad de agua del suelo como la cantidad de su energía revisten importancia. Pero en lo que respecta a las necesidades hidrológicas y de balance hídrico, y para determinar los efectos sobre las propiedades del suelo (como la fuerza mecánica del suelo, la conductividad térmica y el coeficiente de difusión), lo que resulta más útil es la evaluación del contenido de agua del suelo. La medida más importante para la fisiología de las plantas y los problemas hidráulicos relacionados con el movimiento del agua es el potencial de capilaridad.

La mayoría de los métodos para definir el balance hídrico calculan el contenido total de agua disponible para las plantas en el perfil del suelo, con lo que desprecian los aspectos energéticos de la disponibilidad y el movimiento del agua relativos a las plantas. Por lo común, se considera que el agua del suelo a disposición de las plantas está comprendida entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente correspondientes a ese suelo. En general, la capacidad de campo se define como la cantidad de agua retenida en el suelo después de drenar el agua por gravedad (normalmente de 24 a 48 horas después de una precipitación). La textura del suelo (tipo y contenido de arcilla), su estructura y su contenido de materia orgánica afectan la cantidad de agua retenida por la capacidad de campo. Por definición, las condiciones de marchitez permanente se dan cuando las hojas de las plantas no son capaces de recuperar la turgencia, aunque se coloquen en una atmósfera saturada. En general, se supone que el punto de marchitez permanente se alcanza cuando el potencial capilar es $-1,5$ megapascales. En consecuencia, el punto de marchitez permanente de los suelos arenosos se alcanza con un θ_g del 3 por ciento, mientras que en los suelos arcillosos el mismo potencial puede alcanzarse con un θ_g próxima al 30 por ciento.

11.1.4 Métodos de medición

Hay muchos instrumentos disponibles para evaluar la cantidad de agua del suelo. Normalmente, θ_g se determina directamente. Por lo común, θ_v se determina indirectamente, a través de la medición de una propiedad del suelo o por la reacción que genera un objeto colocado en él.

Los métodos indirectos consisten en inferir θ_v de las mediciones de una propiedad del suelo o de la reacción de un objeto colocado en él, que son afectadas por el contenido de agua. Entre los métodos indirectos

comunes para medir el contenido de agua se encuentran las técnicas radiológicas, la reflectometría de dominio temporal y la resonancia magnética nuclear. Los métodos indirectos de medición del potencial de agua son el de tensiómetro, el de bloques de resistencia eléctrica y el de psicrómetro de suelo.

Cualquiera sea el método utilizado, es imposible representar el contenido de agua a escala de campo sin tener en cuenta la variabilidad impuesta por la heterogeneidad espacial. Si bien el suelo tiende hacia un potencial de agua igual, no puede decirse lo mismo respecto del contenido de agua. No obstante, los valores típicos de variabilidad, expresada como coeficiente de variación (desviación típica/media) están comprendidos entre el 15 y 35 por ciento. Dado que el contenido de agua parece tener un grado limitado de dependencia espacial, la variabilidad del contenido de agua disminuirá con una escala decreciente de observación. Por suerte, muchos procesos a escala de campo pueden generar resultados aceptables con un nivel de exactitud del 5 por ciento para el contenido de agua. Esto último se cumple en las estimaciones de la evapotranspiración a escala de campo (Doorenbos y Pruitt, 1976). Por otra parte, la sensibilidad de cualquier estimación de la evapotranspiración también es una función del método que se emplea.

Es de lamentar que varias características y propiedades localizadas del suelo ejerzan una influencia considerable en las estimaciones de los tiempos de tránsito de las soluciones químicas. Por ello, un nivel de exactitud del 5 por ciento para los valores del contenido de agua no es suficiente. En realidad, aún con un nivel del 3 por ciento de exactitud se pueden generar estimaciones inaceptables del contenido de agua, porque el transporte químico puede utilizar sólo una fracción del espacio poroso del suelo (flujo de macroporos o preferencial). En cambio, quizás sea necesario formular una distribución de los valores del contenido de agua, que se caracterizará por el momento de primer orden (media), el momento de segundo orden (varianza), y el tipo de distribución (normal, logarítmica normal, etc.). Entonces, la distribución de los contenidos de agua se puede utilizar para calcular la distribución de las velocidades de desplazamiento del agua por los poros; la velocidad del agua por los poros es proporcional al flujo de entrada, e inversamente proporcional a la velocidad del agua. A su vez, la distribución de las velocidades del agua se puede utilizar para generar una función de densidad predeterminada, que se podrá aplicar en una simulación del modelo (Jury y Roth, 1990).

El lisímetro (evapotranspirómetro) es apropiado para la medición de la humedad del suelo. El método del lisímetro es un método directo no destructivo, que consiste en pesar un recipiente lleno de tierra, ocasional o continuamente, para registrar los cambios de la masa total del recipiente, que pueden deberse total o parcialmente a cambios en la humedad del suelo. Los lisímetros se analizan con más detalle en el Capítulo 10 de la Parte I.

11.2 Contenido de agua del suelo: medición directa

Para medir θ_g , se toman muestras de suelo del terreno con las herramientas más adecuadas. Estas son, generalmente, palas, sondas de mano giratorias, barrenas de saco y sondas sacamuestras mecánicas. Las muestras se colocan en un recipiente estanco, de tara conocida y adecuado para el transporte hasta el laboratorio, donde se secarán en horno eléctrico. Las muestras y el recipiente se pesan en el laboratorio antes y después del secado, y la diferencia de peso es la masa de agua que contenía la muestra originalmente. El secado consiste en colocar el recipiente abierto en un horno eléctrico a 105°C hasta que la masa se estabilice en un valor constante. El tiempo que insume ese procedimiento varía entre 16 y 24 horas. Si las muestras contienen cantidades considerables de materia orgánica, puede producirse una oxidación excesiva, con lo que la muestra perderá parte de la materia orgánica. Aunque resulta difícil determinar a qué temperaturas se produce la oxidación excesiva, una temperatura de horno de 105 a 70°C parece ser lo suficientemente baja como para evitar una pérdida significativa de materia orgánica.

En la medición gravimétrica del contenido de agua también se puede utilizar con buenos resultados el secado en horno de microondas (Gee y Dodson, 1981). Con este método, la temperatura del agua del suelo alcanza el punto de ebullición rápidamente, y se mantiene en ese nivel durante un lapso de tiempo, debido al calor necesario para la vaporización del agua. Pero la temperatura aumenta rápidamente tan pronto como la energía absorbida por el agua del suelo excede la energía consumida en la vaporización del agua. Hay que utilizar este método con precaución, ya que si las muestras contienen piedras pueden alcanzarse temperaturas altas que pueden fundir los recipientes de plástico.

Existen otros métodos de medición directa del contenido de agua del suelo que se utilizan con muy poca frecuencia para fines especiales o en casos de emergencia. Uno de ellos consiste en colocar la muestra en un recipiente de fondo perforado, que se pesa para determinar la masa húmeda. Se la riega con metanol, lo que obligará al agua a desplazarse. Luego se prende fuego al metanol, y se repite el procedimiento al menos una vez más. Se vuelve a pesar la muestra para determinar la masa seca. La cantidad de metanol necesaria para desplazar el agua depende de varios factores, como el tamaño de la muestra, su contenido de agua y textura. Este método está expuesto a muchos errores, pues pueden perderse los componentes volátiles del suelo.

11.3 Contenido de agua del suelo: métodos indirectos

Entre otras variables, la capacidad de retención de agua del suelo es una función de la textura del suelo y su estructura. Al sacar una muestra, se alterará el suelo objeto de evaluación, y también su capacidad de retención de agua. Los métodos indirectos para medir el agua del

suelo son beneficiosos porque permiten recoger datos en el mismo lugar de la observación sin perturbar el sistema hídrico del suelo.

11.3.1 Métodos radiológicos

Para medir el contenido de agua del suelo existen dos métodos ampliamente difundidos. Uno es el método de dispersión de neutrones, basado en los encuentros de neutrones de alta energía (rápidos) con los núcleos atómicos de hidrógeno del suelo. El otro método emplea la atenuación que producen los rayos gamma al atravesar el suelo. En ambos métodos se utiliza un equipo portátil para realizar las mediciones en emplazamientos de observación permanentes, y se necesita una calibración esmerada, que se hace preferentemente con el suelo en el que se utilizará el equipo.

Siempre habrá que tomar precauciones al utilizar aparatos radiactivos, y cumplir todas las reglamentaciones estipuladas por los fabricantes y las autoridades sanitarias para prevenir los posibles accidentes causados por la radiactividad. Si se cumplen esas disposiciones, no habrá riesgo de recibir dosis elevadas de radiación, independientemente de la frecuencia con que se utilicen esos aparatos. Cualquiera sea el instrumento radiactivo, toda persona que lo maneje llevará un dispositivo con algún tipo de película dosimétrica, que permitirá evaluar y registrar mensualmente las dosis de radiación recibidas.

11.3.1.1 ATENUACIÓN CAUSADA POR NEUTRONES

Hay dos tipos de instrumentos que utilizan neutrones para detectar la humedad del suelo: el medidor de la superficie del suelo y la sonda de profundidad. Ambos dispositivos emiten neutrones de alta energía (rápidos), que son frenados en sus encuentros con la materia (lo que produce la termalización de los neutrones) (Visvalingam y Tandy, 1972). Dado que los núcleos de hidrógeno tienen casi la misma masa que los neutrones, son, con gran diferencia, el componente del suelo más eficaz para frenar los neutrones. Como resultado, la densidad de los neutrones más lentos en los alrededores de la sonda es casi proporcional al contenido volumétrico de agua del suelo. Los neutrones lentos o termalizados forman una nube, que rodea al dispositivo emisor de neutrones, cuya densidad y tamaño representan un equilibrio entre la velocidad de emisión de los neutrones rápidos y la de los termalizados. En el interior de cada dispositivo emisor de neutrones hay un detector de neutrones termalizados, que determina la densidad de la nube de neutrones termalizados. Desgraciadamente, el volumen de la nube de neutrones termalizados varía considerablemente según el contenido de agua. Por ejemplo, en un suelo húmedo, el radio de influencia puede ser de sólo 15 cm, mientras que puede alcanzar hasta 35 cm en un suelo seco. Puesto que el volumen que se mide varía con el contenido de agua, este método no tiene una resolución alta, lo que impide localizar las discontinuidades del contenido de agua. Se plantea un

problema particular en la interfase del suelo debido a las discontinuidades entre el suelo y el aire, por lo que la sonda de neutrones no se emplea en los primeros 18 cm del suelo. Por su parte, el medidor de superficie por neutrones se utiliza exclusivamente para medir el contenido de agua de la superficie del suelo (0 a 30 cm). Por desgracia, cuando la superficie del suelo es rugosa, la precisión de la medición se reduce drásticamente.

La sonda de neutrones en profundidad consiste en una fuente radioactiva que emite neutrones de energía alta, y un detector de neutrones lentos termalizados, generalmente de forma cilíndrica. Un cable une la sonda al sistema electrónico principal, de modo que se la puede deslizar por el tubo de acceso. El detector puede tener diversas configuraciones, pero el instrumento más útil es la sonda de detector doble con la fuente en el medio. Esta disposición permite una zona de influencia más esférica y conduce a una respuesta más lineal con el contenido de agua. El medidor de superficie por neutrones consiste, comúnmente, en un detector de neutrones colocado horizontalmente sobre la superficie del suelo y, por detrás, una fuente de emisión de neutrones rápidos.

El tubo de acceso no tendrá costuras, y será lo suficientemente grueso (normalmente 1,25 mm) como para ser rígido, pero no tan rígido como para ocasionar la termalización de los neutrones. Se fabricará con materiales anticorrosivos, como acero inoxidable, aluminio o ciertos plásticos, y se descartará el cloruro de polivinilo, pues absorbe los neutrones lentos. Al insertar la sonda, hay que asegurarse de que no se quede atascada, lo que se consigue generalmente con un tubo de 4 cm de diámetro. Se pondrá cuidado al colocar el tubo de acceso para evitar las curvaturas.

Además, no deberán quedar vacíos de aire entre el tubo de acceso y el suelo. El tubo sobresaldrá unos 15 cm de la superficie del suelo, pues la caja que contiene el sistema electrónico se coloca en su extremo, y tendrá una caperuza desmontable para impedir la entrada de la lluvia.

Para conseguir un grado mayor de uniformidad de los resultados en los experimentos, no se compara directamente el contenido de agua del suelo con el número de neutrones lentos detectados, sino con una relación de conteo (CR), que viene dada por:

$$CR = \frac{C_{\text{media de suelos}}}{C_{\text{fondo}}} \quad (11.6)$$

donde $C_{\text{media de suelos}}$ es la cuenta de los neutrones termalizados detectados en el suelo, y C_{fondo} los neutrones termalizados procedentes de una plataforma de referencia. Actualmente, todas las sondas de neutrones vienen equipadas con una plataforma de referencia, que puede medir esos neutrones. Por lo común, la plataforma es parte del embalaje; el instrumento se coloca sobre la plataforma y se efectúa una serie de diez mediciones breves. Si bien la duración de las mediciones se deja librada al investigador, en general va de 30 segundos a

un minuto. La distribución de las mediciones debe ser normal, es decir: de las 10 mediciones, tres deben pasar de la media y estar en torno a más o menos una desviación típica. La media de esas 10 mediciones se registra y utiliza como C_{fondo} , mientras que $C_{\text{media de suelos}}$ se determina mediante el promedio de varias mediciones del suelo hechas en un emplazamiento determinado o a una profundidad específica. A efectos de calibración, lo mejor es tomar tres muestras alrededor del tubo de acceso, y promediar los valores de contenido de agua correspondientes al valor medio de CR calculado para esa profundidad. En cada profundidad se evaluará un mínimo de cinco valores de contenido de agua diferentes. A pesar de que algunas curvas de calibración pueden ser similares, se efectuará una nueva calibración para cada incremento de profundidad. Los coeficientes de determinación (r^2) típicos de un medidor o sonda nuevos estarán comprendidos entre 0,90 y 0,99.

11.3.1.2 ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN GAMMA

Mientras que el método de atenuación por neutrones mide el contenido volumétrico de agua en una gran extensión, el método de absorción de los rayos gamma explora una capa de 1 cm. Si bien su resolución es elevada, el pequeño volumen de suelo analizado presentará más variación espacial debido a la heterogeneidad del suelo (Gardner y Calissendorff, 1967). El dispositivo de rayos gamma de una sola sonda mide la atenuación por reflexión, y ya no se utiliza tanto como antes. Pero el de dos sondas, que mide la densidad del suelo y el contenido de agua, sigue siendo un instrumento muy aceptado. La atenuación causada por la radiación gamma puede expresarse matemáticamente así:

$$I = I_0 e^{-\mu x \rho} \quad (11.7)$$

donde I es la intensidad del rayo gamma medida; I_0 es la intensidad del rayo gamma no atenuado; μ es el coeficiente de absorción de la masa del material absorbente; x es el grosor del material absorbente; y ρ es la densidad del absorbedor.

Los cambios que se producen en la atenuación de la radiación gamma para un coeficiente de absorción de la masa y un grosor del material absorbente determinados pueden relacionarse con los cambios de la densidad total. Dado que la atenuación de los rayos gamma es causada por la masa, no resulta posible determinar el contenido de agua, a menos que la atenuación de los rayos gamma que responde a la densidad del suelo seco sea conocida. Además, la densidad del suelo seco debe mantenerse constante ante los cambios del contenido de agua. Cuando se conoce la densidad del suelo seco, se puede determinar el contenido de agua a partir de la resta entre los valores de la densidad total y la densidad del suelo seco.

A diferencia de la atenuación por neutrones, la atenuación por rayos gamma ofrece una resolución espacial alta. Se pueden hacer mediciones verticales a 2,5 cm con una precisión excelente. También tiene la ventaja de

realizar medidas exactas a 2,5 cm por debajo de la interfase aire/superficie.

Se deberán adoptar más precauciones al manipular instrumentos emisores de rayos gamma, pues son potencialmente más peligrosos que los que emiten neutrones. El fabricante suministrará una pantalla de protección que se utilizará siempre, salvo cuando se instala la sonda en el tubo de acceso.

11.3.2 Dieléctrica del agua del suelo

Debido a que las constantes dieléctricas del agua y del suelo seco (alrededor de 80 y 3,5, respectivamente) difieren considerablemente, se han propuesto relaciones teóricas y empíricas para vincular el contenido volumétrico de agua del suelo con la constante dieléctrica del sistema hídrico. Este enfoque permite realizar mediciones del contenido volumétrico de agua seguras, rápidas y no destructivas, que no conllevan los riesgos de accidente asociados con los dispositivos radiactivos. Además, estos métodos se prestan a una automatización plena en los programas de copio de datos a gran escala. Actualmente, se consiguen en el mercado dos instrumentos recientemente ideados para evaluar las constantes dieléctricas del agua del suelo, que se emplean en todo el mundo. El primer instrumento incorpora tecnología de reflectometría de dominio temporal (RDT), y el otro mide la constante dieléctrica en una frecuencia específica de microondas.

11.3.2.1 REFLECTOMETRÍA DE DOMINIO TEMPORAL

La reflectometría de dominio temporal es un método relativamente nuevo, que determina la constante dieléctrica del suelo a partir de la medición del tiempo de transmisión de un impulso electromagnético que recorre dos varillas paralelas de longitud conocida enterradas en el suelo. Puesto que la zona de muestreo es fundamentalmente un cilindro alrededor de las sondas paralelas, se examina un gran volumen de suelo. Teóricamente, la constante dieléctrica es sensible al área de la superficie del suelo, pero no parece que la reflectometría de dominio temporal sea lo suficientemente sensible como para necesitar calibración, dada la gama de áreas de superficie que se encuentran normalmente en los suelos. La respuesta dieléctrica al contenido de agua del suelo más ampliamente aceptada fue propuesta por Topp, Davis y Annan (1982), y su expresión es:

$$\theta_v = -0,053 + 0,029\varepsilon - 5,5 \cdot 10^{-4}\varepsilon^2 + 4,3 \cdot 10^{-6}\varepsilon^3 \quad (11.8)$$

donde ε es la constante dieléctrica del agua del suelo. Esta relación empírica ha sido confirmada por otros investigadores y parece ser bastante independiente de la textura y del contenido de grava (Drungil, Abt y Gish, 1989).

En general, las sondas paralelas tienen una separación de 5 cm y su longitud puede variar entre unos pocos centímetros y hasta más de 30 cm. Además, las varillas pueden ser de cualquier sustancia metálica, pero lo que más se utiliza es el acero inoxidable. Si bien se deberá tratar de colocar las varillas paralelamente, una desviación leve no afectará la medición de la constante dieléctrica.

En teoría, la señal de reflectometría de dominio temporal atenuada debería poder medir el contenido de agua del suelo y la salinidad por separado en una sola lectura, pero todavía se está lejos de conseguir ese objetivo. Se están evaluando otros estudios que permiten automatizar esta técnica al examinar el contenido de agua desde un conjunto de sondas enterradas, cada una colocada horizontalmente a profundidades diferentes. Las sondas están conectadas mediante un dispositivo de multiplexión acoplado a un registrador de datos del terreno.

11.3.2.2 SONDA DE MICROONDAS

La sonda de medición de la constante dieléctrica por microondas consiste en un cable coaxial abierto y un solo reflectómetro colocado en la punta de la sonda para medir la amplitud y la fase a una frecuencia determinada (generalmente en la región de las microondas). Las mediciones del suelo se relacionan con el aire, y se calibran normalmente con bloques dieléctricos y/o líquidos de propiedades dieléctricas conocidas. La utilización de líquidos tiene la ventaja de que se puede mantener un contacto eléctrico perfecto entre la punta de la sonda y el material (Jackson, 1990).

Puesto que la punta de la sonda es pequeña, sólo se puede estimar un volumen de suelo pequeño. Por ello, este método es excelente para mediciones de laboratorio o puntuales, pero cuando se utiliza a escala de campo pueden plantearse problemas de variabilidad espacial. Además, la sonda analiza una cantidad de suelo pequeña, de manera que el contacto con el mismo es crítico.

11.4 Nuevas tecnologías

Gracias a los avances recientes de la ingeniería, se están desarrollando métodos nuevos que permiten medir rápidamente las condiciones de humedad del suelo. Dos técnicas nuevas son la resonancia magnética nuclear pulsada y la teledetección por microondas.

11.4.1 *Resonancia magnética nuclear pulsada (RMNP)*

Aunque todavía está en etapa de investigación y desarrollo, la RMNP puede encontrar aplicación práctica en un futuro próximo (Paetzold, Gish y Jackson, 1987). Este método de medición se centra en las interacciones que se producen entre los momentos magnéticos de los núcleos de hidrógeno y un campo magnético. El sensor consiste en una bobina de radiofrecuencia electromagnética y un condensador variable. Con este método se pueden realizar, principalmente, mediciones instantáneas del contenido volumétrico de agua del suelo, independiente de la textura del suelo, su densidad y contenido de materia orgánica.

El momento magnético de un núcleo que contiene un número impar de protones y neutrones se comporta como un imán de campo giratorio. Al colocar el momento magnético en un campo magnético estático, este

se mueve en precesión a lo largo de un eje paralelo al campo magnético aplicado. Cuando se aplica un campo magnético perpendicularmente al campo magnético estático, y que oscila a la frecuencia de precesión de un átomo de hidrógeno, forzará a los momentos magnéticos de hidrógeno a un movimiento de precesión en fase. El generador de radiofrecuencia produce el campo magnético oscilante. Se puede medir, entonces, la cantidad de energía adsorbida por la muestra, y también la señal de amortiguamiento del campo oscilante. El análisis de la adsorción resultante y de las señales de amortiguamiento o extinción arroja información sobre los tiempos de relajación espín/espín y espín/celosía que, a su vez, se emplean para calcular la cantidad de hidrógeno que contiene la muestra.

Ya se ha construido y probado un tractor equipado con un modelo de dispositivo RMNP, que se podría utilizar para determinar el contenido de agua del suelo durante la siembra, o para recoger datos en tierra, que servirían para calibrar los instrumentos de teledetección. A pesar de que el tractor con RMNP puede estimar con exactitud la humedad de aproximadamente 5 cm del suelo superficial, la precisión de las mediciones disminuye notablemente cuando aumenta la profundidad. Para que las técnicas de RMNP puedan funcionar efectivamente, el campo magnético debe ser homogéneo, y la gran dificultad de esta técnica consiste en obtener un campo magnético homogéneo en un suelo no perturbado.

En el mercado existen instrumentos de RMNP para laboratorio, que generalmente resultan muy onerosos para las aplicaciones prácticas.

11.4.2 *Teledetección*

En un futuro próximo se dispondrá de mediciones realizadas por instrumentos transportados en vehículos espaciales, que utilizan técnicas de teledetección para estimar el contenido de agua del suelo, el índice de evapotranspiración y el estrés de las plantas a escala de cuenca (Jackson y Schmugge, 1989). A pesar de que los niveles de energía del infrarrojo y las microondas se han estudiado profusamente, sólo la región de las microondas ofrece la posibilidad de obtener medidas cuantitativas directas de la humedad del suelo desde plataformas espaciales.

Las técnicas de microondas se pueden clasificar según la radiación sea pasiva (radiométrica) o activa (de radón). Las técnicas de radiación pasiva se centran en el análisis de las emisiones de microondas naturales producidas por la superficie de la Tierra, mientras que las de radiación activa se refieren a la medición de la atenuación de una señal de retrodispersión del suelo. Ambas técnicas están basadas en las enormes diferencias que presentan las propiedades dieléctricas del agua líquida y el suelo seco, permitiendo, a su vez, controlar el contenido de agua superficial de una gran extensión de tierra.

Los valores de respuesta del radiómetro de microondas tendrán una emisividad comprendida entre 0,95 y

0,6 o menos en las mediciones con radiación pasiva. En las mediciones con radiación activa se observa un aumento de 10 decibeles cuando el suelo pasa del estado seco al húmedo. La emisión de microondas se denomina temperatura de luminancia, T_b , y es proporcional a la emisividad, β , y a la temperatura de la superficie del suelo, T_{suelo} , o:

$$T_b = \beta T_{\text{suelo}} \quad (11.9)$$

donde T_{suelo} se expresa en grados Kelvin. Dado β que depende de la textura del suelo, la rugosidad de la superficie y la vegetación, los contenidos reales de agua del suelo se relacionarán empíricamente con T_b .

En la medición por radiación activa del contenido de agua del suelo habrá que dividir la señal de retrodispersión total en la parte que corresponde al suelo y la que corresponde a la vegetación. Además, la cobertura de vegetación influirá en los componentes del suelo. El contenido volumétrico de agua está relacionado con la retrodispersión activa total, S_t , mediante:

$$\theta_v = L (S_t - S_v) (RA)^{-1} \quad (11.10)$$

donde L es el coeficiente de atenuación de la vegetación; S_v es la retrodispersión causada por la vegetación; R es una expresión de la rugosidad de la superficie del suelo; y A es una expresión de la sensibilidad de la humedad del suelo. Desgraciadamente, no se dispone de un medio para medir R y A por separado. Por ello, la respuesta de microondas activas al contenido de agua del suelo se puede expresar mediante una relación empírica.

11.5 Instrumentos para medir el potencial de agua del suelo

Hasta la fecha, sólo los instrumentos que pueden medir el potencial capilar resultan lo suficientemente baratos y seguros como para emplearlos en un programa de vigilancia a escala de campo. En cada caso, existen limitaciones graves con respecto a los índices del potencial de agua con los que los instrumentos funcionarán adecuadamente. En consecuencia, se tomarán precauciones cuando los potenciales osmóticos sean importantes.

11.5.1 Tensiómetro

El instrumento más utilizado y barato para medir el potencial de agua es el tensiómetro. Es un aparato sencillo, que generalmente consiste en una taza de cerámica porosa y un tubo de plástico cilíndrico que la conecta a un registrador, que cierra el cilindro por el extremo. No es necesario entrar en detalles sobre su construcción porque se encuentra en todas partes y su precio es asequible.

El tensiómetro establece una condición próxima al equilibrio con el sistema hídrico del suelo. La taza porosa funciona como una membrana a través de la que fluye el agua, por lo que se mantendrá saturada para que funcione correctamente. Por consiguiente, todos los poros de la taza y del tubo se llenan inicialmente de agua sin aire. Una vez enterrado, el aparato estará sometido a

presiones negativas, que harán pasar el agua de la taza al suelo que la rodea. Ese movimiento del agua causará una presión negativa o succión en el cilindro del tensiómetro, que quedará registrada en el dispositivo registrador. Ese dispositivo puede ser un transductor de presión (Marthaler y otros, 1983), un medidor de vacío de Bourdon o un tubo sencillo en forma de U lleno de agua y/o mercurio. Por otra parte, si el suelo recibe agua, el potencial de agua del suelo puede aumentar hasta el punto en que el agua del suelo retornará al tensiómetro, lo que ocasionará valores del potencial de agua menos negativos. Este intercambio de agua entre el suelo y el tensiómetro, y su exposición a presiones negativas, hará que los gases disueltos sean expulsados de la solución y formen burbujas de aire. Las burbujas de aire alterarán las lecturas de la presión en el cilindro y generarán lecturas erróneas. Por consiguiente, habrá que volver a llenar de agua el cilindro de vez en cuando y extraer el aire con una bomba de vacío de mano.

Antes de instalar el tensiómetro, pero después de haberlo llenado de agua y sacado los gases, la taza debe permanecer húmeda durante el transporte desde el laboratorio hasta el terreno. Esto puede conseguirse envolviéndola en trapos mojados o sumergiéndola en un recipiente con agua. En el terreno, se cavará un hoyo lo suficientemente grande y profundo como para alojar holgadamente el cilindro, y para que el tensiómetro sobresalga del suelo varios centímetros. Puesto que la taza debe estar en contacto con el suelo, conviene hacer un poco de barro fino con la tierra del hoyo y verterlo en él antes de instalar el tensiómetro. Se rellenará el hoyo poniendo cuidado de apisonar bien la tierra para que el agua no se encharque alrededor del aparato. Si se toma esta precaución, se reducirá al mínimo el movimiento de agua por las paredes del cilindro, lo cual podría originar condiciones de agua no representativas del terreno.

El tensiómetro sólo mide el potencial capilar, pues los solutos pueden desplazarse libremente a través de la taza porosa. Pero se le pueden agregar otros dispositivos, como electrodos, dentro de la taza o justo sobre la cámara de cerámica, lo que permitirá determinar al mismo tiempo su conductividad. Es obvio que este tipo de tensiómetro tardará un tiempo en conseguir el equilibrio con el suelo que lo rodea. Otra desventaja estriba en que el tensiómetro tiene un límite inferior concreto de unos -80 kPa. Más allá de -100 kPa, el agua hervirá a la temperatura ambiente, y formará burbujas de vapor que destruirán el vacío del cilindro.

El cilindro y el registrador pueden sufrir cambios de volumen considerables. Cuando hay sequía, cantidades significativas de agua pueden pasar del tensiómetro al suelo. Por ello, el aparato puede alterar la condición misma que debería medir. Cuando se utiliza el tensiómetro como irrigador, se pierde tanta agua a través de la taza que resulta imposible mantener el vacío en el cilindro, con lo que el sensor quedará anulado. En este proceso interviene también el crecimiento de raíces abundantes alrededor de la taza.

El tensiómetro también es sensible a la temperatura. A pesar de que sólo una pequeña parte del dispositivo está expuesta a las condiciones ambientales, los rayos solares pueden causar la dilatación térmica del cilindro. Además, los gradientes de temperatura que pasan de la superficie del suelo a la taza pueden ocasionar la dilatación o contracción del cilindro y producir mediciones erróneas del potencial de agua. Los efectos de la temperatura se pueden reducir si se construye el cilindro con materiales no conductores y las mediciones se efectúan todos los días a la misma hora, preferentemente temprano por la mañana.

11.5.2 Bloques de resistencia eléctrica

Los bloques de resistencia eléctrica, a pesar de que son insensibles al potencial de agua en el intervalo de humedad, son excelentes compañeros de los tensiómetros. Esos bloques consisten en electrodos colocados en algún tipo de material poroso, que alcanzarán un estado próximo al equilibrio con el suelo. Los materiales que se emplean más corrientemente son el yeso, la tela de nailon y la lana de vidrio (Perrier y Marsh, 1958).

Los bloques de resistencia eléctrica son relativamente baratos y resultan útiles para los estudios en el terreno, pero hay que calibrarlos antes de instalarlos. La calibración consiste en saturar los bloques con agua destilada y someterlos a una presión predeterminada en una placa de presión. Después de equilibrarlos a una presión determinada, se efectúan mediciones y se los somete a presiones cada vez más altas. Se repetirá este proceso con al menos cinco presiones diferentes antes de la instalación. Puesto que las curvas de calibración de los bloques de resistencia eléctrica cambian con el uso, habrá que calibrar los dispositivos antes de instalarlos y después de cada estudio.

Lamentablemente, estos dispositivos no alcanzan el equilibrio de humedad con el suelo rápidamente, y producen estimaciones del potencial de agua más vinculadas con la curva de secado del suelo. Por consiguiente, cuando la histéresis del suelo es un factor importante, el método puede generar errores. También los suelos que se contraen y expanden plantean problemas, pues se interrumpirá el contacto entre los bloques. Además, este método determina el potencial de agua en función de la resistencia eléctrica, y es sensible a la salinidad del suelo. Cuando el suelo es salino, habrá que tener en cuenta que las sales añadidas harán disminuir la resistencia, lo que indicará erróneamente que el suelo es más húmedo. Los bloques de yeso son menos sensibles a las sales porque los electrodos están siempre expuestos en una solución de sulfato de calcio, pero se deshacen más rápidamente que los bloques de lana de vidrio.

Al instalar los bloques de resistencia eléctrica resulta conveniente hacer una pequeña zanja para los conductores de plomo antes de cavar el hoyo para los bloques. Con ello se logrará reducir al mínimo el desplazamiento de agua desde los conductores hacia el bloque, que podría dar lugar a mediciones erróneas.

11.5.3 Psicrómetro

Los psicrómetros de termopar no miden directamente el potencial de agua del suelo, sino la fase de vapor con la que están en equilibrio (Rawlins, 1972). Por ello, consiguen rápidamente el equilibrio de humedad con el suelo de los alrededores. Al igual que los bloques de resistencia eléctrica, este método no es sensible a las condiciones de humedad y es muy adecuado para los suelos secos. También se presta al acopio automatizado de datos.

Cuando no hay salinidad, la relación entre el potencial capilar y la humedad relativa puede determinarse a partir de:

$$\psi_m = (RT/W) \ln (p/p_0) \quad (11.11)$$

donde W es el peso molecular del agua ($0,018 \text{ kg mol}^{-1}$); R es la constante de los gases perfectos ($8,31 \text{ J K}^{-1}$); T es la temperatura expresada en la escala Kelvin; p es la presión del vapor de agua en equilibrio con la fase líquida; y p_0 es la presión del vapor de agua saturado de la fase líquida.

El psicrómetro consiste en un minúsculo termopar colocado dentro de una cámara pequeña. El termopar se enfría por el efecto de Peltier hasta que se deposita condensación sobre la unión del circuito. Cuando el agua se evapora, disminuye la temperatura y se genera una corriente, que se mide con un voltímetro. Por consiguiente, estas mediciones responden rápidamente a los cambios del potencial de agua del suelo, pero son muy sensibles a la temperatura y la salinidad.

En estado de equilibrio, la humedad relativa de la atmósfera del suelo no varía significativamente durante la estación de crecimiento de las plantas. El valor más bajo del potencial de agua asociado generalmente con una captación activa de agua por las plantas es -1.500 kPa , que corresponde a una humedad relativa de alrededor de 98,8 por ciento. En consecuencia, el intervalo de humedad relativa medido por el psicrómetro está comprendido entre 98 y 100 por ciento. Pero este instrumento es tan sensible a la temperatura que para conseguir una medida exacta del potencial de agua a 10 kPa , habrá que controlar la temperatura a $0,001 \text{ K}$. Afortunadamente, este grado de precisión se consigue ahora con los instrumentos desarrollados en estos últimos años (Brunini y Thurtell, 1982). No obstante, las fluctuaciones de la temperatura diurna pueden generar gradientes de temperatura en el psicrómetro, pues sus componentes tienen capacidades caloríferas distintas. Para reducir esos efectos, conviene efectuar las observaciones todos los días a la misma hora, de preferencia temprano por la mañana.

11.6 Elección del lugar y magnitud del muestreo

La información sobre la humedad del suelo será más provechosa si los valores se recogen con frecuencia y se evalúa la variabilidad espacial del terreno donde se tomarán las muestras. La información sobre la humedad

del suelo sólo es segura para el punto donde se realiza la medición, por lo que quizás haya que contar con una magnitud de muestreo bastante grande para describir correctamente la cantidad de humedad del suelo del emplazamiento. La ubicación de los puntos de muestreo se elegirá de forma que se reduzca al mínimo la cantidad de puntos necesaria para conseguir la precisión deseada. Quizás haga falta efectuar un muestreo preliminar para estimar la cantidad de muestras de suelo necesarias para obtener valores seguros de contenido de agua del suelo a escala de campo y/o determinar las zonas que necesitarán una caracterización propia. Ese muestreo preliminar generará una varianza de muestreo, s^2 , que se puede emplear para calcular la cantidad de muestras necesarias para estimar el contenido de agua del suelo con un nivel de exactitud (L). A fin de calcular la cantidad de muestras que se precisa para conseguir el nivel de exactitud deseado, se puede calcular la magnitud del muestreo, n , mediante:

$$n = 4 (s^2/L^2) \quad (11.12)$$

Por ejemplo, supongamos que un muestreo preliminar arrojó un valor de s^2 de 25, y que el nivel de exactitud deseado sea del 2 por ciento. La ecuación 11.12 indica que se necesitarían 25 muestras de ese lugar. Con este método se pueden utilizar dos técnicas de muestreo para describir el contenido de agua del suelo, cada una de las cuales tiene intervalos de confianza diferentes.

Según el modelo aleatorio, todos los lugares del terreno tienen, teóricamente, la misma probabilidad de ser seleccionados como lugar para la toma de muestras. Por desgracia, en ese modelo se supone que la distribución del contenido de agua es normal. Esta hipótesis puede que no se cumpla en grandes extensiones, ya que los procesos morfológicos y edafológicos pueden diferir considerablemente.

Según el otro modelo, se divide el terreno en estratos sobre la base de la uniformidad de las variables importantes de los mismos, por ejemplo: semejanza de la respuesta hidrológica, textura del suelo, tipo de suelo, manto vegetal, pendiente, etc. Se toman muestras de cada estrato por separado, y se recombinan los datos, ponderando los resultados para cada estrato en proporción a su área relativa. Por suerte, la topografía es el factor más importante que controla la distribución del agua del suelo en una cuenca pequeña. Por ello, basta con la topografía para subdividir las cuencas de pendiente baja en unidades espaciales que tienen una respuesta homogénea. Igualmente, habrá que tomar más muestras en un terreno inclinado que en un llano destinado a cultivo. Por otra parte, la vegetación tiende a reducir las variaciones de la humedad del suelo originadas por la topografía.

Puesto que, en general, los métodos directos consisten en recoger muestras en el terreno y transportarlas hasta el laboratorio para su análisis, se mencionan algunas precauciones que habrá que adoptar. Inmediatamente después de recoger la muestra de suelo, se la colocará

en un recipiente hermético y sin costuras. Visto que las muestras se secan frecuentemente en un horno de convección, el recipiente tendrá que ser capaz de soportar temperaturas altas sin derretirse o sufrir pérdidas de masa significativas. Los recipientes más comúnmente utilizados son las latas de aluminio, que se pueden numerar y pesar. Cuando hay que transportar las muestras a grandes distancias, se utilizará una cinta eléctrica para sellar el recipiente y evitar así la pérdida de humedad por evaporación. En los hornos de microondas se utilizarán recipientes no metálicos. Esos hornos tienen generalmente un tiempo de secado más corto.

11.7 Consideraciones especiales

El contenido de agua de los suelos pedregosos o de grava puede inducir a errores considerables. Cuando las piedras ocupan un volumen importante del suelo, modifican la medida directa de la masa del suelo y no hacen un aporte similar a la porosidad del suelo. Por ejemplo, el contenido de agua al tomar la masa como referencia puede ser del 10 por ciento para una muestra de agua que tiene una densidad aparente de $2,0 \text{ g cm}^{-3}$; sin embargo, el contenido de agua de la misma muestra basado en el material de suelo más fino (es decir, sin piedras ni grava), sería del 20 por ciento (se supone que la densidad de ese suelo más fino es de $1,62 \text{ g cm}^{-3}$).

Si bien el contenido gravimétrico de agua de la porción de suelo más fino, $\theta_{g \text{ fino}}$, es el valor que se utiliza generalmente en las comparaciones espaciales y temporales, quizás haga falta determinar el contenido volumétrico de agua para un suelo de grava. Este último valor puede ser importante para calcular el volumen de agua de una zona con raíces. La relación entre el contenido gravimétrico de agua de un suelo más fino y el contenido volumétrico de agua aparente viene dada por:

$$\theta_{v \text{ pedregoso}} = \theta_{g \text{ fino}} (\rho_b/\rho_w)(1 + M_{\text{piedras}}/M_{\text{fino}}) \quad (11.13)$$

donde $\theta_{v \text{ pedregoso}}$ es el contenido volumétrico de agua aparente de un suelo que contiene piedras y/o grava, y M_{piedras} y M_{fino} son las masas de las porciones de suelo pedregoso y fino, respectivamente (American Society of Agronomy, 1976).

Referencias

- American Society of Agronomy, 1976: *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods* (A. Klute, ed.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, 188 págs.
- Brunini, O. y Thurtell, G. W., 1982: An improved thermocouple hygrometer for *in situ* measurements of soil water potential. *Soil Science Society of America Journal*, 46, págs. 900-904.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. O., 1976: Crop water requirements. *Irrigation and Drainage*, 24, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.

- Drungil, C. E. C., Abt, K. y Gish, T. J., 1989: Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32, págs. 177-180.
- Gardner, W. H. y Calissendorff, C., 1967: Gamma ray and neutron attenuation measurements of soil bulk density and soil water content. *Proceedings of the Symposium on Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies*, Estambul. Organismo Internacional de Energía Atómica, págs. 101-113.
- Gee, G. W. y Dodson, M. E., 1981: Soil water content by microwave drying: a routine procedure. *Soil Science Society of America Journal*, 45, págs. 1234-1237.
- Jackson, T. J., 1990: Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, págs. 241-245.
- Jackson, T. J. y Schmugge, T. J., 1989: Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27, págs. 225-235.
- Jury, W. A. y Roth, K., 1990: *Transfer Functions and Solute Movements Through Soil*. Birkhauser Verlag AG, Basilea, Suiza, 228 págs.
- Marthaler, H. P., et al., 1983: A pressure transducer for field tensiometers. *Soil Science Society of America Journal*, 47, págs. 624-627.
- Nielsen, D. R., y otros, 1971: *Soil Water*. American Society of Agronomy, Madison, Winconsin, 175 págs.
- Paetzold, R. F., Gish, T. J. y Jackson, T. J., 1987: NMR measurements of soil water content. *Proceedings of the International Conference on the Measurement of Soil and Plant Water Status*, Logan, Utah, 6-10 Julio 1978, 1, págs. 255-260.
- Perrier, E. R. y Marsh, A. W., 1958: Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials. *Soil Science*, 86, págs. 140-147.
- Rawlins, S. L., 1972: Theory of thermocouple psychrometers for measuring plant and soil water potentials. In: Brown, R. W. and van Haveren, B. P., *Psychrometry in Water Relations Research*. Utah Agricultural Experiment Station, Utah State University, Logan.
- Topp, G. C., Davis, J. L. y Annan, A. P., 1982: Electromagnetic determination of soil water contents using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Science Society of America Journal*, 46, págs. 672-678.
- Visvalingam, M. y Tandy, J. D., 1972: The neutron method for measuring soil moisture content: a review. *Journal of Soil Science*, 23, págs. 499-511.
-
-

CAPÍTULO 12 — MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD

		<i>Página</i>
12.1	Generalidades.....	I.12-1
12.1.1	Definiciones.....	I.12-1
12.1.2	Unidades utilizadas en las mediciones en altitud.....	I.12-1
12.1.3	Requisitos meteorológicos.....	I.12-1
12.1.3.1	Datos de radiosondas para operaciones meteorológicas.....	I.12-1
12.1.3.2	Relaciones entre las mediciones en altitud por satélite y por radiosonda.....	I.12-2
12.1.3.3	Altura máxima de las observaciones por radiosonda.....	I.12-3
12.1.3.4	Requisitos de precisión.....	I.12-3
12.1.3.5	Temperatura: requisitos y rendimiento.....	I.12-3
12.1.3.6	Humedad relativa.....	I.12-3
12.1.3.7	Alturas geopotenciales.....	I.12-3
12.1.4	Métodos de medición.....	I.12-4
12.1.4.1	Condicionamientos en el diseño por las radiosondas.....	I.12-4
12.1.4.2	Radiofrecuencias utilizadas por las radiosondas.....	I.12-5
12.2	Electrónica de las radiosondas.....	I.12-6
12.2.1	Características generales.....	I.12-6
12.2.2	Suministro de energía para radiosondas.....	I.12-6
12.2.3	Métodos de transmisión de datos.....	I.12-6
12.2.3.1	Transmisores de radio.....	I.12-6
12.2.3.2	Radiosondas de audiofrecuencia variable.....	I.12-7
12.2.3.3	Tipo de transmisión en código.....	I.12-7
12.2.3.4	Tipos cronométricos y de cómputo de impulsos.....	I.12-7
12.3	Sensores de temperatura.....	I.12-7
12.3.1	Requisitos generales.....	I.12-7
12.3.2	Termistores.....	I.12-8
12.3.3	Termocapacitores.....	I.12-8
12.3.4	Resistencias de alambre.....	I.12-9
12.3.5	Termopares.....	I.12-9
12.3.6	Sensores bimetalicos.....	I.12-9
12.3.7	Exposición.....	I.12-9
12.4	Sensores barométricos.....	I.12-10
12.4.1	Aspectos generales.....	I.12-10
12.4.2	Cápsulas aneroides.....	I.12-10
12.4.3	Cápsula aneroides (capacitiva).....	I.12-11
12.4.4	Sensores de silicio.....	I.12-11
12.4.5	Hipsómetros.....	I.12-12
12.4.6	Utilización de observaciones de la altura por radar en lugar de observaciones.....	
	mediante un sensor barométrico.....	I.12-12
12.4.6.1	Generalidades.....	I.12-12
12.4.6.2	Método de cálculo.....	I.12-12
12.4.6.3	Fuentes de errores de la altura en las mediciones por radar.....	I.12-12
12.5	Sensores de humedad relativa.....	I.12-13
12.5.1	Aspectos generales.....	I.12-13
12.5.2	Capacitores de película delgada.....	I.12-14
12.5.3	Higrómetros de carbón.....	I.12-14
12.5.4	Sensores de piel de batidor de oro.....	I.12-15
12.5.5	Sensores de cloruro de litio.....	I.12-15
12.5.6	Exposición.....	I.12-15
12.6	Equipo de la estación terrestre.....	I.12-15
12.6.1	Características generales.....	I.12-15
12.6.2	Programas informáticos (software) para el proceso de datos.....	I.12-16
12.7	Operaciones de radiosondas.....	I.12-16
12.7.1	Correcciones de control inmediatamente antes del uso.....	I.12-16
12.7.2	Métodos de despliegue.....	I.12-17

	<i>Página</i>	
12.7.3	Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas.....	I.12-17
12.7.4	Suspensión de radiosondas durante el vuelo.....	I.12-18
12.7.5	Seguridad pública.....	I.12-18
12.8	Errores de radiosondas.....	I.12-18
12.8.1	Consideraciones generales.....	I.12-18
12.8.1.1	Tipos de error y referencias posibles.....	I.12-18
12.8.1.2	Fuentes de error distintas del diseño del sensor, la calibración y la exposición.....	I.12-19
12.8.2	Errores relacionados con la presión.....	I.12-19
12.8.3	Errores relacionados con la temperatura.....	I.12-21
12.8.3.1	Calibración.....	I.12-21
12.8.3.2	Inercia térmica.....	I.12-22
12.8.3.3	Intercambio térmico radiativo en el infrarrojo.....	I.12-22
12.8.3.4	Calentamiento debido a la radiación solar.....	I.12-23
12.8.3.5	Capa de hielo y de agua en el sensor.....	I.12-24
12.8.4	Errores relacionados con la humedad relativa.....	I.12-25
12.8.4.1	Calibración.....	I.12-25
12.8.4.2	Respuesta lenta e histéresis del sensor.....	I.12-26
12.8.4.3	Diferencias entre la temperatura del sensor y la temperatura atmosférica verdadera.....	I.12-27
12.8.4.4	Humectación o engelamiento en las nubes.....	I.12-27
12.8.5	Errores relacionados con el software.....	I.12-28
12.9	Comparación, calibración y mantenimiento.....	I.12-28
12.9.1	Comparaciones.....	I.12-28
12.9.1.1	Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo.....	I.12-28
12.9.1.2	Evaluación de la calidad utilizando series cronológicas atmosféricas.....	I.12-29
12.9.1.3	Pruebas de comparaciones de radiosondas.....	I.12-29
12.9.2	Calibración.....	I.12-30
12.9.3	Mantenimiento.....	I.12-31
12.10	Cálculos e información.....	I.12-31
12.10.1	Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas.....	I.12-31
12.10.2	Correcciones.....	I.12-32
Referencias	I.12-32
Anexo 12.A	Requisitos de precisión (error típico) para las mediciones en altitud en meteorología sinóptica, interpretados para las mediciones tradicionales en altitud y del viento.....	I.12-34
Anexo 12.B	Límites de funcionamiento para vientos en altitud y temperatura de radiosonda, humedad relativa y altura geopotencial.....	I.12-35

MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD

12.1 Generalidades

12.1.1 Definiciones

Para las mediciones en altitud en las que se utiliza una radiosonda son pertinentes las siguientes definiciones de la OMM (1981; 1992):

Estación de observación en altitud, estación de observación sinóptica en altitud, estación aerológica: un emplazamiento firme desde el cual se efectúan observaciones en altitud.

Estación de radiosonda: estación en la que se efectúan, con instrumentos electrónicos, observaciones en altitud de la presión, la temperatura y la humedad atmosféricas.

Observación de radiosonda: observación de las variables meteorológicas en altitud, generalmente de la presión atmosférica, de la temperatura y de la humedad, por medio de una radiosonda.

NOTA: la radiosonda puede estar unida a un globo o puede ser lanzada desde un avión o un cohete (sonda con paracaídas).

Observación en altitud: observación efectuada, directa o indirectamente, en la atmósfera libre.

Radiosonda: instrumento proyectado para ser transportado a través de la atmósfera por un globo, equipado con dispositivos para medir una o varias variables meteorológicas (presión, temperatura, humedad, etc.) y provisto de un transmisor de radio para enviar tal información a la estación de observación.

Sondeo: determinación de una o más variables meteorológicas en altitud por medio de un instrumento que asciende transportado por un globo, una aeronave, una cometa, un planeador, un cohete, etc.

En este capítulo se tratará principalmente de los sistemas de radiosonda. Las mediciones para las que se utilizan plataformas especiales, equipo especializado o que se hacen indirectamente por métodos de teledetección se analizarán en diversos capítulos de la Parte II de esta *Guía*. Los sistemas de radiosonda se utilizan normalmente para medir la presión, la temperatura y la humedad relativa. En la mayoría de los emplazamientos con fines operativos, el sistema de radiosonda se emplea también para la determinación del viento en altitud (véase el Capítulo 13). Además, algunas radiosondas se lanzan con sistemas de detección de elementos atmosféricos, como concentración de ozono o radiactividad. Esas mediciones tradicionales no se tratan con detalle en el presente capítulo.

12.1.2 Unidades utilizadas en las mediciones en altitud

Las unidades de medición de las variables meteorológicas en las observaciones por radiosonda son el hectopascal para la presión, el grado Celsius para la temperatura,

y el porcentaje para la humedad relativa. La humedad relativa se comunica con relación a la presión de vapor saturado sobre una superficie acuática, incluso a temperaturas inferiores a 0°C.

La unidad de altura geopotencial utilizada en las observaciones en altitud es el metro geopotencial patrón, definido como 0,980 665 metros dinámicos. En la troposfera, el valor de la altura geopotencial es aproximadamente igual a la altura geométrica expresada en metros.

En los cálculos de las radiosondas deben utilizarse los valores de las funciones y constantes físicas adoptados por la OMM (OMM 1988b).

12.1.3 Requisitos meteorológicos

12.1.3.1 DATOS DE RADIOSONDAS PARA OPERACIONES METEOROLÓGICAS

Las mediciones en altitud de la temperatura y la humedad relativa son dos de las principales mediciones utilizadas en la inicialización de los análisis de modelos de predicción meteorológica numérica para la predicción meteorológica operativa. Las radiosondas proporcionan la mayoría de las mediciones de la temperatura y la humedad relativa *in situ* sobre tierra, en tanto que las radiosondas lanzadas desde islas o buques distantes proporcionan una cobertura limitada sobre los océanos. Las temperaturas con resolución en la vertical similares a las radiosondas pueden ser observadas por aviones durante las fases de ascenso, descenso o a nivel de crucero. Las observaciones desde aeronaves se utilizan para completar las observaciones realizadas con radiosondas, en particular sobre zonas marinas. Las observaciones por satélite de la distribución de la temperatura y el vapor de agua tienen una menor resolución vertical que las mediciones con radiosondas o aeronaves. Las observaciones por satélite son las que más influyen en los análisis de predicción meteorológica numérica sobre los océanos y otras zonas del globo donde las observaciones con radiosondas y aeronaves son escasas o inexistentes.

Las mediciones precisas de la estructura vertical de los campos de temperatura y vapor de agua en la troposfera son sumamente importantes para toda clase de predicciones, y sobre todo las regionales y locales. Las mediciones indican la estructura de las capas de nubes o niebla en el plano vertical. Además, la estructura vertical de los campos de temperatura y vapor de agua determina la estabilidad de la atmósfera, y consiguientemente la cantidad y el tipo de nubes que se predecirán. Las mediciones por radiosonda de la estructura vertical pueden proporcionarse generalmente con suficiente precisión para responder a la mayoría de las necesidades de los usuarios. Sin embargo, los errores sistemáticos negativos en las mediciones de la humedad relativa por

radiosondas de elevada humedad en las nubes originan problemas para los análisis de predicción meteorológica numérica, si no se compensa el error.

Las mediciones de alta resolución de la estructura vertical en la temperatura y la humedad relativa son importantes para los estudios de contaminación ambiental (por ejemplo, para conocer el espesor de la capa límite atmosférica). También se necesita una elevada resolución en la vertical para predecir los efectos de la refracción de la atmósfera sobre la propagación de la radiación electromagnética o las ondas sonoras.

La aviación civil, la artillería y otras aplicaciones balísticas, como los lanzamientos de vehículos espaciales, tienen requisitos operativos para las mediciones de la densidad del aire a determinadas presiones (derivadas de las mediciones de la temperatura y la humedad relativa de la radiosonda).

Las observaciones por radiosonda son esenciales en los estudios del cambio climático en altitud. He ahí la importancia de llevar registros adecuados de los sistemas utilizados en las mediciones, así como de cualesquiera cambios que se produzcan en los procedimientos de funcionamiento o corrección empleados con el equipo. A este respecto, ha sido necesario determinar los cambios en los instrumentos y prácticas de las radiosondas que se han producido desde que estas se utilizan con carácter regular (véase, por ejemplo, OMM, 1993a). En los estudios sobre el cambio climático basados en mediciones por radiosondas se requiere una gran estabilidad en los errores sistemáticos de las mediciones efectuadas con las radiosondas. Sin embargo, los errores en las primeras mediciones por radiosondas de algunas variables meteorológicas, en particular la humedad relativa y la presión, eran demasiado grandes para proporcionar referencias a largo plazo aceptables a todas las alturas comunicadas por las radiosondas. Por lo tanto, era preciso introducir mejoras y cambios en la concepción de las radiosondas. Además, debido a las limitaciones de gasto en las operaciones meteorológicas, el material fungible de las radiosondas tiene que ser siempre económico, si se quiere seguir utilizándolos en forma generalizada. Por eso, los usuarios tienen que aceptar ciertos compromisos en la precisión de medición de los sistemas, teniendo en cuenta que los fabricantes de radiosondas producen sistemas que se utilizan en una amplísima gama de condiciones meteorológicas:

1.050 a 5 hPa para la presión

50 a -90°C para la temperatura

100 a 1 por ciento para la humedad relativa

pudiendo mantenerse los sistemas en funcionamiento seguro y continuo cuando se operan con lluvia intensa, tempestades cercanas y fuerte engelamiento.

12.1.3.2 RELACIONES ENTRE LAS MEDICIONES EN ALTITUD POR SATÉLITE Y POR RADIOSONDA

Los sistemas de observación por satélite no miden la estructura vertical con la misma precisión o grado de confianza que los sistemas de radiosonda o aeronave.

Con los actuales sistemas de sondeo por satélite de la temperatura y del vapor de agua se observan las radiancias ascendentes de la emisión de bióxido de carbono o vapor de agua en el infrarrojo, o bien la emisión de oxígeno o vapor de agua en las frecuencias de microondas (véase el Capítulo 8, Parte II). La radiancia observada por un canal de satélite se compone de la emisión atmosférica desde una gama de alturas en la atmósfera. Esa gama está determinada por la distribución de gases emisores en el plano vertical y la absorción atmosférica en las frecuencias de canal. La mayoría de las radiancias procedentes de los canales de temperatura del satélite se aproximan a las temperaturas de la capa media para una capa de al menos 10 km de espesor. La distribución en altura (función de ponderación) de la radiancia observada en el canal de temperatura varía hasta cierto punto con la ubicación geográfica. Esto se debe a que las propiedades de transferencia radiativa de la atmósfera dependen poco de la temperatura, a que las concentraciones del gas emisor pueden variar algo con la ubicación, y a que las nubes, los aerosoles y el polvo volcánico también pueden modificar el intercambio térmico radiativo. Por eso, las principales observaciones de sondeo de la temperatura proporcionan buena resolución horizontal y cobertura espacial en el mundo entero para capas relativamente espesas en el plano vertical, pero tal vez sea difícil especificar en un lugar determinado la distribución en ese plano de la emisión atmosférica observada.

La mayoría de las radiancias observadas por canales de vapor de agua mediante satélites en la troposfera tienen su origen en capas de la atmósfera de un espesor de 4 a 5 km. Las presiones de las capas atmosféricas que contribuyen a las radiancias observadas por un canal de vapor de agua varían con la ubicación en mucho mayor grado que en el caso de los canales de temperatura. Esto se debe a que el espesor y la presión central de la capa observada dependen notablemente de la distribución del vapor de agua en la vertical. Por ejemplo, las capas observadas en un canal de vapor de agua dado alcanzarán su menor nivel cuando la atmósfera superior es muy seca. Las radiancias del canal de vapor de agua observadas dependen de la temperatura del vapor de agua, por lo que la distribución de éste en la vertical sólo puede deducirse una vez que se dispone de mediciones adecuadas de la estructura de la temperatura vertical.

Esa es la razón de que en las técnicas desarrolladas para utilizar información de sondeo por satélite en modelos de predicción meteorológica numérica se emplee información de otros sistemas de observación, en particular radiosondas y aeronaves. Tal información puede estar contenida en una estimación inicial de la estructura vertical en determinado lugar, la cual se deduce de los campos de modelos de predicción, o se encuentra en catálogos de posible estructura vertical basada en mediciones de radiosonda típicas de la ubicación geográfica o del tipo de masa de aire. Además, las mediciones por radiosondas se usan para referenciar las observaciones procedentes de diferentes satélites o de observaciones

efectuadas a distintos ángulos de visión desde determinado canal de satélite. Las comparaciones pueden hacerse directamente con observaciones de radiosondas o indirectamente mediante la influencia de mediciones de radiosondas en la estructura vertical de campos de predicción numérica.

De ahí que los sistemas de sondeo por radiosonda y satélite sean sistemas de observación complementarios y constituyan un sistema de observación global más seguro cuando se utilizan conjuntamente.

12.1.3.3 ALTURA MÁXIMA DE LAS OBSERVACIONES POR RADIOSONDA

Las observaciones por radiosonda se utilizan generalmente para mediciones hasta alturas de unos 35 km. Sin embargo, en muchas observaciones mundiales las alturas no son superiores a unos 25 km, debido al elevado costo de los globos y del gas necesario para elevar el equipo a las más bajas presiones. Los errores de temperatura en muchos sistemas de radiosonda aumentan rápidamente en presiones bajas, por lo que algunos de los sistemas disponibles no son apropiados para la observación a las presiones más bajas.

Los problemas de contaminación de los sensores durante el vuelo y las constantes de tiempo muy largas de la respuesta de los sensores a bajas temperaturas y presiones limitan la utilidad de las mediciones de la humedad relativa por radiosonda a la troposfera.

12.1.3.4 REQUISITOS DE PRECISIÓN

En esta sección y en la siguiente se resumen los requisitos de precisión de las radiosondas y se comparan con los resultados obtenidos en la práctica. En las secciones posteriores se consideran de manera más pormenorizada el rendimiento y las fuentes de error.

Los requisitos de precisión de las observaciones por radiosondas se resumen en el Anexo 1.C del Capítulo 1¹. El Anexo 12.A es una interpretación práctica ligeramente más detallada de esos requisitos, para que sirva de orientación en las operaciones rutinarias.

En OMM (1970) se describe un método muy útil sobre la consideración del rendimiento de los sistemas de instrumentos, aplicable al diseño de sistemas. El rendimiento se basa en la variabilidad atmosférica observada. Se definen dos límites:

- a) los límites de rendimiento por encima de los cuales es innecesario el mejoramiento para diversos fines;
- b) el límite de rendimiento por debajo del cual los datos obtenidos tendrían un valor desdeñable para diversos fines.

En los Cuadros 1 a 4 del Anexo 12.B, figuran los límites de rendimiento derivados en OMM (1970) para las mediciones en altitud y para las mediciones por radiosondas de la temperatura, la humedad relativa y la altura geopotencial.

12.1.3.5 TEMPERATURA: REQUISITOS Y RENDIMIENTO

La mayoría de los sistemas de radiosonda modernos miden la temperatura en la troposfera con un error típico situado entre 0,2 y 0,5 K. Ese rendimiento se sitúa normalmente en un factor de 3 del rendimiento óptimo sugerido en el Cuadro 2 del Anexo 12.B. Lamentablemente, en algunas redes de radiosondas en regiones tropicales se siguen observando errores típicos superiores a 1 K. Las mediciones en esas estaciones caen fuera del límite de rendimiento más bajo que figura en el Cuadro 2 del Anexo 12.B, y entran en la categoría de las mediciones cuyo valor es desdeñable para el fin especificado.

A presiones más altas de unos 30 hPa en la estratosfera, la precisión de la medición de la mayoría de las radiosondas es similar a la precisión de la medición en la troposfera. Por lo tanto, en esta parte de la estratosfera los errores de medición de las radiosondas son aproximadamente el doble del límite de rendimiento óptimo especificado. A presiones menores de 30 hPa, los errores en muchos tipos de radiosondas aumentan rápidamente con el descenso de la presión, y en algunos casos se aproximan al límite en que dejan de ser útiles para el fin especificado. El rápido aumento en los errores de medición de la temperatura por radiosondas a muy baja presión se debe a un incremento de los errores de temperatura asociados con la radiación infrarroja y solar, y a un rápido aumento de los errores en las alturas asignados a las temperaturas. A presiones muy bajas, incluso errores relativamente pequeños en las mediciones de presión por radiosondas producirán grandes errores en altura, y por consiguiente en la temperatura comunicada (véase la sección 12.1.3.7).

12.1.3.6 HUMEDAD RELATIVA

Los errores en las mediciones de la humedad relativa con radiosondas modernas son superiores al menos en un factor de dos o tres al límite de rendimiento óptimo para la humedad relativa elevada, sugerido en el Cuadro 3 del Anexo 12.B para la troposfera sobre la capa límite convectiva. Además, los errores en las mediciones de la humedad relativa por radiosondas aumentan con la disminución de la temperatura. Con algunos tipos de sensores, los errores en las temperaturas inferiores a -40°C pueden rebasar el límite a partir del cual las mediciones carecen de valor para el fin especificado.

12.1.3.7 ALTURAS GEOPOTENCIALES

Los errores en la altura geopotencial determinados mediante observaciones por radiosondas difieren según la altura corresponda a un nivel especificado de presión o a un punto de inflexión dado en la estructura de la temperatura o la humedad relativa, como la tropopausa.

El error, $\epsilon_z(t_1)$, en la altura geopotencial en un momento dado del vuelo viene dado por:

¹ Adoptados por la Comisión de Sistemas Básicos, en su reunión extraordinaria (1994).

$$\epsilon_z(t_1) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_1} [\epsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \epsilon_p(p)] \frac{dp}{p} + \tag{12.1}$$

$$\frac{R}{g} \int_{p_1}^{p_1 + \epsilon_p(p_1)} [T_v(p) + \epsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \epsilon_p(p)] \frac{dp}{p}$$

donde p_0 es la superficie de presión; p_1 es la presión verdadera en el momento t_1 ; $p_1 + \epsilon_p(p_1)$ es la presión real indicada por la radiosonda en el momento t_1 ; $\epsilon_T(p)$ y $\epsilon_p(p)$ son los errores en las mediciones de la temperatura y la presión por radiosondas, respectivamente, como funciones de la presión; $T_v(p)$ es la temperatura virtual en la presión p ; y R y g son el gas y las constantes gravitacionales especificadas en OMM (1988b).

Para un nivel de presión estándar dado, p_s , la presión del límite de integración superior en el cálculo de la altura tiene un valor especificado, y no está sometido al error de presión de la radiosonda. Por consiguiente, la altura geopotencial del nivel de presión estándar se reduce a:

$$\epsilon_z(p_s) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_s} [\epsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \epsilon_p(p)] \frac{dp}{p} \tag{12.2}$$

En el Cuadro 12.1 se muestran, para atmósferas tipo, los errores en la altura geopotencial causados por errores del sensor de la radiosonda. Como puede verse, los geopotenciales a determinados niveles de presión pueden medirse muy bien, lo cual es apropiado para análisis sinópticos y numéricos de superficies de presión constantes. Sin embargo, pueden producirse grandes errores en las alturas de niveles significativos, como la tropopausa y otros puntos de inflexión, y otros niveles calculados entre niveles estándar.

Los grandes errores de altura en la estratosfera, resultantes de los errores del sensor de presión de 2 ó 3 hPa, probablemente tengan mayor importancia en las mediciones rutinarias en los trópicos, donde siempre hay importantes gradientes de temperatura en la vertical a lo largo de la estratosfera. Las concentraciones de ozono en la estratosfera tienen también gradientes pronunciados en la vertical, y los errores de asignación de altura introducen importantes errores en los informes de las ozonosondas en todas las latitudes.

Los requisitos de rendimiento óptimo para las alturas de superficies isobáricas en una red sinóptica, según se indica en el Cuadro 4 del Anexo 12.B, imponen requisitos muy estrictos para la precisión de las mediciones por radiosondas. Por ejemplo, las mejores radiosondas modernas darían muy buenos resultados si los errores de altura correspondieran sólo a un factor de 5 por encima del rendimiento óptimo en la troposfera, y a un orden de magnitud mayor que el rendimiento óptimo en la estratosfera.

12.1.4 *Métodos de medición*

En esta sección se tratan los métodos de radiosondas en términos generales. Los detalles sobre la instrumentación y los procedimientos se dan en otras secciones.

12.1.4.1 **CONDICIONAMIENTOS EN EL DISEÑO DE RADIOSONDAS**

Al diseñar una radiosonda hay que aceptar ciertos compromisos. Se ha observado que las mediciones de la temperatura más seguras son las que se realizan cuando los sensores están expuestos sin protección en la parte superior de la radiosonda, lo cual conduce también a la

CUADRO 12.1

Errores en la altura geopotencial (m)

(Errores típicos en niveles estándar ($\epsilon_z(p_s)$) y niveles significativos ($\epsilon_z(t_1)$) para determinados errores de temperatura y de presión, en niveles especificados o próximos a estos. Los errores son similares en latitudes septentrionales y meridionales)

	300 hPa	100 hPa	30 hPa	10 hPa
<i>Error de temperatura $\epsilon_T = 0,25$ K, error de presión $\epsilon_p = 0$ hPa</i>				
Niveles estándar y significativo	9	17	26	34
<i>Error de temperatura $\epsilon_T = 0$ K, error de presión $\epsilon_p = 1$ hPa</i>				
25°N				
Nivel estándar	3	12	-2	-24
Nivel significativo	27	72	211	650
50°N verano				
Nivel estándar	3	5	1	-20
Nivel significativo	26	72	223	680
50°N invierno				
Nivel estándar	3	5	6	-4
Nivel significativo	26	70	213	625

exposición directa a la radiación solar. En la mayoría de las radiosondas modernas se aplican revestimientos al sensor de la temperatura para minimizar el calentamiento solar. Las correcciones de programación para el calentamiento solar residual se aplican luego durante el tratamiento de los datos. Este método de montar los sensores de temperatura ha resultado más seguro en la práctica que montar el sensor de temperatura en un conducto protector. Casi todos los sensores de humedad relativa requieren alguna protección contra la lluvia. Una cubierta o conducto de protección reduce la ventilación del sensor y por tanto la velocidad de respuesta del sistema de detección en su conjunto. La cubierta o el conducto son también una fuente de contaminación después de atravesar una nube. Sin embargo, en la práctica, el requisito de protección contra la lluvia o el hielo para los sensores de humedad relativa es normalmente más importante que la exposición completa al aire ambiente. Por tanto, en un sensor de humedad relativa se utilizan habitualmente cubiertas o conductos de protección. Los sensores de presión se montan en general en el interior, para reducir al mínimo los cambios de temperatura en el sensor durante el vuelo y evitar conflictos con la exposición de los sensores de temperatura y humedad relativa.

Otras características importantes requeridas al diseñar una radiosonda son la fiabilidad, la robustez, el poco peso y el reducido volumen. Con las técnicas modernas de multiplexión electrónica, de las que se dispone fácilmente, también es importante muestrear los sensores de la radiosonda a elevada velocidad. Si es posible, esa velocidad debe ser superior a una vez cada 2 s, lo que corresponde a una separación de muestras mínima del orden de 10 m en la vertical. Como en general la radiosonda se utiliza sólo una vez, o en todo caso muy pocas veces, ha de concebirse para la producción en serie a bajo costo. La facilidad y estabilidad de la calibración son muy importantes, porque las radiosondas han de almacenarse con frecuencia durante largos períodos (más de un año) antes de utilizarlas.

Una radiosonda debe poder transmitir una señal inteligible al receptor terrestre en una distancia oblicua de al menos 200 km. La tensión de la batería de la radiosonda varía con el tiempo y con la temperatura. Por lo tanto, la radiosonda ha de concebirse de manera que acepte las variaciones de temperatura sin pérdida de precisión en la medición, o una desviación inaceptable en la radiofrecuencia de transmisión.

12.1.4.2 RADIOFRECUENCIAS UTILIZADAS POR LAS RADIOSONDAS

En el Cuadro 12.2 se muestran las bandas del espectro de frecuencias radioeléctricas utilizadas actualmente en la mayoría de las transmisiones por radiosondas. Corresponden a las atribuciones de ayudas a la meteorología especificadas en el Reglamento de Radiocomunicaciones UIT-R.

CUADRO 12.2

Frecuencias primarias utilizadas por radiosondas en las bandas de ayuda a la meteorología

Banda de radiofrecuencia (MHz)	Título	Regiones UIT
-5,85	Primario	Todas
-31,6	Primario	Todas

NOTA: La mayoría de los sistemas de radares a título secundarios fabricados y desplegados en Rusia operan en una banda de frecuencias radioeléctricas centrada en 1.780 MHz.

La frecuencia radioeléctrica elegida realmente para las operaciones de radiosondas en determinada ubicación dependerá de varios factores. En lugares donde son comunes los fuertes vientos en altitud, las distancias oblicuas hasta la radiosonda son normalmente grandes y las elevaciones de los globos con frecuencia muy bajas. En tales circunstancias, se elegirá normalmente la banda de 400 MHz, porque en esta banda se logra más fácilmente un buen enlace de comunicación entre la radiosonda y el sistema terrestre, que en la banda de 1.680 MHz. Cuando los vientos en altitud no son tan fuertes, lo normal es que la elección de la frecuencia esté determinada por el método de medición del viento en altitud utilizado (véase el Capítulo 13). La banda de 400 MHz se emplea generalmente cuando para determinar el viento se elige el sistema NAVAID, en tanto que se opta por la de 1.680 MHz cuando se utilizan radioteodolitos para medir el viento.

Las frecuencias radioeléctricas enumeradas en el Cuadro 12.2 se atribuyen sobre bases compartidas con otros servicios. En algunos países, el organismo nacional de radiocomunicaciones ha asignado parte de las bandas a otros usuarios, y no se dispone de toda la banda para las operaciones de radiosondas. En otros países en que se despliegan grandes cantidades de sistemas de radiosondas en una densa red, existen especificaciones estrictas sobre el desplazamiento de radiofrecuencia y la anchura de banda ocupada por cada vuelo.

La organización que piense enviar radiosondas debe verificar que se dispone de la frecuencia radioeléctrica apropiada para su utilización, así como que no causará interferencia a las operaciones de radiosondas del servicio meteorológico nacional.

Actualmente se ejercen fuertes presiones, apoyadas por los organismos gubernamentales de radiocomunicaciones, para mejorar la utilización de las frecuencias radioeléctricas. Por lo tanto, en el futuro, las operaciones de radiosondas habrán de compartir el espectro con una amplia serie de usuarios. Los sistemas de radiosondas en banda ancha que ocupen más del espectro disponible de las bandas de ayudas a la meteorología quizá no puedan funcionar en muchos países. Si las propuestas para utilizar enlaces ascendentes o descendentes por satélite con el fin de recopilar datos comerciales o para sistemas

de radiobúsqueda en las bandas de ayudas a la meteorología se aceptan, no se podrán realizar en ninguna parte del mundo las operaciones de sistemas de radiosondas en banda ancha. Por consiguiente, los preparativos para el futuro en la mayoría de los países deben basarse en el principio de que los transmisores y receptores de las radiosondas deberán trabajar con anchuras de banda muy inferiores a 1 MHz, con el fin de evitar señales interferentes. Tal vez la estabilidad del transmisor tenga que ser mejor que ± 5 kHz en países con densas redes de radiosondas, y no peor que unos ± 300 kHz en la mayoría de los países restantes.

Los servicios meteorológicos nacionales tienen que mantener contacto con las autoridades nacionales de radiocomunicaciones para que las atribuciones de frecuencias radioeléctricas sigan siendo adecuadas, y garantizar la protección contra la interferencia de sus operaciones. En las operaciones de las radiosondas será necesario evitar también la interferencia con otras plataformas de recopilación de datos (PRC) que transmitan a satélites meteorológicos entre 401 y 403 MHz, tanto enlaces descendentes de satélites meteorológicos entre 1.690 y 1.700 MHz como operaciones de telemando y adquisición de datos (TAD) de satélites meteorológicos en un limitado número de emplazamientos entre 1.670 y 1.690 MHz.

12.2 Electrónica de las radiosondas

12.2.1 Características generales

El diseño básico de una radiosonda comprende normalmente tres partes principales:

- a) los sensores y las referencias;
- b) un transductor electrónico, que convierte las señales de salida de los sensores y de las referencias en señales eléctricas;
- c) el transmisor de radio.

En los sistemas de radiovientosonda (véase el Capítulo 13) también habrá un equipo electrónico asociado con la recepción y retransmisión de señales de radionavegación, o un equipo electrónico del sistema transpondedor para utilizarlo con radares secundarios.

En general, las radiosondas son necesarias para medir más de una variable meteorológica. Se utilizan señales de referencia para compensar la inestabilidad en la conversión entre la salida del sensor y las señales de telemetría transmitidas. Por eso se necesita un método de conmutación entre varios sensores y referencias en un ciclo determinado previamente. La mayoría de los aparatos de radiosondas modernos utilizan conmutadores electrónicos que operan a gran velocidad, normalmente con un ciclo de medición que dura entre 1 y 2 s. Esta velocidad de muestreo permite muestrear las variables meteorológicas a intervalos comprendidos entre 5 y 10 m de altura a velocidades de ascenso normales.

12.2.2 Suministro de energía para radiosondas

Lo ideal es que las baterías de las radiosondas tengan la capacidad suficiente para suministrar las corrientes

necesarias hasta tres horas, a una temperatura de 15°C, sin caer en más de un cinco por ciento por debajo de las tensiones de salida requeridas. Estas no deben disminuir tampoco en más del 10 por ciento para un descenso de temperatura de 15°C a -10°C. Las baterías deben ser lo más ligeras posible para poder almacenarlas durante mucho tiempo. Asimismo, deben ser inocuas para el medio ambiente después de utilizarlas.

Sin embargo, se han desarrollado muchas radiosondas modernas que pueden tolerar grandes cambios en la tensión de salida durante el vuelo. Existen, pues, dos tipos de baterías muy utilizadas: la batería seca y la activada por agua.

Las baterías secas presentan la ventaja de estar muy generalizadas y ser baratas, debido al gran volumen de producción en el mundo entero. Sin embargo, tienen los inconvenientes de una vida de almacenamiento limitada y de pesar bastante. La tensión de salida varía más durante la descarga que en el caso de las baterías activadas por agua. En los últimos años ha habido algunos problemas de almacenamiento en el caso de las baterías de litio.

En las baterías activadas por agua normalmente se utiliza una combinación de cloruro de cobre y azufre. Las baterías son más ligeras que las pilas secas y pueden almacenarse durante largos períodos. Su variación de voltaje durante la descarga es mucho menor que la de las pilas secas. Las reacciones químicas en la batería activada por agua generan calor interno, reducen la necesidad de aislamiento térmico y ayudan a estabilizar la temperatura del equipo electrónico de la radiosonda durante el vuelo. Esas baterías no se fabrican en gran escala para otros usuarios, por lo que, en general, los fabricantes de radiosondas tienen que producirlas directamente.

12.2.3 Métodos de transmisión de datos

12.2.3.1 TRANSMISORES DE RADIO

Existen diseños de transmisores muy variados. El circuito de estado sólido se emplea principalmente hasta 400 MHz, y los osciladores de válvula (cavidad) pueden utilizarse a 1.680 MHz. Algunos diseños de transmisor están controlados por cristal para asegurar una buena estabilidad de la frecuencia durante el sondeo. La buena estabilidad de la frecuencia durante el tratamiento en tierra antes del lanzamiento y durante el vuelo son más importantes cuando en las operaciones de radiosonda hay que compartir las frecuencias con otros servicios. En 400 MHz, el tipo de radiosonda más utilizado tiene una salida de potencia del transmisor del orden de 250 mW. En 1.680 MHz, ese mismo tipo de radiosonda tiene una potencia de salida del orden de 330 mW. La modulación del transmisor varía según los tipos de radiosondas, como se indica en las secciones siguientes.

12.2.3.2 RADIOSONDAS DE AUDIOFRECUENCIA VARIABLE

En este tipo de radiosonda, el transmisor utiliza una radiofrecuencia fija, modulada por una señal de

audiofrecuencia que varía con la salida de los sensores y las referencias de la radiosonda. Esta modulación en audiofrecuencia puede controlarse fácilmente mediante la resistencia, la capacitancia e incluso la inductancia de los diversos sensores de radiosonda. En numerosos sistemas, las salidas de referencia adicionales se agregan al ciclo del multiplexor, de manera que pueda verificarse la estabilidad de la modulación de audiofrecuencia. En un sistema de radiosonda común utilizado también para la determinación del viento con el sistema Omega NAVAD, la gama de audiofrecuencia utilizada como frecuencias de la señal varía entre 7 y 10 kHz. Esto tiene la ventaja de que la modulación de los sensores básicos de presión, temperatura y humedad relativa evita la interferencia con la modulación de las señales Omega retransmitidas (10,2 kHz, 13,6 kHz). Además, la modulación de presión, temperatura y humedad no genera armónicos que puedan alterar las señales Omega.

El sistema terrestre utilizado con el tipo de modulación de audiofrecuencia variable requiere un sistema de decodificación, dedicado a ese tipo de radiosonda específico. El decodificador elimina las señales de audiofrecuencia. Puede reconocer el ciclo de las muestras de la radiosonda, y luego aplicar la información de calibración de ésta para calcular las variables meteorológicas. Cuando pasan a un altavoz las señales de audiofrecuencia de este tipo de radiosonda, el ciclo de la muestra produce una sintonía sonora reconocible que puede utilizarse para verificar la calidad del enlace de telecomunicación de la radiosonda durante el vuelo.

12.2.3.3 TIPO DE TRANSMISIÓN EN CÓDIGO

En diseños de radiosonda más antiguos, que todavía se utilizan en algunas redes nacionales, las señales de salida del sensor meteorológico se convierten en una señal del alfabeto Morse. Eso se logra por el movimiento de brazos de contacto accionados por cada sensor a través de la superficie de un segmento o disco giratorio. El movimiento del segmento o del disco genera el código de impulsos apropiado cada vez que un brazo hace contacto.

En muchos diseños de radiosondas modernos, las salidas del sensor meteorológico se conectan a través de un oscilador o un convertidor analógico/digital a un microprocesador a bordo, el cual convierte las salidas del sensor en código digital. La información digital se pasa luego a través de un módem (por ejemplo, de modulación por desplazamiento de frecuencia (MDF)) al transmisor radioeléctrico. Se pueden agregar bits de control para poder verificar en el equipo receptor la integridad de los datos transmitidos. Con esta clase de transmisión, el enlace de comunicación puede funcionar con una relación señal/ruido de nivel mucho más bajo que con el tipo de modulación de audiofrecuencia variable. Por lo tanto, utilizando señales binarias (dos modulaciones diferentes de un módem MDF), la anchura de banda del transmisor puede reducirse, y la potencia radiactiva necesaria para el seguimiento de la radiosonda también se

puede disminuir algo con relación a las radiosondas con modulación de audiofrecuencia. El consumo de energía de la radiosonda es menor, y pueden utilizarse baterías más pequeñas.

Los datos codificados transmitidos al sistema terrestre pueden ser variables técnicas "no tratadas", que requieran ser transformadas en valores meteorológicos en tierra, o en algunos casos, variables meteorológicas reales con la calibración aplicada directamente en la radiosonda por el microprocesador.

Las radiosondas que transmiten códigos digitales también pueden enviar una combinación numérica que actúa como identificador de la radiosonda, con lo cual se puede impedir la confusión cuando varias radiosondas se encuentren en el aire cerca del sistema terrestre, y ayudar a la exploración de la frecuencia automática del receptor de radio cuando se produce durante la ascensión el desvanecimiento de la señal. Las radiosondas digitales pueden transmitir asimismo sus propios datos de calibración del sensor al sistema terrestre, con lo que se puede eliminar la introducción por el operador de los coeficientes de calibración suministrados por radiosonda al sistema de tratamiento en tierra, antes de la ascensión de la radiosonda.

12.2.3.4 TIPOS CRONOMÉTRICOS Y DE CÓMPUTO DE IMPULSOS

En los sistemas cronométricos, los sensores meteorológicos accionan el movimiento de agujas que hacen contacto con una espiral de conducción eléctrica en un disco de exploración o tambor giratorio aislado. El tiempo (o número de impulsos procedentes de un oscilador eléctrico) entre esos contactos y un contacto de referencia fijo es una medida de la desviación de la aguja y, por tanto, de la salida del sensor meteorológico. Los impulsos generados pasan luego al circuito del transmisor.

En Suiza se utiliza todavía una versión eléctrica moderna de este tipo de modulación.

12.3 Sensores de temperatura

12.3.1 *Requisitos generales*

El sensor de temperatura ideal debe tener una velocidad de respuesta a las variaciones de temperatura suficientemente rápida para tener la seguridad de que el error sistemático debido a la inercia térmica durante una ascensión sigue siendo inferior a 0,1 K a través de cualquier capa de 1 km de espesor. En las velocidades de ascensión de las radiosondas típicas, esto sólo puede lograrse en la mayoría de los lugares con una constante de tiempo de respuesta del sensor más rápida que 1 s en la primera parte de la ascensión. Además, los sensores de temperatura deben concebirse de manera que estén lo más exentos posible de errores de radiación introducidos por la radiación solar directa o retrodifundida, o el intercambio térmico en el infrarrojo. Los errores del infrarrojo pueden evitarse utilizando revestimientos en los sensores que tienen baja emisividad en el infrarrojo. En

el pasado, los sensores pintados de blanco más utilizados tenían una elevada emisividad en el infrarrojo. Las mediciones con esos sensores podían tener errores significativos debido al intercambio térmico en el infrarrojo (véase la sección 12.8.3.3).

Los sensores de temperatura también deben ser suficientemente robustos para soportar la sacudida durante el lanzamiento, y suficientemente estables para conservar una calibración precisa durante varios años. Lo mejor es que la calibración de los sensores de temperatura tenga la suficiente capacidad de reproducción para que no sea necesario hacer calibraciones de sensores individuales. Los principales tipos de sensores de temperatura utilizados normalmente son los termistores (semiconductores resistivos de cerámica), los sensores capacitivos, los sensores bimetálicos y los termopares, en tanto que los sensores de alambre fino se emplean a veces como sensores de radiosondas de referencia.

La velocidad de respuesta del sensor se mide normalmente en función de la constante de tiempo de respuesta, τ . Eso se define (tal como en la sección 1.6.3) por:

$$dT_e/dt = 1/\tau \cdot (T_e - T) \quad (12.3)$$

donde T_e es la temperatura del sensor, y T es la temperatura del aire verdadera.

La constante de tiempo se define, pues, como el tiempo requerido para responder en un 63 por ciento a un cambio repentino de temperatura. La constante de tiempo del sensor de temperatura es proporcional a la capacidad térmica e inversamente proporcional a la velocidad de transferencia térmica desde el sensor, por convección. La capacidad térmica depende del volumen y de la composición del sensor, en tanto que la transferencia térmica procedente del sensor depende del área de superficie del sensor, del coeficiente de transferencia térmica y de la velocidad de la masa de aire que pasa sobre el sensor. El coeficiente de transferencia térmica depende poco del diámetro del sensor. Por eso, las constantes de tiempo de respuesta de sensores de temperatura fabricados con determinado material son aproximadamente proporcionales a la relación entre el volumen del sensor y su área de superficie. En consecuencia, los sensores finos con un área de superficie grande son los más eficaces para obtener una rápida respuesta. La variación de la constante de tiempo de respuesta con la velocidad de masa de flujo de aire puede expresarse como:

$$\tau = \tau_0 \cdot (\rho \cdot v)^{-n} \quad (12.4)$$

donde ρ es la densidad del aire; v la velocidad de aire sobre el sensor; y n una constante.

NOTA: para un sensor expuesto sobre el cuerpo de la radiosonda en una saliente, v corresponderá a la velocidad de ascensión, pero la velocidad del aire sobre el sensor puede ser menor que la velocidad de ascensión si el sensor está montado en un conducto interno.

El valor de n varía entre 0,4 y 0,8, según la forma de la variable y la naturaleza de la corriente de aire (laminar o turbulenta). En el Cuadro 12.3 se muestran valores representativos de la constante de tiempo de respuesta de los sensores de temperatura a presiones de 1.000, 100 y 10 hPa, para una velocidad de ascensión de 5 m s^{-1} . Esos valores se han deducido de una combinación de pruebas en laboratorio y comparaciones con sensores de respuesta muy rápida durante la ascensión en experimentos de comparaciones de radiosondas.

CUADRO 12.3
Constantes de tiempo típicas de respuesta de
sensores de temperatura de radiosondas

Sensor de temperatura	τ a 1.000 hPa (s)	τ a 100 hPa (s)	τ a 10 hPa (s)
Termistor de varilla, de 1,3 mm de diámetro	3	8	21
Termocapacitor de cuenta, de 1,2 mm de diámetro	2,5	6	15
Sensor bimetálico	5-8	12-20	no disponible
Alambre de tungsteno, de 0,0135 mm de diámetro	<0,05	<0,05	0,1

12.3.2 Termistores

Normalmente, los termistores se fabrican con material de cerámica cuya resistencia cambia con la temperatura. Los sensores tienen una elevada resistencia, que disminuye con la temperatura absoluta. La relación entre la resistencia, R , y la temperatura, T , puede expresarse aproximadamente como:

$$R = A \cdot \exp(B/T) \quad (12.5)$$

donde A y B son constantes. La sensibilidad a las variaciones de temperatura es muy alta, pero la respuesta a esas variaciones dista de ser lineal, porque la sensibilidad disminuye fuertemente con el cuadrado de la temperatura absoluta. Como la resistencia del termistor es muy alta, normalmente de decenas de miles de ohmios, el autocalentamiento debido a la tensión aplicada al sensor es desdeñable. Se pueden fabricar termistores muy pequeños, y por tanto obtener rápidas velocidades de respuesta.

12.3.3 Termocapacitores

Los termocapacitores se fabrican normalmente con un material de cerámica cuya permitividad varía con la temperatura. La cerámica utilizada es normalmente de titanato de bario-estroncio. Este material ferroeléctrico tiene un coeficiente de temperatura de permitividad del orden de 10^2 por $^{\circ}\text{C}$. El coeficiente de temperatura es positivo a temperaturas inferiores al punto de Curie y negativo a temperaturas superiores a ese punto. El sensor más utilizado tiene un diámetro de 1,2 mm, aproximadamente. Se ha concebido un nuevo sensor cuyo

diámetro es de alrededor de 0,1 mm, que mide el cambio de capacidad entre dos hilos de platino fino separados por una cerámica de vidrio (véase Turtiainen, Tammela y Stuns, 1995). Este sensor debería proporcionar una velocidad de respuesta mejor, y los errores debidos al calentamiento solar deberían ser mucho menores que los del sensor de mayor tamaño.

12.3.4 *Resistencias de alambre*

Este tipo de sensor presenta la ventaja de una elevada estabilidad de calibración y una respuesta lineal a las variaciones de temperatura. Los sensores de alambre fino pueden tener una respuesta muy rápida, y es posible mantener reducidos los errores de radiación si la absorción de la radiación solar por el alambre es baja. El inconveniente de este tipo de sensor es que hay que fabricarlo con alambres muy finos porque se necesita una resistencia bastante alta para la conexión con el transductor de la radiosonda. Por lo tanto, los sensores son con frecuencia bastante frágiles. El níquel, el platino y el tungsteno pueden ser materiales apropiados. Los sensores de hilo de tungsteno de 13,5 micrones de diámetro han resultado generalmente satisfactorios, pues se han utilizado durante 10 años, más o menos, en una red nacional. Sin embargo, la fragilidad del sensor planteó un problema en condiciones de lanzamiento difíciles, y el calentamiento solar en la estratosfera no fue muy pequeño, porque los hilos de tungsteno absorbieron más radiación solar de lo deseable.

12.3.5 *Termopares*

En una radiosonda nacional se utilizan también como sensores de temperatura conexiones de termopares cobre-constantan (OMM, 1989). Se emplean hilos de 0,05 mm de diámetro para formar la conexión de termopares, que dan un sensor con respuesta muy rápida. La relación entre la fuerza electromotriz térmica y la diferencia de temperatura entre el sensor y su referencia es una relación física establecida. La referencia del termopar se monta internamente en la radiosonda, en un entorno de temperatura relativamente estable. Se emplea una resistencia de cobre para medir esta temperatura de referencia. Con el fin de obtener temperaturas exactas, también hay que compensar la fuerza electromotriz dispersa introducida en las conexiones adicionales entre el sensor y las referencias internas. Al igual que con las resistencias de alambre, este tipo de sensor no es el más apropiado para la producción en muy gran escala, pero puede ser útil como referencia independiente en futuras pruebas de comparaciones de radiosondas.

12.3.6 *Sensores bimetalicos*

El principal sensor bimetalico que se sigue utilizando es una espiral (de 0,2 mm de espesor, una longitud del sensor desenrollada de 130 mm, aproximadamente), montada en un conducto protector en uno de los lados del cuerpo de la radiosonda. El sensor se utiliza como radiosonda de transmisión en código con una articulación

mecánica desde la espiral bimetalica hasta el tambor de codificación. Ese tipo de diseño de sensor y de radiosondas se utilizó mucho en el pasado en numerosos países. Ha sido sustituido en gran parte debido a la constante de tiempo de respuesta relativamente lenta del sensor y a los grandes errores de radiación que se producen, en particular a presiones inferiores a 20 hPa. Los errores de temperatura debidos a la inercia térmica en el sensor bimetalico y sus soportes son normalmente demasiado grandes para ignorarlos (más de 0,3 K), incluso en la troposfera, y deben compensarse en la medida de lo posible.

12.3.7 *Exposición*

La mejor exposición de los sensores de temperatura de las radiosondas es cuando se encuentran sobre el cuerpo principal de la radiosonda (debajo del cuerpo de una radiosonda descendente). El aire calentado o enfriado por contacto con el cuerpo de la radiosonda o los soportes del sensor no puede pasar posteriormente sobre el sensor. Eso se logra habitualmente montando el sensor en un brazo o saliente que mantiene al sensor en la posición deseada durante el vuelo. Para una buena exposición a bajas presiones, los soportes y las conexiones eléctricas del sensor deben ser suficientemente finos para que los errores debidos al calentamiento o al enfriamiento de la conducción térmica a lo largo de las conexiones sean desdeñables.

Con este método de exposición, los sensores de temperatura de la radiosonda están directamente expuestos a la radiación solar y al entorno infrarrojo en la atmósfera. Los sensores reciben radiación solar durante sondeos diurnos e intercambian radiación de onda larga con la tierra y con el espacio aéreo en todo momento. La magnitud de los errores de radiación depende muy poco del tamaño y la forma de los sensores, puesto que los coeficientes de transferencia térmica convectiva apenas dependen también del tamaño del sensor. Por eso, pueden obtenerse pequeños errores de radiación con sensores de reducido tamaño, pero sólo cuando se elige el revestimiento del sensor de manera que proporcione una baja absorción tanto de la radiación solar como de la radiación en onda larga. El revestimiento deseado puede lograrse mediante una fina capa metálica apropiada. Muchas pinturas blancas tienen una elevada absorción en el infrarrojo y no son el revestimiento ideal para un sensor de radiosonda.

Otra consecuencia de exponer el sensor de temperatura sobre el cuerpo de la radiosonda es que en la ascensión durante las precipitaciones o a través de nubes puede producirse en el sensor una capa de agua o hielo. Es sumamente importante que el diseño del sensor permita eliminar eficientemente el agua y el hielo. Primero, la evaporación del agua o del hielo del sensor al salir de una nube y penetrar en capas más secas enfría el sensor por debajo de la temperatura ambiente verdadera. Segundo, la absorcividad en el infrarrojo de un sensor de temperatura en el que subsiste una capa de hielo a lo

largo del vuelo difiere de la habitual. Por lo tanto, en las mediciones del sensor congelado hay que introducir un error sistemático anormal debido al intercambio térmico en el infrarrojo, particularmente a bajas presiones.

Los sensores bimetalicos y los soportes asociados absorben demasiada radiación con la luz diurna para estar expuestos sin protección por encima de la radiosonda. Por lo tanto, este tipo de sensor ha de protegerse mediante un blindaje contra la radiación. Ese blindaje debe impedir que la radiación llegue al sensor directamente o después de múltiples reflexiones. Las superficies internas del blindaje deben mantenerse a temperaturas próximas a la temperatura atmosférica verdadera y no deben influir en la temperatura del aire incidente sobre el sensor. El blindaje no debe reducir la ventilación del sensor de temperatura en modo alguno, ni atrapar agua ni hielo al ascender a través de nubes y precipitaciones.

Si bien puede lograrse un rendimiento aceptable del blindaje contra la radiación a presiones elevadas, cada vez es más difícil cumplir todos esos requisitos a baja presión. Para lograr una buena absorción de la radiación entrante hay que ennegrecer la superficie interna del blindaje, pero esto entraña un fuerte acoplamiento de esas superficies con los campos de radiación externos solar e infrarrojo. A bajas presiones, produce un calentamiento o enfriamiento sustancial de las superficies internas de los blindajes con relación a la temperatura atmosférica ambiente. Por consiguiente, las mediciones fiables de la temperatura cuando se utilizan blindajes contra la radiación resultan pronto impracticables con presiones más bajas. Un compromiso en el diseño del blindaje puede consistir en dos cilindros de aluminio fino pulido dispuestos coaxialmente, con una separación de 1 ó 2 cm.

12.4 Sensores barométricos

12.4.1 Aspectos generales

Los sensores barométricos de las radiosondas han de mantener la precisión sobre una gama dinámica muy amplia, que va de 3 a 1.000 hPa, con una resolución de 0,1 hPa necesaria en las presiones más bajas. Las variaciones de presión se identifican normalmente por un pequeño cambio eléctrico o mecánico. Por ejemplo, la deflexión máxima típica de una cápsula anerode es de unos 5 mm, por lo que el transductor utilizado con el sensor ha de resolver un desplazamiento de unos 0,5 μ m. También es preciso compensar los cambios de la calibración originados por las variaciones de temperatura del sensor durante la ascensión. Esas variaciones de temperatura pueden llegar a varias decenas de grados, a menos que el sensor de presión se monte en un medio estabilizado.

Por consiguiente, los sensores barométricos se montan en general en el interior del cuerpo de la radiosonda para reducir al mínimo las variaciones de temperatura. En algunos casos, el sensor se rodea con bolsas de agua para reducir el enfriamiento. Cuando se utilizan baterías activadas por agua, el calor generado por la reacción química en la batería se emplea para

compensar el enfriamiento interno de la radiosonda. Sin embargo, incluso en este caso, la radiosonda debe diseñarse de manera que se evite la generación de gradientes de temperatura a través del sensor y sus componentes eléctricos asociados. Si un sensor barométrico se encuentra en un medio de temperatura controlado activamente, el conjunto del sensor debe montarse en la radiosonda en tal posición que la contaminación térmica procedente del conjunto del sensor barométrico no pueda interferir en las mediciones de temperatura o de humedad relativa.

El sensor barométrico y su transductor se conciben generalmente de modo que la sensibilidad aumente al disminuir la presión. La constante de tiempo de respuesta de los sensores barométricos de radiosondas generalmente es muy pequeña, y los errores debidos a la inercia del sensor no son importantes.

12.4.2 Cápsulas aneroides

Las cápsulas aneroides se utilizan como sensor barométrico en la mayoría de las radiosondas. En los diseños de radiosondas antiguos las cápsulas tenían normalmente entre unos 50 y 60 mm de diámetro. Los sensores se componen de un metal con un coeficiente elástico independiente de la temperatura. La medición de la deflexión de la cápsula anerode puede lograrse con un dispositivo externo que requiere una articulación mecánica entre la cápsula y el transductor de la radiosonda o con un dispositivo interno (véase la sección 12.4.3).

La sensibilidad del anerode depende sobre todo del área de superficie efectiva de la cápsula y de su elasticidad. Las cápsulas pueden concebirse para que den una deflexión linealmente proporcional a la presión o con arreglo a otras leyes, por ejemplo la proximidad con una dependencia logarítmica de la presión. La estabilidad a largo plazo de la calibración de la cápsula se mejora normalmente mediante la estabilización de las cápsulas. Esto se logra sometiendo las cápsulas a lo largo de toda su gama de trabajo a un gran número de ciclos, tanto por lo que se refiere a la presión como a la temperatura.

Cuando el anerode se utiliza enlazado mecánicamente a un transductor, el sensor padece en general un efecto de histéresis de 1 a 2 hPa. Esa histéresis ha de tenerse en cuenta en la calibración del sensor. El cambio de presión durante la calibración tiene que ser del mismo orden que el observado en las condiciones de sondeo reales. La articulación mecánica con el transductor de la radiosonda consiste a menudo en un sistema que amplifica el movimiento de la cápsula al brazo que opera los contactos de conmutación o resistivos. Para un funcionamiento satisfactorio, la fricción ha de reducirse al mínimo con el fin de evitar los movimientos discontinuos del brazo y la histéresis en el sistema del sensor.

12.4.3 Cápsula anerode (capacitiva)

En muchos diseños de radiosondas modernos se utilizan cápsulas aneroides de diámetro pequeño (30 mm o

menos), midiéndose directamente la deflexión de la cápsula mediante un capacitor interno. Con tal fin se emplea un capacitor de placas paralelas formado por dos placas, cada una de ellas fijadas directamente a un lado de la cápsula. La capacitancia, C , es entonces:

$$C = \epsilon \cdot S/e \quad (12.6)$$

donde S es el área de superficie de cada placa; e la distancia entre las placas; y ϵ la constante dieléctrica. Como e es una función directa de la deflexión de la cápsula, la capacitancia C es una medición eléctrica directa de la deflexión. En muchos sensores de radiosondas, cada placa del capacitor se fija al lado opuesto de la cápsula mediante engastes que pasan a través de los agujeros de la otra placa. Con esta configuración, e disminuye cuando baja la presión. La sensibilidad del sensor capacitivo es:

$$-\epsilon \cdot S/e^2 \cdot de/dp \quad (12.7)$$

Esta alcanzará su máximo nivel cuando e sea pequeña y la presión mínima. El sensor capacitivo descrito es más difícil de fabricar, pero más apropiado para las mediciones en altitud, pues la sensibilidad puede ser 10 veces mayor a 10 hPa que a 1.000 hPa. El valor de la capacitancia se aproxima normalmente a 6 pF.

En general, las cápsulas aneroides capacitivas están conectadas a un oscilador electrónico resistencia-capacitancia (RC) con capacitores de referencia asociados. Esa disposición se necesita para medir variaciones de capacidad muy pequeñas (por ejemplo, un cambio de 0,1 por ciento en un máximo de 6 pF) sin perturbaciones significativas del oscilador como consecuencia de los cambios de temperatura, suministro de energía o envejecimiento. Es difícil lograr esa estabilidad tan grande en un oscilador, a un precio reducido. Sin embargo, una solución es multiplexar la entrada al oscilador entre el sensor barométrico y los capacitores de referencia. Un capacitor de referencia C_1 se conecta sólo al oscilador, luego en paralelo con C_p , el capacitor del sensor de presión, y después en paralelo con una segunda referencia C_2 , para proporcionar una referencia en toda la escala.

La calibración de un sensor capacitivo aneroide dependerá generalmente mucho de la temperatura. Esto puede compensarse mediante referencia a un capacitor externo con un coeficiente de temperatura de magnitud similar, o durante el tratamiento de los datos en el sistema terrestre, utilizando coeficientes de calibración de las calibraciones en fábrica. La corrección aplicada durante el proceso dependerá de una temperatura interna medida cerca del sensor de presión. En la práctica, ambas técnicas de compensación pueden ser necesarias para lograr la precisión requerida.

12.4.4 Sensores de silicio

La utilización del silicio ha evolucionado tan rápidamente que ya pueden fabricarse con este material sensores barométricos fiables. En una espesa capa del

semiconductor hay un agujero en el que se forma una pequeña cavidad. Ese agujero se cubre con una capa muy fina de silicio, y la cavidad se mantiene a muy baja presión. La cavidad se comportará como un sensor barométrico, y la presión atmosférica se detectará por la deflexión de la fina capa de silicio.

La deflexión de la capa fina puede medirse utilizando un sensor piezorresistivo. En ese caso, los medidores de deformación se extienden sobre la superficie de la cubierta de la cavidad. La resistencia eléctrica de los medidores de deformación cambia con la deflexión de la fina capa de silicio. Los medidores se acoplan como un puente de Wheatstone para proporcionar una variación lineal de resistencia con la presión. Este tipo de sensor se utiliza mucho en la industria. La salida del sensor tiene una dependencia lineal de la presión, y la calibración permanece estable con el tiempo. Sin embargo, los medidores de deformación dependen mucho de la temperatura. Sin compensación de temperatura, un cambio de 1 K producirá un error de presión de 2 hPa. Esta fuerte dependencia de la temperatura puede reducirse referenciando la salida del sensor a una resistencia de semiconductor con una dependencia de temperatura similar a la del medidor de deformación. Ahora bien, si se utiliza una resistencia de referencia, la linealidad del sistema de detección se pierde, y la dependencia de la temperatura se hace compleja. Por lo tanto, es preferible utilizar el sensor en un entorno con temperatura estabilizada. Esto ya se ha logrado en un diseño de radiosonda operativa. De otro modo, sería necesario hacer calibraciones individuales de la presión con respecto a la temperatura en la gama de temperatura experimentada normalmente por el sensor barométrico durante el vuelo. Hay que corregir, pues, las mediciones del sensor barométrico para tener en cuenta los cambios de temperatura que se produzcan en el mismo durante el tratamiento de datos por el sistema terrestre.

Un segundo método para detectar la deflexión del silicio es utilizar un sensor capacitivo. En este caso, la fina capa de silicio a través de la cavidad se reviste con una pequeña capa metálica, y se emplea una segunda capa metálica como placa de referencia. La deflexión de la cobertura de silicio se mide utilizando la diferencia de capacitancia entre las dos capas. Este tipo de sensor depende mucho menos de la temperatura que el sensor medidor de deformación. Se ha utilizado en un nuevo diseño de radiosonda operativa. El pequeñísimo tamaño del sensor debe evitar los errores de calibración en los mayores sensores aneroides capacitivos debido a variaciones en los gradientes de temperatura a través del sensor aneroide del equipo electrónico asociado durante una ascensión.

12.4.5 Hipsómetros

Los sensores hipsómetros derivan la presión de una medición de la temperatura de ebullición de un líquido. Una radiosonda operativa utiliza un hipsómetro de agua. El sensor de temperatura va unido a una muesca en el bulbo de un frasco de vidrio que contiene el agua. Ese

bulbo es de unos 15 mm de diámetro y unos 20 mm de profundidad. El pie del frasco está abierto a la atmósfera, y tiene unos 160 mm de longitud y unos 8 mm de diámetro. El agua se calienta en el interior durante el vuelo para que la ebullición sea constante. En el Cuadro 12.4 se muestra la sensibilidad del hipsómetro de agua en la gama de presiones observada durante un vuelo. En presiones altas, poco después del lanzamiento, hay que medir la temperatura de ebullición con un error aleatorio de 0,01 K a fin de proporcionar una medición de la presión con un error aleatorio similar a los mejores sensores capacitivos aneroides. Con los sistemas utilizados en la práctica se han logrado errores aleatorios en un factor de dos, pero es difícil mantener tan reducidos los errores absolutos en la temperatura (y, por ende, en la presión). Por otro lado, los sensores hipsómetros operativos proporcionan una precisión mucho mayor que las cápsulas aneroides a presiones muy bajas, con errores aleatorios y sistemáticos en las mediciones del hipsómetro menores de 0,1 hPa a 10 hPa. (véase también Richner, Joss y Ruppert, 1996).

Para que un hipsómetro funcione satisfactoriamente, el líquido no debe supercalentarse ni dejar de hervir durante la ascensión.

CUADRO 12.4

Sensibilidad de un hipsómetro de agua a presiones atmosféricas seleccionadas

Presión (hPa)	Temperatura de ebullición (°C)	Cambio en el punto de ebullición para un cambio de presión dado (°C/hPa)
1.000	100	≈ 0,03
100	46	≈ 0,2
10	7,2	≈ 1,5

12.4.6 Utilización de observaciones de la altura por radar en lugar de observaciones mediante un sensor barométrico

12.4.6.1 GENERALIDADES

Cuando se emplea un radar para determinar el viento, las mediciones de la altura pueden ofrecer una alternativa a la utilización de un sensor de presión de radiosonda. El cálculo de la presión en un momento determinado del vuelo puede deducirse de la altura del radar y la presión de superficie en combinación con las observaciones por radiosonda de la temperatura y la humedad hasta ese momento. La eliminación del sensor de presión permitirá economías considerables en el costo de las radiosondas. En la práctica, la mayoría de los radares operativos de medición del viento tienen dificultades para medir la altura con una precisión suficiente que satisfaga las necesidades de los usuarios en cuanto a las mediciones de la presión y la altura en la troposfera. Por otra parte, las alturas del radar pueden proporcionar verificaciones eficaces sobre el rendimiento del sensor barométrico cuando las presiones son muy bajas.

Cuando se normalizan a lo largo de una red los procedimientos de preparación de las radiosondas, los errores de presión de la radiosonda dependerán sobre todo de la precisión de la calibración hecha por el fabricante y de la subsiguiente estabilidad del sensor. Por consiguiente, los errores de presión serán normalmente similares en todas las estaciones de radiosondas de la red que utilicen radiosondas desde una instalación de calibración dada. En cambio, los errores en los datos de altura del radar dependen de la instalación y la calibración de cada radar en cada estación. Es, pues, mucho más difícil lograr la coherencia entre dos estaciones en mediciones de la altura geopotencial y la presión si una red depende totalmente de las mediciones de la altura por radar.

12.4.6.2 MÉTODO DE CÁLCULO

En OMM (1986) figuran algoritmos para calcular la altura geométrica a partir de observaciones por radar para la determinación del viento de distancia oblicua y elevación y para la conversión de alturas geométricas en alturas geopotenciales. En OMM (1991) se encuentra el algoritmo real utilizado con sistemas de radar secundarios en Rusia. Si se emplean las observaciones de altura por radar para sustituir las observaciones del sensor de presión, hay que calcular las alturas que será necesario corregir para tener en cuenta los efectos de la curvatura de la Tierra y la refracción de las ondas radioeléctricas. Las correcciones de la refracción pueden efectuarse aplicando promedios estacionales de los perfiles atmosféricos, pero para lograr la precisión óptima de la presión tal vez haya que efectuar correcciones de altura según las condiciones que se observen en los distintos vuelos.

12.4.6.3 FUENTES DE ERRORES DE LA ALTURA EN LAS MEDICIONES POR RADAR

En el Capítulo 13 se consideran los efectos de los errores de observación en las mediciones por radar con respecto a la determinación del viento. Sin embargo, en las alturas obtenidas por radar, los errores de elevación (aleatorios y sistemáticos) son mucho más importantes que para los vientos. El error sistemático en una distancia oblicua es también más crítico en el caso de la altura que en el de las mediciones del viento. Por lo tanto, con los radares que proporcionan mediciones del viento satisfactorias se dan a menudo errores de elevación y distancia oblicua que impiden mediciones de la altura (y por ende de la presión) de la mejor calidad.

Se pueden producir errores sistemáticos pequeños, pero significativos, de elevación por diversas razones:

- desalineación de los ejes de rotación del azimut y la elevación del radar durante la fabricación. Para evitarlo, en las especificaciones del fabricante debe señalarse concretamente la precisión requerida;
- errores en la nivelación del radar durante la instalación y en el establecimiento del dato de elevación cero en la horizontal;

- c) diferencias entre los ejes eléctricos y mecánicos de las antenas de seguimiento, introducidos posiblemente cuando se reparan o sustituyen componentes eléctricos del radar.

Pueden surgir errores introducidos por el sistema transductor que mide el ángulo de elevación del radar desde la posición mecánica de la antena de seguimiento.

Se pueden producir errores sistemáticos en la distancia oblicua debido a:

- a) una demora en la excitación del circuito de determinación de la distancia o compensación incorrecta del tiempo de propagación de la señal en el equipo electrónico de detección del radar;
- b) error en la frecuencia del calibrador de distancia.

De este modo, quiere decirse que en los sistemas de radiosonda que operan sin sensores barométricos y se basan exclusivamente en las mediciones de la altura por radar es preciso efectuar verificaciones y ajustes frecuentes de los radares, como parte del mantenimiento rutinario de la estación. Esos sistemas no son apropiados para utilizarlos en países donde los servicios de apoyo técnico son limitados.

12.5 Sensores de humedad relativa

12.5.1 Aspectos generales

El funcionamiento con éxito de un sensor de humedad relativa de radiosonda se basa en el rápido intercambio de moléculas de agua entre el sensor y la atmósfera. Para que un sensor de humedad relativa proporcione mediciones fiables a través de la atmósfera ha de poder resolver con un 1 por ciento presiones de vapor de agua saturada desde 46 hPa a 30°C hasta, al menos, 0,06 hPa a -50°C. Con temperaturas inferiores a 0°C, los sensores de humedad relativa deben calibrarse para registrar la humedad relativa con respecto a una superficie de agua.

En condiciones secas (sin nubes, niebla ni precipitación), la mayoría de los sensores de humedad relativa modernos presentan una gran coincidencia a temperaturas superiores a unos -10°C, y una estructura de la humedad relativa similar en la vertical. Sin embargo, muchas veces es sumamente difícil que un sensor de humedad relativa funcione satisfactoriamente a bajas temperaturas y presiones. Si se obstaculiza el libre intercambio de moléculas de agua entre el sensor y la atmósfera cuando se produce la baja de la temperatura durante una ascensión, la contaminación del sensor

debida a elevadas concentraciones de vapor de agua en las primeras fases de la ascensión puede causar sustanciales errores sistemáticos en las mediciones del sensor en las temperaturas más bajas.

La constante de tiempo de respuesta de un sensor de humedad relativa aumenta mucho más rápidamente durante la ascensión de la radiosonda que la constante de tiempo de respuesta del sensor de temperatura. En el Cuadro 12.5 figuran valores aproximados de la constante de tiempo de respuesta para los tres principales tipos de sensores. Esos valores representan la constante de tiempo de respuesta en las variaciones de la humedad relativa comprendidas entre 70 y 30 por ciento, aproximadamente. Las constantes de tiempo de respuesta de los sensores de piel de batidor de oro para determinadas temperaturas son mucho mayores cuando están expuestos a una humedad relativa muy alta o muy baja.

Los sensores de higristor de carbón se montan normalmente en un conducto protector en la radiosonda, y los sensores de película delgada se montan en general en un brazo de la radiosonda, protegido de las precipitaciones con una cubierta. Sin embargo, en las pruebas recientes de comparaciones de las radiosondas no se ha observado ninguna diferencia significativa en las constantes de tiempo de respuesta del higristor de carbón y de los sensores capacitores de película delgada más utilizados a temperaturas superiores a -30°C.

Sin embargo, los capacitores de película delgada tienen normalmente constantes de tiempo de respuesta mucho más breves que los higristores de carbón a temperaturas inferiores a -40°C. En particular, las velocidades de respuesta de los sensores de higristor de carbón a las disminuciones de la humedad relativa a temperaturas de -50°C resultan casi tan lentas como las de los sensores de piel de batidor de oro (al menos 10 minutos). En cambio, la respuesta del higristor de carbón a temperaturas similares a los aumentos de la humedad relativa con el tiempo es claramente más rápida que la del sensor de piel de batidor de oro. Los capacitores de película delgada tendrán normalmente una constante de tiempo de respuesta de uno o dos minutos, más o menos, en cada una de esas condiciones. El rendimiento del higristor a temperaturas muy bajas no parece guardar relación con el diseño del conducto protector del higristor. Por lo tanto, cuando las concentraciones de vapor de agua en la atmósfera descienden con el tiempo a temperaturas muy

CUADRO 12.5
Constante de tiempo de respuesta del sensor de humedad relativa τ (en segundos) para una gama de temperaturas

<i>Sensor</i>	τ a 20°C	τ a 10°C	τ a 0°C	τ a -10°C	τ a -20°C	τ a -30°C
Piel de batidor de oro	6	10	20	50	100	200
Higristor de carbón	0,3	0,7	1,5	4	9	20
Capacitor de película delgada	0,3	0,7	1,5	4	9	20

bajas, la difusión de las moléculas de vapor de agua fuera del higristor del carbón parece ser muy reducida. Por otro lado, las moléculas de agua pueden difundirse en el sensor a mayor velocidad si las concentraciones de vapor de agua en la atmósfera aumentan con el tiempo a una temperatura similar.

La calibración de la mayoría de los sensores de humedad relativa depende de la temperatura. La corrección de esa dependencia ha de aplicarse durante el tratamiento de los datos en el sistema terrestre, si se quiere obtener a través de la mayor parte de la troposfera la precisión señalada para el sensor a temperaturas ambientes en el laboratorio.

Es preciso proteger a la mayoría de los sensores de humedad relativa contra la contaminación debida a la precipitación en las primeras fases de la ascensión. La evaporación de la contaminación originada por las cubiertas protectoras, las superficies de conductos internos o los soportes del sensor en una de las primeras fases del vuelo puede causar también errores en la humedad relativa registrada.

Ninguno de los sensores de humedad relativa de radiosondas operativas son suficientemente seguros para proporcionar mediciones de humedad relativa de buena calidad a bajas temperaturas y bajas presiones en la estratosfera.

12.5.2 *Capacitores de película delgada*

En varios diseños de radiosondas operativas se utilizan ahora sensores de capacidad de película delgada. El primer sensor muy utilizado se basaba en la variación de la constante dieléctrica de una película de polímero con presión de vapor de agua ambiente. El electrodo inferior del capacitor se formaba por grabado químico de una placa revestida de vidrio metalizado (comúnmente de 4 mm cuadrados y 0,2 mm de espesor), a la que se recubría luego con una capa de polímero activo de un micrón de espesor, aproximadamente. Sobre esa superficie de polímero se implantaba el electrodo superior mediante la técnica de evaporación en vacío, y era permeable al vapor de agua. La capacitancia del sensor era prácticamente una función lineal de la humedad relativa, y la temperatura dependía poco de la calibración. Las investigaciones posteriores en laboratorio sobre el rendimiento del sensor mostraron que la histéresis era relativamente reducida (menos del tres por ciento de la humedad relativa), siempre y cuando el sensor no estuviera contaminado por la precipitación sobre los electrodos. Tras varios años de utilización, se agregó un fino revestimiento en el electrodo superior para mejorar la estabilidad de rendimiento en las ascensiones con humedad. Un sensor más moderno utiliza un polímero diferente, que resulta más estable cuando se emplea en condiciones de humedad. Ese sensor requiere una calibración polinómica de un orden más alto que el diseño anterior, pero esto no plantea ningún problema en los sistemas operativos. Como el tratamiento de datos en la mayoría de los sistemas terrestres de radiosondas se hace, en la

actualidad, en forma totalmente automática, no existe en este sentido problema alguno. Si bien este sensor es más estable en condiciones de humedad, sufre todavía las consecuencias de la contaminación después de atravesar nubes espesas a baja altura. Se ha sugerido que esa contaminación debe eliminarse calentando periódicamente el sensor de humedad relativa durante el vuelo (Paukkunen, 1995). Para que el rendimiento de los sensores de película delgada sea óptimo hay que proceder a una minuciosa calibración en la fábrica de la amplia gama de temperaturas que se observan en la troposfera, sobre las cuales se deben realizar las mediciones.

12.5.3 *Higristores de carbón*

Los sensores de higristores de carbón se componen de partículas de carbón finamente suspendidas en una película higroscópica. Una versión moderna del sensor consiste en una tira de poliestireno (aproximadamente 1 mm de espesor, 60 mm de largo y 18 mm de ancho) revestida de una fina película higroscópica con partículas de carbón. Los electrodos se revisten a lo largo de cada lado del sensor. Las variaciones de la humedad relativa ambiente entrañan cambios de dimensión de la película higroscópica, de modo que la resistencia aumenta progresivamente con la humedad. La resistencia con una humedad relativa del 90 por ciento es aproximadamente 100 veces la resistencia con una humedad relativa del 30 por ciento. Pueden aplicarse correcciones para la dependencia de la temperatura durante el tratamiento de los datos. En general, los sensores van montados en un conducto en el interior del cuerpo de la radiosonda para reducir al mínimo la influencia del lavado por la lluvia e impedir el calentamiento solar directo del sensor.

Para utilizar con éxito este tipo de sensor se requiere un proceso de fabricación debidamente controlado, de manera que no haya que determinar individualmente la dependencia de la temperatura. Los higristores se someterán normalmente a muchos ciclos de estabilización en una gama de humedad relativa a temperaturas ambientes en la fábrica, para reducir la histéresis subsiguiente en el sensor durante la ascensión de la radiosonda. La resistencia del sensor puede ajustarse a un valor normalizado durante la fabricación, raspando una parte de la película de carbón. En este caso, las variables pueden salir con el valor de resistencia estándar adecuado a condiciones especificadas, y los sensores pueden intercambiarse entre radiosondas, sin proceder a nuevas calibraciones. Es preciso mantener herméticamente cerrado el sensor hasta que se lo utilice, y no manipular la superficie higroscópica durante la inserción en el montaje del sensor en la radiosonda.

12.5.4 *Sensores de piel de batidor de oro*

La piel de batidor de oro (peritoneo de vaca) se sigue utilizando en algunas redes donde hay que introducir aún capacitores de película delgada o higristores de carbón. La longitud de una pieza de piel de batidor de oro varía entre 5 y 7 por ciento para una variación de humedad de

0 a 100 por ciento. Si bien pueden obtenerse mediciones útiles a temperaturas superiores a -20°C , la reacción del sensor es sumamente lenta con temperaturas más bajas (véase el Cuadro 12.5). Los sensores de piel de batidor de oro también padecen alguna histéresis importante cuando se exponen a bajas humedades.

La piel de batidor de oro utilizada en los instrumentos de medición de las variables de humedad debe ser de una sola capa y sin barnizar, con un espesor de 0,03 mm. La piel debe montarse con una tensión de unos 20 g por cm^{-1} de anchura y aclimatarse durante varias horas, en una atmósfera saturada, sometida a esa tensión. Para reducir la histéresis al mínimo conviene acondicionar la variable manteniéndola durante 20 minutos en una atmósfera saturada, antes de su calibración y utilización. La calibración debe hacerse durante un ciclo de humedad relativa de condiciones húmedas a condiciones secas. La variable ha de protegerse contra la lluvia durante el vuelo.

La constante de tiempo de respuesta del sensor es mucho más alta que los valores citados en el Cuadro 12.5, con humedades muy altas y muy bajas (McIlveen y Ludlam, 1969). Por eso, es difícil evitar el error en las mediciones con piel de batidor de oro durante una ascensión (errores bajos con mucha humedad, y altos con poca humedad), incluso en la troposfera inferior.

12.5.5 *Sensores de cloruro de litio*

En una red nacional se utilizan aún sensores de cloruro de litio. Se trata de un tipo de sensor resistivo con una lámina de poliestireno revestida de una película electrolítica de cloruro de litio disuelto en acetato de polivinilo. Los electrodos van revestidos a lo largo de dos bordes longitudinales del sensor en forma similar a la del sensor de higristor de carbón. La resistencia del sensor de cloruro de litio disminuye al aumentar la humedad relativa de unos 10 $\text{M}\Omega$ a 5 $\text{k}\Omega$ para un cambio de humedad del 15 al 100 por ciento a temperatura ambiente. La calibración de los sensores de cloruro de litio depende mucho de la temperatura. Los sensores no son estables cuando se exponen a una elevada humedad relativa durante muchas horas, y han de almacenarse en condiciones secas. Al igual que con la piel de batidor de oro, las constantes de tiempo de respuesta del sensor con humedad muy elevada y muy baja son muy lentas. En la Fase II de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM, este sensor no proporcionó mediciones fiables a presiones inferiores a 600 hPa, (OMM, 1987).

12.5.6 *Exposición*

En las ascensiones de las radiosondas es normal que se produzcan rápidas variaciones de la humedad relativa de gran amplitud (más del 25 por ciento.), particularmente por encima y por debajo de las capas de nubes o sobre niebla. Las mediciones precisas de esas variaciones son importantes para los usuarios. Sin embargo,

para efectuar las mediciones con precisión hay que ventilar bien el sensor de humedad, el cual también debe protegerse, en la medida de lo posible, de la deposición de agua o hielo en su superficie o sus soportes, y también del calentamiento solar.

Por lo tanto, los sensores de humedad relativa de menor tamaño, como los capacitores de película delgada, pueden cubrirse con una pequeña tapa protectora al montarse en un brazo exterior. Los sensores de mayor tamaño se montan normalmente en un conducto interno o un gran conducto protector en la parte superior o lateral del cuerpo de la radiosonda. El diseño del conducto debe comprobarse para tener la seguridad de que el aire que penetra en el conducto es suficiente para que haya una ventilación adecuada en el sensor durante la ascensión. El conducto también debe concebirse de manera que pueda eliminarse con la mayor rapidez posible el hielo o el agua resultante de nubes o fuertes precipitaciones. El conducto debe proteger al sensor de la radiación solar incidente y no debe permitir una retrodifusión significativa de la radiación solar en el sensor.

Las cubiertas protectoras o los revestimientos del conducto no deben ser higroscópicos.

12.6 *Equipo de la estación terrestre*

12.6.1 *Características generales*

El diseño detallado del equipo terrestre de una estación de radiosonda dependerá del tipo de radiosonda que se utilice. Sin embargo, la estación terrena comprenderá siempre:

- una antena y un receptor radioeléctrico para recibir las señales procedentes de la radiosonda;
- un equipo para decodificar la modulación de las señales de la radiosonda y convertirlas en unidades meteorológicas;
- un equipo para presentar las mediciones meteorológicas al operador de manera que puedan transmitirse a los usuarios los mensajes requeridos.

Puede agregarse otro equipo para las mediciones del viento, en caso necesario (por ejemplo, interfaz de radar, Loran C, Omega o seguidores GPS).

La salida del decodificador debe introducirse normalmente en un ordenador para almacenar y posteriormente tratar y corregir los datos. Sin embargo, en los sistemas más antiguos las señales decodificadas podían registrarse en un gráfico de banda o conectarse a una impresora. Esos sistemas antiguos deben sustituirse lo antes posible, puesto que los ordenadores modernos permiten almacenar y procesar las señales de las radiosondas con mucha más seguridad que un operador empleando métodos manuales.

Los sistemas modernos de estaciones terrestres pueden comprarse como equipo completo de determinado fabricante, o bien montarse a partir de distintos módulos procedentes de diversas fuentes. El sistema integrado puede ser más ligero y más compacto, pero muchas veces sólo puede utilizarse con un tipo determinado

de radiosonda. Si la asistencia de mantenimiento corre principalmente a cargo del fabricante o de sus agentes, y no de los operadores, tal vez convenga optar por un sistema integrado. Un sistema compuesto de varios módulos puede adaptarse fácilmente a diferentes tipos de radiosonda. Esto puede lograrse agregando decodificadores apropiados, sin el costo adicional de tener que comprar el resto del sistema terrestre integrado ofrecido por cada fabricante. El tipo de sistema modular puede ser la opción preferida para los operadores que disponen de su propia capacidad técnica y de apoyo informático, independiente de un determinado fabricante de radiosondas.

NOTA: La electrónica moderna avanza tan rápidamente que a los fabricantes les resulta difícil proporcionar todo el apoyo que pudiera necesitar un sistema integrado determinado durante un período mayor de 10 ó 15 años. Por eso, al planificar los gastos a largo plazo deben considerarse ciclos de sustitución de los sistemas terrestres integrados de unos 10 años.

12.6.2 *Programas informáticos (software) para el proceso de datos*

La programación satisfactoria para un sistema terrestre de radiosondas es mucho más compleja que la que se requiere meramente para evaluar, por ejemplo, alturas geopotenciales de niveles tipo a partir de datos precisos. Es necesario rechazar las mediciones de mala calidad y elaborar procedimientos de interpolación para hacer frente a las pequeñas cantidades de datos que faltan. Hay un riesgo enorme de que un programador no realmente capacitado en la técnica de radiosondeo realice simplificaciones aparentemente válidas que pueden dar lugar a errores significativos en ciertas circunstancias. Por ejemplo, si la recepción desde la radiosonda es deficiente, es arriesgado permitir una interpolación excesiva de datos utilizando técnicas matemáticas que resultarán inestables cuando la calidad de los datos sea generalmente mala, pero muy estables cuando la calidad sea generalmente buena. Además, ciertos problemas de recepción de las señales y errores de presión cerca del lanzamiento se compensan a veces ajustando el tiempo asociado con los datos entrantes. Esto puede no causar errores significativos en las mediciones, pero sí imposibilitar casi la verificación del rendimiento del sensor de la radiosonda en pruebas comparativas.

Por consiguiente, es esencial utilizar los servicios de un especialista o consultor en radiosondas para controlar todos los aspectos de la programación. Normalmente serán necesarios los conocimientos especializados de un programador profesional para un buen aprovechamiento del programa. Esto comprenderá los medios de visualización e interactivos que necesita el operador. El programa será de muy buena calidad y no fallará fácilmente al ser utilizado por operadores inexpertos. En el pasado decenio se han necesitado al menos dos o tres años para elaborar, en colaboración con los servicios meteorológicos nacionales por lo que respecta a la experimentación, la mayoría de los programas de los sistemas terrestres de radiosondas comerciales. Las pruebas

tenían que realizarla operadores muy calificados y personal especializado, hasta que los programas fueran totalmente fiables para las operaciones. Los operadores podían utilizar luego debidamente los programas del sistema terrestre sin contar con gran especialización en materia de cálculo.

Los programas del sistema terrestre deben estar bien documentados, con inclusión de claras descripciones de los algoritmos utilizados. El sistema global debe concebirse de manera que permita simulaciones de sondeos con fines de prueba y comparación. Se propone la utilización de registros de datos en bruto y conocidos de la presión, la temperatura y la humedad para verificar la fiabilidad de los nuevos programas. Los errores de programación constituyen con frecuencia factores limitadores de la precisión de los informes de datos procedentes de los mejores tipos de radiosondas.

12.7 **Operaciones de radiosondas**

12.7.1 *CORRECCIONES DE CONTROL*

INMEDIATAMENTE ANTES DEL USO

Se recomienda verificar siempre la precisión de medición de la radiosonda en un entorno controlado antes de lanzarla. Esas verificaciones de control deben hacerse cuando la radiosonda esté dispuesta para el vuelo, y unos minutos antes de lanzarla, para no enviar radiosondas averiadas. Otra posibilidad ha de consistir en mejorar la precisión de la calibración procediendo a pequeños ajustes de cualquier variación que pudiera haberse producido en el transporte de la radiosonda hasta el lugar del lanzamiento y durante el almacenamiento.

Tales verificaciones de control han de realizarse en el interior. Pueden efectuarse en una cámara ventilada, con sensores de temperatura y humedad relativa de referencia de una precisión que responda a las especificaciones del usuario. Luego puede verificarse la humedad relativa en una humedad ambiente e inferior, y humedades más altas, en caso necesario. Si no se dispone de un psicrómetro de referencia, pueden generarse los niveles de humedad conocidos mediante soluciones salinas saturadas o gel de sílice.

Las diferencias entre las mediciones por radiosonda y las lecturas de control pueden utilizarse para ajustar las curvas de calibración de los sensores antes del vuelo. Los sensores utilizados para controlar la radiosonda han de verificarse regularmente, a fin de evitar desviaciones de larga duración en los errores de calibración. Con un ajuste adecuado del programa de calibración de la radiosonda, normalmente se mejoran hasta cierto punto las posibilidades de reproducir las mediciones de la radiosonda en vuelo. El tipo de ajuste necesario dependerá de las razones de la desviación de la calibración después de la calibración inicial durante la fabricación, y variarán según el tipo de radiosonda.

Si se observan grandes diferencias con relación a las mediciones de control, tal vez haya que rechazar la radiosonda, por no corresponder a la especificación del

fabricante, y devolverla para que se sustituya. Al adquirir las radiosondas hay que convenir con el fabricante de las mismas las máximas diferencias tolerables en las verificaciones en tierra.

También se debe controlar el rendimiento de la radiosonda, cuando se lleva fuera de la zona de lanzamiento. Hay que comprobar igualmente los informes procedentes de la radiosonda por lo que respecta a la compatibilidad con las observaciones de superficie en la estación inmediatamente antes del lanzamiento.

En vista de la importancia de esta fase del funcionamiento de las radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación² recomendó:

- a) que se supervise la eficiencia de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa de las radiosondas en un entorno controlado, como una cabina de calibración o una instalación de verificación de línea de base antes de los lanzamientos;
- b) que, en lo posible, la verificación en línea de base se efectúe de forma automática, a fin de eliminar la posibilidad de errores por parte de los operadores;
- c) que se verifiquen también las observaciones de la temperatura y humedad relativa en las estaciones, inmediatamente antes de los lanzamientos, comparándolas con las observaciones normalizadas de las temperaturas y humedad relativa en tierra.

12.7.2 *Métodos de despliegue*

Las radiosondas van normalmente a bordo de globos, y se elevan a una velocidad comprendida entre 5 y 8 m s⁻¹, según la especificación y las características del globo utilizado (véase el Capítulo 10 de la Parte II). Esas velocidades de ascensión permiten terminar oportunamente las mediciones: unos 40 minutos para alcanzar 16 km, y unos 90 minutos para alturas superiores a 30 km, con lo que la información puede transmitirse rápidamente a los centros de predicción. Los diseños y el emplazamiento de los sensores de temperatura y humedad relativa en la radiosonda están destinados normalmente a proporcionar una ventilación adecuada a una velocidad de ascensión del orden del 6 m s⁻¹. Las correcciones aplicadas a la temperatura para tener en cuenta los errores de calentamiento solar, en general sólo son válidas para las velocidades de ascensión especificadas.

La radiosonda transmite información a una estación terrestre, que se encuentra normalmente en un lugar fijo. Sin embargo, con los avances de la tecnología moderna, los sistemas terrestres de radiosondas totalmente automáticos son ahora muy pequeños. Por lo tanto, tales sistemas se despliegan fácilmente como sistemas móviles en barcos, o pequeñas camionetas (o remolques) en tierra.

Las radiosondas descendentes lanzadas desde aeronaves de investigación utilizan paracaídas para

reducir la velocidad de descenso. Los sensores de temperatura van montados en el fondo de la radiosonda. Las velocidades de descenso son con frecuencia de unos 12 m s⁻¹, para poder terminar la medición de la radiosonda en un cuarto de hora, aproximadamente. La elevada velocidad de descenso permite a una aeronave desplegar suficientes radiosondas descendentes con un espaciamiento en la horizontal apropiado para la investigación a mesoescala (menos de 50 km). Las transmisiones de la radiosonda descendente se reciben y procesan en la aeronave. Se están desarrollando sistemas que permitirán tomar y transmitir lecturas directas y funcionar automáticamente según el control del programa. También se están elaborando sistemas para utilizar en el despliegue de radiosondas descendentes aeronaves sin piloto.

12.7.3 *Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas*

Una vez preparada la radiosonda para el lanzamiento, deben cotejarse las mediciones meteorológicas con las mediciones en superficie, bien en una cámara de calibración interna, o en el exterior, comparándolas con observaciones de superficie en un abrigo ventilado. Esto es necesario porque la radiosonda puede haber sufrido daños durante el transporte desde la fábrica, puede haber fallos de fabricación, o pueden haberse producido desviaciones en las calibraciones del sensor durante el almacenamiento. Las radiosondas cuyas mediciones tengan errores superiores a los límites especificados en el contrato de compra deben devolverse al fabricante, para que sean sustituidas.

Normalmente, las radiosondas se lanzan a mano o utilizando un medio auxiliar desde un hangar o abrigo. La complejidad del abrigo y de los procedimientos de lanzamiento dependerán del gas utilizado para inflar el globo (véase el Capítulo 10 de la Parte II), y de la fuerza y dirección de los vientos de superficie en el lugar. En el lanzamiento con fuertes vientos se emplean desenrolladores que permiten desplegar lentamente la cuerda de suspensión de la radiosonda una vez lanzada. Con vientos de superficie muy fuertes hacen falta desenrolladores que desplieguen la cuerda de suspensión a velocidades de tan sólo 0,5 a 1 m s⁻¹.

En el comercio existen sistemas de lanzamiento automático de radiosondas, que pueden ofrecer ventajas de costo en estaciones de radiosondas con personal dedicado exclusivamente a tales operaciones. En cambio, pueden no ser adecuados en condiciones de gran exposición donde en general los vientos de superficie son muy fuertes.

Cuando los usuarios necesitan una estructura vertical precisa en la capa límite atmosférica, las observaciones en superficie incluidas en el informe de altitud deben obtenerse en un lugar próximo al del lanzamiento de la radiosonda. El lugar del lanzamiento debe ser también representativo de las condiciones de la capa límite correspondientes a la red sinóptica de superficie en la zona. Es preferible que el operador (o sistema

² Recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, 1993, a través de su Recomendación 9 (CIMO-XI).

automático) haga la observación en superficie inmediatamente después de liberarse el globo, y no antes. El operador deberá estar atento para insertar las observaciones de superficie en el sistema terrestre antes del lanzamiento, ya que las condiciones meteorológicas pueden variar, si se produce un retardo importante en la operación de lanzamiento (por ejemplo, cuando el globo estalla o hay demoras en el control del tránsito aéreo).

Como los sensores de radiosonda funcionan sólo con seguridad cuando la ventilación es correcta, es preciso que se cumpla esta condición antes del lanzamiento, si se quiere medir la estructura vertical correcta en la capa límite atmosférica. Cuando llueve, es preciso proporcionar alguna protección a los sensores de la radiosonda antes del lanzamiento. En ese caso, ha de utilizarse un abrigo ventilado para ayudar a poner la radiosonda en condiciones de lanzamiento.

12.7.4 *Suspensión de radiosondas durante el vuelo*

La radiosonda no debe suspenderse demasiado cerca del globo durante el vuelo, porque el globo es fuente de contaminación para las mediciones de la temperatura y la humedad relativa. A medida que asciende el globo, va quedando una estela de aire calentado por el contacto con la superficie del globo durante el día, y enfriado algo durante la noche. Esa estela puede resultar también contaminada con vapor de agua procedente de la superficie del globo después de la ascensión, al atravesar las nubes. La longitud de suspensión necesaria para que las mediciones por radiosondas no sufran una contaminación significativa por la contaminación aerodinámica varía con la altura máxima de observación. Esto se debe a que el calentamiento o enfriamiento de la perturbación aerodinámica es más fuerte con las presiones más bajas. Una longitud de suspensión de 20 m puede ser suficiente para impedir errores significativos en globos que suben sólo hasta 20 km. Sin embargo, para los que llegan a 30 km o más, es mejor una longitud de suspensión de unos 40 m (véase, por ejemplo, OMM, 1994b).

NOTA: Al investigar la influencia de la perturbación aerodinámica del globo en las mediciones por radiosondas es esencial asegurarse de que los sensores de la radiosonda utilizados para la investigación tienen una exposición correcta. Los sensores han de montarse de manera que sea imposible que el aire en contacto con otra superficie de la radiosonda pase sobre el sensor durante la ascensión. Las posibles fuentes de contaminación térmica o de vapor de agua en las radiosondas son las superficies internas de los conductos protectores, los soportes del sensor o las superficies externas del cuerpo de la radiosonda.

12.7.5 *Seguridad pública*

El diseño de la radiosonda ha de corresponder a la reglamentación vigente sobre la seguridad del tránsito aéreo en cuanto a tamaño, peso y densidad, con lo que la radiosonda no causará daños importantes a una aeronave en caso de colisión con una aeronave o de ser absorbida por el motor de la misma. En muchos países, la

Autoridad Nacional de Tránsito Aéreo publica reglamentos que rigen el uso de los globos en vuelo libre. Con frecuencia hay que registrar oficialmente ante las autoridades de control del tránsito aéreo los emplazamientos para el lanzamiento de globos. Tales lanzamientos pueden estar prohibidos, o permitidos únicamente con la autorización expresa de los controladores del tránsito aéreo en ciertos lugares. Antes de establecer nuevas ubicaciones de lanzamiento de globos hay que cerciorarse de cuál es la situación con respecto a la autorización de los vuelos.

En algunos países, los reglamentos de seguridad exigen que en la suspensión de la radiosonda vaya amarrado un paracaídas u otro medio de reducir la velocidad de descenso después de estallar el globo, con el fin de proteger al público en general contra posibles daños. El paracaídas tiene que reducir la velocidad de descenso cerca de la superficie a menos de unos 6 m s^{-1} . Los restos del globo, después de estallar, reducen normalmente la velocidad de descenso a niveles inferiores. Pero, a veces, la mayoría de los globos se separan del mecanismo de vuelo después de estallar, y las velocidades de descenso son muy rápidas, a menos que se utilice un paracaídas.

Es importante que las radiosondas sean inocuas para el medio ambiente después de que vuelvan a la Tierra o caigan en el mar, ya sea que las recoja una persona o un animal, o que se descompongan.

12.8 **Errores de radiosondas**

12.8.1 *Consideraciones generales*

12.8.1.1 **TIPOS DE ERROR Y REFERENCIAS POSIBLES**

En esta sección se consideran con detalle los errores de los sensores de radiosondas. Los errores considerables en las alturas geopotenciales calculadas se tratan en la sección 12.1.3.7.

Los errores en las mediciones por radiosondas pueden dividirse en tres categorías (OMM, 1975):

- a) errores sistemáticos característicos del tipo de radiosonda en general;
- b) error de sonda, que representa la variación en los errores que persisten a través de espesas capas en la vertical para determinado tipo de radiosonda de un vuelo al siguiente;
- c) errores aleatorios en las distintas observaciones, que producen la dispersión superpuesta en el error de sonda a lo largo de una ascensión.

Todavía sigue siendo difícil comparar los datos de las radiosondas con referencias absolutas. Pero las mediciones efectuadas con radares de seguimiento de alta precisión permiten cuantificar los errores sistemáticos en las mediciones de altura geopotencial en pruebas especiales. Esos resultados pueden utilizarse luego para conocer los errores sistemáticos en las mediciones del sensor de presión de la radiosonda, pues es sabido que los errores en las mediciones de la temperatura son relativamente pequeños.

La mayoría de las mejores radiosondas modernas miden temperaturas durante la noche que se sitúan entre $\pm 0,3$ K (OMM, 1994a). Por eso, durante la noche se pueden identificar errores sistemáticos que apartan las mediciones por radiosondas de este consenso. Aún no es posible efectuar comparaciones de temperatura durante el día con la misma certidumbre. Sin embargo, la nueva técnica NASA-ATM de tres termistores ofrece un medio de realizar mediciones diurnas (Schmidlin, Sang Lee y Ranganayakama, 1995).

Las mediciones de la humedad relativa pueden verificarse con humedades elevadas cuando las radiosondas pasan a través de nubes a temperaturas más altas de 0°C . La estructura vertical en la humedad relativa comunicada por las radiosondas, incluida la presencia de capas muy secas, puede validarse mediante comparaciones con mediciones de lidar Raman.

En la mayor parte de las pruebas de comparaciones de radiosondas, los resultados de un diseño de radiosonda se contrastan con los de otro para tener una estimación de sus diferencias sistemáticas. Los valores del error de sonda y de los errores aleatorios pueden estimarse normalmente con el método apropiado para calcular las desviaciones típicas de las diferencias entre los dos tipos de radiosondas. Las más amplias series de pruebas de comparaciones realizadas desde 1984 han sido las de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM, (OMM, 1987; 1991; 1996b). En las secciones siguientes se mencionan los resultados de esas pruebas y de otras sometidas a las mismas normas en Estados Unidos, Reino Unido y Suiza.

12.8.1.2 FUENTES DE ERROR DISTINTAS DEL DISEÑO DEL SENSOR, LA CALIBRACIÓN Y LA EXPOSICIÓN

Es sumamente importante verificar cuidadosamente las radiosondas antes del vuelo, pues los errores en los valores de medición para controlar los datos utilizados en el ajuste de las calibraciones pueden producir importantes errores en las mediciones hechas durante la ascensión. También hay que evitar los errores de observación en los datos de superficie obtenidos a partir de un abrigo estándar e incluidos luego en el mensaje de la radiosonda. Si se produce un error en la presión de superficie, afectará a todas las alturas geopotenciales calculadas. Por la misma razón, es importante que la observación de la presión en superficie corresponda a la altura oficial de la estación.

Los errores aleatorios en las mediciones con radiosondas modernas son ahora generalmente pequeños. Esto se debe al mejoramiento del equipo electrónico y de multiplexión, a los enlaces de teledatada de los datos más seguros en la estación terrestre, y al tratamiento automático de datos fiable en esa estación. De ahí que los errores aleatorios sean normalmente menos importantes que los errores sistemáticos en las radiosondas, y que la variación en el rendimiento y la calibración del sensor entre un vuelo y otro (error de sonda). Pero los

errores aleatorios pueden resultar considerables si durante el vuelo se produce un fallo parcial de la radiosonda, hay interferencia causada por otra radiosonda que utilice una frecuencia de transmisión similar, o si las radiosondas se encuentran a grandes distancias oblicuas y bajas alturas incompatibles con la especificación del receptor y las antenas del sistema terrestre.

Por eso, los errores en las mediciones por radiosondas pueden no deberse sólo al diseño del sensor de la radiosonda y a problemas de calibración durante la fabricación, sino también a problemas de recepción de la señal de la radiosonda en tierra y a las repercusiones sobre el procesamiento de datos subsiguiente. Cuando la recepción de la señal es deficiente, el programa de tratamiento de datos interpola muchas veces valores entre las mediciones ocasionales consideradas válidas. En tales casos, es fundamental que el operador conozca la cantidad de interpolación de datos que se produce. La calidad de los datos puede ser tan mala que deba ponerse fin al vuelo y lanzarse otra radiosonda.

Los errores de programación en sistemas automáticos se producen muchas veces en circunstancias especiales que resultan difícil conocer sin una amplia experimentación. Normalmente, los errores se deben a la omisión por inadvertencia de una rutina necesaria en una situación especial o a una combinación de acontecimientos que un operador especializado trata en general instintivamente.

12.8.2 Errores relacionados con la presión

A partir de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM de tipos seleccionados, y de pruebas asociadas en las que se han utilizado radares para comprobar el rendimiento del sensor barométrico, se han estimado los errores sistemáticos y el error de sonda (variación de un vuelo a otro a 2 desviaciones estándar). Los resultados se muestran en el Cuadro 12.6. La gama de valores en los errores sistemáticos representa generalmente la extensión de los resultados de varias pruebas. Sin embargo, en esos casos, cuando se realiza una prueba sin un radar para la comprobación cruzada del rendimiento del sensor barométrico, ésta puede no ser más que un indicio de incertidumbre en la estimación de los errores.

Las cápsulas aneroides pueden alterar la calibración a menos que se hayan aclimatado debidamente sometiéndolas a numerosos ciclos de presión en su gama de trabajo antes de utilizarlas. Las correcciones de programación aplicadas durante el procesamiento de los datos, pero basadas en lecturas de control en tierra antes del lanzamiento, ayudan a reducir esos errores. No obstante, en las correcciones basadas en las verificaciones en tierra se sigue una norma de corrección de errores fija en toda la gama de trabajo. En la práctica, las diferencias en la calibración del sensor barométrico pueden ser más variables en la gama de trabajo. Así se ha observado en el caso de un sistema muy utilizado en el cual en las correcciones de programación sólo se elimina

aproximadamente la mitad de la variación observada en las verificaciones de control en tierra antes del vuelo.

Los errores de histéresis durante la ascensión deben eliminarse en gran parte por calibración, pero resultan importantes si se utilizan las observaciones hechas durante el descenso, en cuyo caso hay que aplicar las correcciones apropiadas. Los errores debidos a los efectos reactivos en las articulaciones mecánicas deben reducirse en la mayor medida posible. Si el instrumento de presión no está a la temperatura adecuada se producirán errores sistemáticos al aplicar las correcciones de temperatura.

Los sistemas de aneroides básicos representados en el Cuadro 12.6 son RU RS3 (transductor inductivo), VIZ 1392 (baroconmutador), Philips RS4 (baroconmutador), Meisei RS2-80 (baroconmutador) y China SMG (enlace mecánico con la radiosonda que transmite en código). En las radiosondas Meisei, en Japón, se han realizado las verificaciones más completas en tierra antes del vuelo, lo que parece haber conducido a errores sistemáticos más pequeños. Los errores sistemáticos en todos los sensores aneroides no siempre fueron pequeños debido a diversas razones, incluidas calibraciones en fábrica deficientes, dificultades en la verificación en tierra de ciertos tipos de radiosondas, y una compensación de la temperatura inadecuada durante la ascensión. Los errores de sonda con respecto a la presión variaron generalmente entre 1 y 4 hPa. Las evidencias derivadas de comparaciones con los datos sobre alturas obtenidos por radar indican que las radiosondas anteriores, con un tipo de sensor similar, producían errores mayores que los mostrados aquí.

Todas las radiosondas Vaisala RS80, VIZ MkII, AIR Intellisonde y Meisei RS2-91 tienen sensores aneroides capacitivos, pero difieren en el diseño. Los errores de sonda de los aneroides capacitivos son mucho menores que en el caso de los otros tipos de aneroides, y los valores son normalmente inferiores a 1 hPa en todas las presiones. Sin embargo, las cápsulas aneroides capacitivas muestran importantes errores sistemáticos, sobre todo cuando varía la temperatura interna de la radiosonda, y los gradientes de temperatura se desarrollan a lo largo del sensor y su equipo electrónico asociado. El error sistemático resultante puede ser mayor que la variación de un vuelo a otro en el rendimiento del sensor. El error sistemático con aneroides capacitivos no es en general superior a $\pm 1,5$ hPa con altas presiones y a $\pm 1,0$ hPa con presiones muy bajas. Pero los errores pueden ser más importantes si los sensores de presión experimentan un choque térmico muy fuerte en el momento del lanzamiento. Esto puede ocurrir en condiciones polares, si no se ha aclimatado la radiosonda a las condiciones externas antes de lanzarla.

Los errores del sistema ruso que se muestran en el Cuadro 12.6 corresponden a las mediciones de presión deducidas de datos de alturas obtenidas por radares secundarios, y no de mediciones del sensor barométrico. Los radares rusos comparados se encontraban en óptimo estado de reparación. Las mediciones suizas SRS-400 indican que el rendimiento se ha logrado utilizando un hipsómetro de vapor de agua. Tanto los sistemas ruso como suizo son mucho más seguros en presiones bajas que en presiones altas.

CUADRO 12.6

Estimaciones del error sistemático y del error de radiosonda (de un vuelo a otro) en la presión de los sistemas de radiosonda seleccionados a partir de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM y pruebas asociadas

<i>Tipo de radiosonda</i>	<i>Error del sistema a 850 hPa (hPa)</i>	<i>Error del sistema a 100 hPa (hPa)</i>	<i>Error del sistema a 10 hPa (hPa)</i>	<i>Error de sonda a 850 hPa (hPa)</i>	<i>Error de sonda a 100 hPa (hPa)</i>	<i>Error de sonda a 10 hPa (hPa)</i>
Vaisala RS80	1,0 a 0,5	-1 a -0,5	-0,5 a 0	1	0,6	0,4
VIZ MkII	0 a 1	0,7 a 1,1	0,3 a 0,7	1	0,6	0,4
Meisei RS2-91	0,2 a 1	-0,1 a 0,5	-0,2 a 0,2	1	0,6	0,6
AIR Intellisonde	0,2 a 1	0,3 a 1,3	-0,2 a 1,2	1	0,6	0,4
RU RS3	-0,6 a 0	-0,7 a -0,2	-1 a -0,1	1,4	1,6	2
VIZ 1392	-0,1 a 0,5	-0,5 a 0,1	-0,5 a -0,2	3,6	1,6	1
Philips RS4	2,2	3,2	2,2	3,6	2,8	2
Meisei RS2-80	-0,5 a 0,3	0 a 0,6	-0,2 a 0,2	2	0,8	0,4
China SMG	-3,3 a -1,8	-2,5 a -0,8	-1,3 a 0,5	5	3	2,6
Rusia MRZ	-1,5 a -0,5	-1,2 a -0,8	0 a 0,2	7	3,5	0,5
Suiza SRS-400	1 a 1,5	0,5 a 0,7	0,1 a 0,2	1,6	1	0,2

Las consecuencias de los errores de presión que se indican en el Cuadro 12.6 sobre temperaturas comunicadas pueden juzgarse teniendo en cuenta que un error de presión de 1 hPa produce un error de temperatura por término medio de -0,1 K a 900 hPa, -0,3 K en la troposfera alta (a 200 hPa en los trópicos), ±0,5 K a 30 hPa (variable entre las condiciones de verano y de invierno a unos 55°N) y hasta 1 K, por lo menos, en la mayoría de los casos a 10 hPa.

12.8.3 Errores relacionados con la temperatura

12.8.3.1 CALIBRACIÓN

En el Cuadro 12.7 se resume el rendimiento relativo de los sensores de temperatura de noche, en las mediciones efectuadas en la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM y pruebas asociadas. Los resultados representan el rendimiento típico promediado de, al menos 15 vuelos de prueba. Las mediciones con el tipo de radiosonda NASA-ATM de 3 termistores, en las que se utilizan termistores de varilla calibrados por VIZ Inc., se han empleado como referencia arbitraria. La precisión absoluta de esta referencia es probablemente de unos ±0,2 K. Cuando se atribuye a un tipo de sensor

una gama de errores sistemáticos, esa gama representa la extensión en la diferencia sistemática observada en cierto número de pruebas realizadas entre 1984 y 1995.

Los errores en la calibración del sensor de temperatura durante una ascensión pueden deberse a errores de calibración en fábrica. También pueden producirse variaciones en el sensor o en los contactos eléctricos del sensor, e inestabilidades en el sistema del transductor de la radiosonda y referencias durante el almacenamiento, o durante la ascensión. Por lo general la desviación del sensor o del transductor durante el almacenamiento puede corregirse parcialmente, durante el tratamiento de los datos, mediante ajustes basados en verificaciones en tierra antes del vuelo. Se espera que las diferencias del Cuadro 12.7 entre sensores aluminizados o de alambre (es decir, Vaisala RS80 sin corrección de programación, Meisei RS2-91, RU RS3 y Suiza SRS-400) y la referencia se deba meramente a errores de calibración o a pequeñas inestabilidades en las conexiones eléctricas con los sensores.

En el Cuadro 12.7 figuran solamente errores de sonda para presiones de 30 hPa y 10 hPa, puesto que en los sensores de temperatura más modernos los errores de sonda presentan pocas variaciones entre la superficie y 30 hPa.

CUADRO 12.7

Estimaciones del error sistemático y de sonda (2 desviaciones estándar) para sensores de temperaturas seleccionadas de noche a partir de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM y pruebas asociadas (utilizando el rendimiento de la referencia del tipo NASA-ATM de 3 termistores como referencia arbitraria para estimaciones del error sistemático)

Sensor de temperatura	Error del sistema a 300 hPa (K)	Error del sistema a 100 hPa (K)	Error del sistema a 30 hPa (K)	Error del sistema a 10 hPa (K)	Error de sonda a 30 hPa (K)	Error de sonda a 10 hPa (K)
Termocapacitor aluminizado Vaisala RS80	0,2 a 0,5‡ 0,2 a 0,5* 0,9 a 1,2†	0,2 a 0,5‡ 0,2 a 0,5* 1,0 a 1,3†	0,2 a 0,5‡ 0,5 a 0,8* 1,0 a 1,3†	0,3 a 0,8 0,7 a 1,2* 1 a 1,5†	0,2	0,4
Termistor de varilla, pintura blanca VIZ	-0,3 a 0,2	-0,4 a 0,3	-0,7 to 0,3	-2,2 a -0,6	0,4	0,6
NASA-ATM 3 termistores, calibración VIZ	referencia (arbitraria)	referencia (arbitraria)	referencia (arbitraria)	referencia (arbitraria)	0,2	0,2
Termistor de varilla pequeño, pintura blanca, Meisei RS2-80	-0,1	0,1	-0,5	-1,2	0,3	0,6
Termistor de varilla pequeño, aluminizado, Meisei RS2-91	0,1	0,1	-0,1	-0,1	0,2	0,3
Termistor de varilla, pintura blanca, Rusia, MRZ	0,2	0,2	-0,3	-0,8	1	1
Alambre de tungsteno, IRU RS3	-0,1 a -0,3	-0,1 a -0,3	-0,1 a -0,3	-0,1 a -0,3	0,2	0,4
Termopar, Suiza, SRS-400	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	0,3	0,5
Espiral bimetalico + protección contra radiación, China SMG	0,2	0,2	-0,3	-1,8	0,8	2

‡ Temperaturas del RS80 no modificadas durante el proceso de datos, como en el esquema de corrección V93.

* Temperaturas del RS80 modificadas durante el proceso de datos, utilizando el esquema de corrección V86.

† Temperaturas del RS80 modificadas durante el proceso de datos, utilizando el esquema de corrección V80.

12.8.3.2 INERCIA TÉRMICA

La mayoría de los sensores de temperatura de radiosondas utilizados actualmente (excepto los de resistencia de alambre, los termopares y las variables de termistor o termocapacitor muy pequeños) tienen constantes de tiempo de respuesta suficientemente grandes para que resulte necesario efectuar correcciones cuando se requiere una precisión óptima. Los errores de inercia térmica ϵ_{τ} para una velocidad de ascensión V en un gradiente de temperatura uniforme dT/dz vendrá dado, para un sensor con una constante de tiempo de respuesta τ , por la expresión:

$$\epsilon_{\tau} = -\tau \cdot V \cdot dT/dz \quad (12.8)$$

En la troposfera baja, $V \cdot dT/dz$ es con frecuencia del orden de $-0,03 \text{ K s}^{-1}$, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 3 s conducirá a errores de inercia del orden de 0,1 K. En la troposfera alta, $V \cdot dT/dz$ es con frecuencia de unos $-0,05 \text{ K s}^{-1}$, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 5 s conducirá a errores de inercia del orden de 0,25 K. A presiones mucho más bajas, cerca de 10 hPa, $V \cdot dT/dz$ en una capa de 1 km de espesor puede ser de $0,015 \text{ K s}^{-1}$, aproximadamente, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 18 s para el sensor de temperatura conducirá a errores de inercia en la temperatura de la capa media del orden de -0,3 K. En fuertes inversiones de temperatura, los gradientes de temperatura pueden ser superiores a 4 K por 100 m. Entonces, para períodos breves durante una ascensión, los errores de temperatura pueden ser mucho mayores que los valores citados anteriormente para las capas de 1 km de espesor.

Las constantes de tiempo de respuesta utilizadas en los ejemplos anteriores son características de sensores de radiosondas muy utilizados. Los sensores bimetálicos y los termistores empleados por Rusia en la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM tienen constantes de tiempo de respuesta que pueden duplicar al menos las constantes de aquellos.

12.8.3.3 INTERCAMBIO TÉRMICO RADIATIVO EN EL INFRARROJO

Muchas pinturas blancas utilizadas en los sensores de radiosondas tienen una emisividad relativamente alta en el infrarrojo ($> 0,8$). Por tanto, el intercambio térmico con el fondo del infrarrojo puede producir errores significativos en las mediciones de temperatura. El flujo en el infrarrojo ascendente que incide sobre el sensor se compone de la emisión desde la superficie y de las capas atmosféricas por debajo de la radiosonda. El flujo en el infrarrojo descendente es con frecuencia mucho menor, y se compone de la emisión atmosférica desde las capas por encima de la radiosonda. Los flujos en el infrarrojo cambian a medida que asciende la radiosonda. Para una estructura de temperatura vertical dada, los flujos en el infrarrojo también varían notablemente de un vuelo a otro, según la presencia de nubes en las proximidades de la ascensión.

Si la radiación infrarroja emitida por el sensor se equilibra con la absorción de los flujos en el infrarrojo procedentes del entorno atmosférico, el sensor se encuentra en un equilibrio radiativo, y proporcionará una lectura correcta. Cuando hay poca nubosidad, las temperaturas de equilibrio disminuyen al ascender la radiosonda. En la estratosfera, las temperaturas de equilibrio radiativo son con frecuencia de unos -60°C con poca nubosidad en capas altas y medias, si bien los valores precisos varían con la temperatura de la superficie, el estado de ésta y la humedad en la troposfera. Por lo tanto, cuando las temperaturas en la estratosfera se aproximan a -60°C , los errores en el infrarrojo son normalmente reducidos.

Los errores en el infrarrojo afectan a las observaciones diurnas y nocturnas, si bien los ejemplos considerados aquí se limitan a las mediciones nocturnas para facilitar la identificación de los errores. Los errores sistemáticos en los promedios climatológicos en los termistores pintados de blanco dependen de la temperatura media del aire, y por tanto varían con la latitud y la nubosidad media en las redes nacionales más extensas. Los efectos de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo durante la noche pueden verse en las mediciones de los termistores VIZ, Meisei RS2-80 y del ruso en el Cuadro 12.7. A presiones altas, esos sensores dan temperaturas próximas a la referencia, pero a presiones bajas las temperaturas comunicadas son mucho más frías. Con presiones inferiores a 30 hPa en las pruebas consideradas, la temperatura del equilibrio de radiación durante la noche fue normalmente muy inferior a las temperaturas atmosféricas reales. Por lo tanto, la radiación infrarroja emitida por el sensor de temperatura era superior a la radiación infrarroja absorbida por el sensor procedente del entorno atmosférico y del sensor enfriado a una temperatura inferior a la verdadera.

Cuando las temperaturas atmosféricas son muy bajas, la temperatura del equilibrio de radiación durante la noche puede ser más alta que la temperatura atmosférica. El sensor de temperatura emite menos radiación de la que absorbe del entorno atmosférico, y el sensor da lecturas superiores a la verdadera. En los trópicos cabe esperar errores positivos de al menos 0,5 K cuando las temperaturas caen por debajo de -80°C en capas que rodean a la tropopausa, especialmente cuando la nubosidad en altitud es escasa. En pruebas realizadas en las Islas Británicas se observaron errores de temperatura positivos mayores de 0,5 K a presiones inferiores a 30 hPa en vuelos donde las temperaturas del aire eran más bajas de -75°C . Sensores similares dieron errores de alrededor de -1,7 K a 10 hPa para temperaturas de -40°C a 10 hPa.

En el Cuadro 12.7 se muestra que los termistores de varilla pintados de blanco sufrían más variación en los errores sistemáticos durante la noche y mayores errores de sonda que los sensores Vaisala RS80 y RU RS3. Esto se debió fundamentalmente a la variación en los errores de intercambio térmico en el infrarrojo de una prueba a otra, más bien que a mayores variaciones en las

calibraciones en fábrica del VIZ. Los errores en los termistores de varilla pintados de blanco variaron en hasta 0,5 K debido a los cambios en las nubes altas, en una prueba realizada en el Reino Unido, en que la estructura de la temperatura atmosférica presentó una pequeña variación con el tiempo, (OMM, 1994a). El entorno infrarrojo varía tanto de un vuelo a otro con la nubosidad y la temperatura de superficie que es sumamente difícil corregir los errores en un vuelo determinado sin un modelo completo de transferencia radiativa. Durante muchos años se aplicó una corrección en la programación durante el proceso de los datos de noche, para corregir errores en el infrarrojo en la radiosonda Vaisala RS80. Lamentablemente, el sensor de temperatura tenía poca emisividad en el infrarrojo, y pequeños errores en ese espectro. Se utilizaron mucho dos métodos de corrección (véanse las notas del Cuadro 12.7), pero en ambos casos la programación dio como resultado un error positivo en las temperaturas nocturnas.

El intercambio térmico en el infrarrojo influye también en las mediciones con sensores montados en conductos o blindajes contra la radiación cuando las superficies internas de los conductos están pintadas de negro. Las superficies negras de los conductos se enfrían o calientan por la radiación infrarroja en forma similar a los sensores pintados de blanco descritos anteriormente. La temperatura del aire que pasa a través del conducto se altera por el contacto con las superficies negras. Parte de ese aire pasa luego sobre el sensor de temperatura. El error de temperatura resultante parece ser de un indicio y magnitud similares a los errores de los termistores de varilla pintados de blanco (véanse, por ejemplo, los errores del sensor bimetálico para China SMG, en el Cuadro 12.7).

12.8.3.4 CALENTAMIENTO DEBIDO A LA RADIACIÓN SOLAR

Todos los sensores de temperatura de las radiosondas tienen errores de calentamiento en los vuelos diurnos causados por la radiación solar incidente. En la práctica no se han conseguido blindajes contra la radiación ni revestimientos reflectantes totalmente eficaces. Por eso, hay que tener en cuenta los errores sistemáticos debidos a la radiación solar que llega al sensor directamente o después de múltiples reflexiones en un blindaje contra la radiación. En la mayoría de los sistemas modernos, durante el proceso de datos se aplican correcciones de la programación para compensar el calentamiento. Esos sistemas de corrección se derivan habitualmente de investigaciones especiales sobre las diferencias de temperatura entre el día y la noche (tomando en consideración la verdadera variación diurna de la temperatura debida a corrientes atmosféricas) y de modelos de calentamiento solar. La corrección se expresa luego en función de la elevación solar durante la ascensión. En la corrección se pueden tener también en cuenta las tasas reales de ascensión, pues los errores de ventilación y calentamiento varían si la velocidad de la ascensión

difiere de las condiciones de prueba normales. Con bajas elevaciones solares (menos de 10°) los errores de calentamiento son sumamente sensibles a las variaciones en la elevación solar. Por eso, si en la programación de la corrección no se actualiza la elevación solar durante el vuelo se producirán errores significativos en la corrección de los vuelos durante el amanecer o el ocaso.

Un sistema de corrección sencillo sólo funcionará eficazmente en determinadas condiciones de nubosidad y superficie, y no proporcionará una corrección adecuada en todas las condiciones de vuelo que puedan presentarse. Por ejemplo, en numerosas ascensiones desde emplazamientos costeros, la radiosonda se adentra en el mar. Con cielo despejado, el bajo albedo en la superficie del mar reducirá la radiación solar retrodifundida en un factor de dos o tres, en comparación con las condiciones atmosféricas medias durante el vuelo. En tales circunstancias, las correcciones de la programación sobre la base de condiciones medias serán demasiado grandes, es decir de por lo menos el 20 por ciento. Por otro lado, en las ascensiones sobre altas nubes espesas con un albedo muy alto, la retrodifusión puede ser más grande de lo habitual, y en la corrección de la programación se subestimaré la corrección requerida.

En el Cuadro 12.8 figura un panorama de los errores de día y de noche de los tipos de radiosondas más utilizados. No se trata de los valores empleados en los sistemas de corrección de la programación ni de los valores reales derivados en pruebas de comparaciones de radiosondas, que comprenden las comparaciones con mediciones de la radiosonda NASA-ATM de 3 termistores. Los valores reales con referencia a las mediciones de la NASA tienen probablemente una precisión de $\pm 0,2$ K en presiones altas, y de $\pm 0,3$ K en las presiones más bajas.

En los sistemas de corrección de programación normalizados descritos anteriormente se prevé una incertidumbre de ± 20 por ciento. Eso se debe a la posible variación en la radiación retrodifundida causada por cambios en el albedo de las nubes y de la superficie. La incertidumbre asociada en los errores sistemáticos de temperaturas corregidos para tener en cuenta el calentamiento solar será de al menos $\pm 0,2$ K a 100 hPa, y al menos de $\pm 0,5$ K a 10 hPa para la mayoría de los sensores que figuran en el Cuadro 12.8. Dentro de pocos años tal vez se pueda disponer de sensores con un calentamiento solar dos o tres veces inferior al de los mejores sensores del Cuadro 12.8. Esto se logrará produciendo sensores más pequeños con una respuesta más rápida, conservando al mismo tiempo la reducida absorcividad del espectro visible de los sensores actuales.

Las correcciones requeridas en los sistemas ruso y chino a bajas presiones son mucho mayores que en los otros sistemas. Muchos de los tipos de radiosondas utilizados antes de 1980 tenían características de error similares al sensor chino. Los mayores errores de

CUADRO 12.8

Diferencias de temperatura diurna y nocturna para tipos de sensores de radiosondas seleccionados, y estimaciones de errores de temperatura de sonda durante el día (2 desviaciones estándar) con elevaciones solares superiores a 20°

<i>Sensor de temperatura</i>	<i>Diferencias día/noche del sistema a 300 kPa (K)</i>	<i>Diferencias día/noche del sistema a 100 kPa (K)</i>	<i>Diferencias día/noche del sistema a 30 kPa (K)</i>	<i>Diferencias día/noche del sistema a 10 kPa (K)</i>	<i>Error de sonda diurno a 30 kPa (K)</i>	<i>Error de sonda diurno a 10 kPa (K)</i>
Termocapacitor, aluminizado Vaisala RS80	0,9	1,3	2,2	2,8*	0,6	1
†Termistor de varilla, pintura blanca VIZ	0,4	1	1,6	2,5	0,8	1,2
Termistor de varilla pequeño, aluminizado, Meisei RS2-80	0,3*	0,8*	1,6*	2,3*	0,8	1,1
Termistor de varilla pequeño, aluminizado, Meisei RS2-91	0,6*	1,3*	2,0*	2,5*	0,9	1,3
Termistor de varilla, pintura blanca, Rusia, MRZ	1*	1,8*	3,3	5,1	1,2	1,4
Alambre de tungsteno, RU RS3	0,4	0,9	1,7	2,6	0,5	0,8
†Termopar, Suiza, SRS-400	0,4	0,9	1,4	1,8	0,6	0,8
Espiral bimetalico, y protección contra la radiación, China SMG	0,8*	1,3*	3,4*	9,9*	1,4	3

† En las mediciones no se corrige normalmente la programación antes de la entrega a los usuarios, mayo de 1996.

* Indica valores utilizados en el sistema de corrección de la programación durante la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM; otros valores estimados corresponden a comparaciones directas con mediciones de la radiosonda NASA-ATM de 3 termistores.

calentamiento en las radiosondas antiguas se debían al uso de sensores y soportes con una absorción más elevada en las longitudes de onda en el espectro visible que en la mayoría de los sensores modernos. Por tal razón, esos sensores más antiguos necesitaban blindajes contra la radiación. Durante la ascensión, las radiosondas giran y rotan como un péndulo suspendido al globo, por lo que el aire calentado por contacto con los soportes del sensor, las superficies internas de los blindajes contra la radiación, o el cuerpo de la radiosonda, pasa de vez en cuando sobre el sensor montado en el blindaje contra la radiación. Ese calentamiento indirecto aumenta rápidamente con la disminución de la presión en la estratosfera.

El calentamiento solar de la mayoría de los sensores (exceptuados los sensores de alambre de tungsteno y termopares del Cuadro 12.8) también varía notablemente con la orientación del sensor con respecto al sol. Las variaciones en la orientación de un vuelo a otro, así como las variaciones en la radiación retrodifundida de un vuelo a otro producen errores de sonda mayores durante el día que durante la noche en todas las radiosondas.

12.8.3.5 CAPA DE HIELO Y DE AGUA EN EL SENSOR

Otra fuente de error de temperatura es la formación de una capa de agua o de hielo en el sensor, lo que origina un enfriamiento sicrométrico (por el efecto del bulbo húmedo) del sensor de temperatura, cuando la humedad relativa atmosférica desciende a menos de 100 por ciento avanzada la ascensión. Si el sensor tiende a juntar agua o hielo, en lugar de eliminar rápidamente la precipitación, pueden alterarse grandes partes de las mediciones de la temperatura durante la ascensión. De noche, cuando hay un revestimiento de hielo, el sensor aluminizado actúa como un sensor pintado de negro en el infrarrojo, lo que entraña un gran enfriamiento a bajas presiones en condiciones normales.

Además, si el agua depositada en el sensor se congela cuando el sensor penetra en un aire más frío, el calor latente liberado aumentará la temperatura hacia 0°C. Si en un sensor se forma una película de hielo, y pasa a una capa más caliente, la temperatura no aumentará por encima de 0°C hasta que se funda el hielo. Por eso, las capas isotérmicas comunicadas cerca de 0°C en condiciones de humedad deben tratarse con cierta cautela.

12.8.4 Errores relacionados con la humedad relativa

12.8.4.1 CALIBRACIÓN

Los errores en las mediciones de la humedad relativa pueden deberse a cambios en la calibración durante el almacenamiento. Este problema probablemente sea más agudo con sensores de humedad relativa que con sensores de temperatura o de presión. Es indispensable tener en cuenta las instrucciones del fabricante sobre el almacenamiento de los sensores y los preparativos para utilizarlos.

Durante la fabricación, la calibración de los distintos sensores sólo se realiza muchas veces en unos cuantos puntos de humedad relativa fijados previamente, y tal vez sólo a una temperatura (véase, por ejemplo, Wade, 1995). En muchos casos, la dependencia de la temperatura con respecto a la calibración del sensor no se verifica individualmente, o se hace por series, pero una vez más se supone que se siguen curvas determinadas en un limitado número de pruebas. Las calibraciones de los sensores varían con frecuencia en varios puntos porcentuales en la humedad relativa de una serie a otra, como puede verse por las mediciones en nubes a baja altura (Nash, Elms y Oakley, 1995). Esto puede deberse a procedimientos de calibración erróneos durante la fabricación; por ejemplo, el rendimiento real del sensor en determinada serie puede diferir de las curvas de calibración normalizadas ajustadas a las verificaciones de

humedad fijadas previamente. Por otro lado, puede deberse a la variación de la serie en la estabilidad de los sensores durante el almacenamiento.

En el Cuadro 12.9 se resumen las diferencias sistemáticas entre los sensores más utilizados experimentados en la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM. En Nash, Elms y Oakley (1995) pueden encontrarse resultados más detallados. Las comparaciones se han limitado a vuelos en los que las radiosondas no han pasado por nubes bajas. Los sensores no se han humedecido ni han sido contaminados por la precipitación. Los resultados mostrados aquí también se han limitado a vuelos de noche para eliminar las complicaciones debidas al calentamiento solar.

Las comparaciones del Cuadro 12.9 se han limitado a temperaturas superiores a -20°C . En este caso, las constantes de tiempo de respuesta del capacitor de película delgada y del higristor de carbón son similares y suficientemente rápidas para evitar errores sistemáticos significativos debidos a la lenta respuesta del sensor. Los instrumentos de piel de batidor de oro y cloruro de litio pueden responder razonablemente bien a la rápida variación de la humedad relativa a esas temperaturas, aunque la lentísima respuesta del sensor con mucha y poca humedad contribuye a las diferencias sistemáticas que se muestran en el Cuadro 12.9.

El rendimiento del Vaisala RS80 A-Humicap se utilizó como una referencia arbitraria para vincular las pruebas del Cuadro 12.9. Se ha supuesto una distribución de

CUADRO 12.9

Diferencias sistemáticas y error de sonda durante la noche (2 desviaciones estándar) en varios sensores de humedad relativa (excluidas las ascensiones a través de nubes bajas) para temperaturas superiores a -20°C , tomados de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM y otras pruebas asociadas
(La referencia se basa en un patrón de error hipotético para mediciones con el Vaisala RS80 A-Humicap)

Sensor de humedad	Diferencias sistemáticas (80-90 por ciento H.R.) (% H.R.)	Diferencias sistemáticas (40-60 por ciento H.R.) (% H.R.)	Diferencias sistemáticas (10-20 por ciento H.R.) (% H.R.)	Error de sonda (80-90 por ciento H.R.) (% H.R.)	Error de sonda (40-60 por ciento H.R.) (% H.R.)	Error de sonda (10-20 por ciento H.R.) (% H.R.)
Capacitor de película delgada, Vaisala RS80, A-Humicap	-2 (supuesta)	-1 (supuesta)	0 (supuesta)	6	6	4
Capacitor de película delgada, Vaisala RS80, H-Humicap	-1	0	0	6	6	4
Capacitor de película delgada, Meisei RS2-91	-9	1	-4	8	6	4
Higristor de carbón, VIZ MkII	6	0	5	8	8	12
Higristor de carbón, Meisei RS2-80	-8	-4	9	8	6	8
Higristor de carbón, VIZ 1392	4	-3	10	8	8	12
Sensor de piel de batidor de oro, Russia + UK	-8	-1	7	12	18	16
Cloruro de litio, India, MK III, 1985	-7	-7	12	20	20	22

errores para el sensor, basada en las pruebas de laboratorio de un limitado número de sensores y una calidad de medición operativa en nubes bajas. Sería erróneo pensar que el rendimiento medio supuesto para la referencia arbitraria se aproxima en más de ± 3 por ciento de humedad relativa a los errores absolutos reales de las mediciones con radiosondas. El sensor H-Humicap es más moderno y se espera tenga una mejor estabilidad de calibración a largo plazo cuando esté expuesto a humedad elevada.

El higristor de carbón VIZ MkII es un sensor más pequeño que el higristor de carbón utilizado en la radiosonda VIZ 1392. Los dos sensores utilizan algoritmos diferentes para describir la calibración, según sale de fábrica.

Los resultados del Cuadro 12.9 indican que para varios sensores se uso generalizado hay que revisar las curvas de calibración típicas utilizadas durante muchos años, en particular con mucha y poca humedad (véase también Garand y otros, 1992). Se están revisando muchos algoritmos empleados para describir el rendimiento del sensor (véase, por ejemplo, Wade, 1994), puesto que el proceso automático de datos permite emplear algoritmos más complejos para representar la calibración del sensor. En el caso del capacitor de película delgada Meisei, el reducido error con una elevada humedad relativa se debe, según se ha visto posteriormente, a un cambio en la calibración del sensor durante el almacenamiento.

La precisión de calibración con mucha humedad es esencial para los usuarios que desean introducir información sobre las radiosondas en modelos de predicción meteorológica numérica. La precisión de la calibración con baja humedad relativa reviste la mayor importancia para la investigación climatológica y científica. La calibración de los sensores se ha examinado también pormenorizadamente en la Comparación de Sensores de Humedad Relativa de Radiosondas de la OMM realizada en 1995 (pendiente de publicación).

Con el fin de obtener mediciones operativas de buena calidad, los operadores tienen que comprobar minuciosamente el rendimiento de los sensores de humedad relativa en la práctica, mientras se preparan para el lanzamiento. También deben llevar registros de la humedad relativa comunicada cuando las radiosondas pasan a través de capas de nubes a baja altura. Esta información tiene que comunicarse a los proveedores de manera que puedan tomarse medidas correctivas si la calibración del sensor es claramente deficiente con mucha humedad.

Frecuentemente, los errores de humedad en la sonda no son constantes a lo largo de toda la gama de humedad relativa. La calibración de sensores Vaisala usada durante el vuelo se ajusta mediante una verificación en tierra con humedad muy baja, inmediatamente antes del lanzamiento, por lo que las mediciones del sensor Vaisala son las más reproducibles de un vuelo a otro con baja humedad relativa. Por otra parte, los procedimientos de calibración con higrístores de carbón suelen dar una precisión óptima próxima al 30 por ciento de humedad relativa. Muchas veces, los errores de sonda

de los higrístores de carbón VIZ son mayores con una humedad relativa muy baja que con humedad media y alta. Los errores de sonda de sensores de cloruro de litio y piel de batidor de oro son mayores que los de los otros sensores, debido en parte a las lentas velocidades de respuesta y errores de histéresis que se consideran en la sección siguiente.

12.8.4.2 RESPUESTA LENTA E HISTÉRESIS DEL SENSOR

Como puede verse en el Cuadro 12.5, la velocidad de respuesta de casi todos los materiales de detección de la humedad es inferior a la óptima a bajas temperaturas en la troposfera superior. Con temperaturas más altas, las velocidades de respuesta de sensores como los de piel de batidor de oro y cloruro de litio son también demasiado lentas para evitar errores sistemáticos en capas secas o húmedas. Sin embargo, las lentas constantes de tiempo de respuesta tal vez comiencen solamente a introducir errores sistemáticos significativos en mediciones con capacitores de película delgada e higrístores de carbón a temperaturas inferiores a unos -20°C . La respuesta del higristor de carbón es sumamente lenta a temperaturas inferiores a -40°C .

Los capacitores de película delgada pueden coadyuvar a la capacidad de medición a temperaturas inferiores a -40°C , incluso si la fiabilidad de la calibración se deteriora hasta cierto punto a temperaturas más bajas. Por ejemplo, para una humedad relativa comprendida entre el 20 y el 60 por ciento, los sensores de capacitor de película delgada como los del tipo Vaisala H-Humicap a -50°C comunican valores de humedad relativa un 10 por ciento más altos que los sensores con capacitores de película delgada del tipo Vaisala A. Los mismos sensores coinciden en un pequeño porcentaje a temperaturas más altas (véase el Cuadro 12.9). La desviación típica de las diferencias entre las mediciones con los dos tipos de sensores a -50°C para esta gama de humedad relativa es aproximadamente del cuatro por ciento.

Como la humedad relativa puede alcanzar valores muy altos y disminuir luego a valores bajos varias veces durante una ascensión, la histéresis del sensor es también más problemática que con sensores de presión o temperatura. En muchos sensores, los errores de histéresis se limitan a un pequeño porcentaje de humedad relativa, pero los errores pueden ser mayores en el caso de un sensor como el de piel de batidor de oro. Los errores de histéresis se atenúan sólo parcialmente mediante una estabilización completa del sensor durante la fabricación.

12.8.4.3 DIFERENCIAS ENTRE LA TEMPERATURA DEL SENSOR Y LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA VERDADERA

El punto de rocío comunicado en el mensaje TEMP de una radiosonda se deriva de la presión del vapor de agua en determinado momento del vuelo. Esa presión del vapor de agua se obtiene normalmente multiplicando la presión de vapor saturada calculada a partir de la temperatura de la radiosonda proporcionada por la medición

de la humedad relativa. Si la temperatura del sensor de humedad relativa no corresponde a la temperatura comunicada por la radiosonda, el punto de rocío notificado es erróneo. Esto sucede tanto de día como de noche si la inercia térmica del sensor de humedad relativa es notablemente superior a la del sensor de temperatura. Si la temperatura del sensor es inferior a la temperatura atmosférica verdadera en 0,5 K a una temperatura próxima a 20°C, la humedad relativa comunicada por el sensor será del 97 por ciento aproximadamente de la humedad relativa verdadera. Esto dará un error de -1,5 para una humedad relativa del 50 por ciento. Cuando la temperatura disminuye a -10°C y luego a -30°C, la misma inercia térmica en el sensor provoca el descenso de la humedad relativa comunicada al 96 por ciento, y luego al 95 por ciento del valor verdadero.

Durante los vuelos diurnos, el calentamiento directo por la radiación solar también puede producir un notable calentamiento del sensor de humedad relativa. Además, el sensor puede resultar indirectamente calentado por el aire que ha pasado previamente sobre las cubiertas protectoras de contacto o las paredes del conducto calentadas directamente por la radiación solar. Brousides y Morrissey (1974) cuantificaron los errores que podían producirse con radiosondas VIZ. Cole y Miller (1995) investigaron los errores que podían ocurrir cuando se lanzaron radiosondas Vaisala RS80 desde abrigos deficientemente ventilados en las regiones tropicales.

Las diferencias diurnas entre las mediciones con el higristor de carbón y el capacitor de película delgada obtenidas en la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM se aproximaban mucho a los valores obtenidos de noche. Por consiguiente, en tanto que ambos tipos de sensores pueden tener algún error negativo causado por el calentamiento solar directo o indirecto del sensor de humedad relativa, los errores eran de magnitud similar en ambos tipos de sensores. El calentamiento solar de los sensores de piel de batidor de oro puede ser mayor. A temperaturas de unos -30°C, las mediciones con sensor de piel de batidor de oro durante el día (con referencia a los capacitores de película delgada) correspondían aproximadamente al 90 por ciento de los valores previstos de humedad relativa, aunque a temperaturas próximas a 0°C no pudieron identificarse claramente los efectos del calentamiento adicional.

12.8.4.4 HUMECTACIÓN O ENGELAMIENTO EN LAS NUBES

Cuando el rendimiento de los sensores de humedad relativa se compara después de pasar a través de nubes o niebla bajas (en cuyo caso los sensores de la temperatura externa se humedecen claramente), las diferencias sistemáticas entre las mediciones del sensor no se aproximan a las del Cuadro 12.9. En particular, las diferencias sistemáticas entre mediciones realizadas con el capacitor de película delgada Vaisala y el higristor de carbón VIZ con una humedad relativa de 0 a 70 por ciento aumentan al menos en un 10 por ciento la humedad relativa por

término medio (véase Nash, Elms y Oakley, 1995). Ambos tipos de sensores pueden tener errores adicionales en condiciones de humedad, aunque los mecanismos que causan los errores adicionales difieren bastante entre ambos tipos.

Los capacitores de película delgada Vaisala, junto con las cubiertas protectoras del sensor, normalmente sufren alguna contaminación en nubes bajas. Al salir de una nube en condiciones de fuerte engelamiento, los sensores pueden comunicar una humedad relativa de hasta el 30 por ciento. Los errores positivos debidos a la contaminación del sensor se sitúan normalmente en la gama del 1 al 20 por ciento de humedad relativa. En algunos casos, la contaminación puede durar sólo unos minutos, pero en otros puede seguir afectando a las mediciones en la estratosfera superior. Se espera que el calentamiento de los sensores durante la ascensión pueda eliminar la contaminación más rápidamente en sensores futuros.

Las calibraciones con el higristor de carbón VIZ no son muy estables cuando los sensores están expuestos a una elevada humedad relativa durante largos períodos de tiempo en el laboratorio. Si los sensores se humedecen durante la ascensión o están expuestos a condiciones de mucha humedad, con frecuencia la calibración cambia al salir de la nube. Debido al efecto de la variación de calibración, la humedad relativa comunicada durante el resto del vuelo desciende entre 1 y 15 por ciento, por término medio, en comparación con los informes de humedad relativa en condiciones secas.

De ahí que haya que tratar las mediciones de la humedad relativa en la atmósfera superior después de pasar el sensor a través de capas nubosas en la troposfera inferior con más cautela que en las mediciones realizadas en condiciones secas.

12.8.5 Errores relacionados en el software

Hay muchos errores u omisiones del software que pueden cometerse en un sistema terrestre de radiosondas. Se deben efectuar amplias pruebas antes de introducir la programación en el servicio operativo.

Los operadores de las estaciones de radiosondas deben mantenerse alerta a las indicaciones de resultados erróneos. Algunos errores pueden producirse sólo en determinadas circunstancias meteorológicas. En consecuencia, tal vez sea necesario reunir pruebas sobre numerosas ascensiones para que la naturaleza de los errores o de las omisiones sea evidente. Si se quiere que la detección de averías sea eficaz es esencial que el operador disponga de visualizaciones interactivas completas de datos, y que haya archivos también completos de la información recibida de radiosondas.

12.9 Comparación, calibración y mantenimiento

12.9.1 Comparaciones

La calidad global de las mediciones de la altura geopotencial realizadas con radiosondas operativas (y por

tanto las mediciones de temperatura promediadas a través de capas espesas) se comprueba comparando las alturas geopotenciales a presiones normalizadas con predicciones a corto plazo (seis horas) procedentes de modelos de predicción meteorológica numérica para el mismo lugar. Las estadísticas se resumen en medias mensuales utilizadas para identificar la calidad de mediciones inferiores a la norma, así como importantes cambios sistemáticos en el rendimiento de la radiosonda. El Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio, en Reading, es el principal centro designado actualmente por la Comisión de Sistemas Básicos para esta labor, pero otros centros nacionales de predicción pueden producir igualmente estadísticas similares.

Los errores aleatorios en las mediciones de la altura geopotencial (y por ende de la temperatura) también pueden identificarse en distintas estaciones mediante análisis de las variaciones en las series cronológicas de mediciones de altura geopotencial, a 100 hPa o presiones inferiores, en que la variabilidad atmosférica es normalmente pequeña de un día a otro. La compatibilidad entre los resultados obtenidos con este método y los de comparaciones con campos de predicción de corta duración figuran en OMM (1988a).

El rendimiento de las radiosondas o de sus sensores puede investigarse en el laboratorio con cámaras de prueba debidamente equipadas, en las que pueda controlarse la temperatura y la presión para simular condiciones de vuelo.

La mejor manera de realizar investigaciones detalladas sobre el rendimiento del sensor de temperatura, presión y humedad relativa en vuelo es utilizar pruebas de comparaciones de radiosondas, en que se lancen juntos en el mismo globo varios tipos de radiosondas. Al probar el desarrollo de una nueva radiosonda es aconsejable disponer al menos de otros dos tipos que sirvan para comparar el nuevo diseño. Las características de error de las otras radiosondas deberían haberse establecido en pruebas anteriores. Un emplazamiento ideal para las pruebas de comparación proporcionaría un método independiente de medir las alturas de las radiosondas durante el vuelo. Esto puede lograrse utilizando mediciones con un radar de gran precisión (o un aparato del sistema de posicionamiento mundial capaz de efectuar mediciones de altura precisas cuando vuela con las radiosondas). Una medición segura de la altura permite hacer estimaciones fiables del error sistemático en las mediciones del sensor barométrico. Esto constituye una ventaja, puesto que los errores sistemáticos de muchos sensores de presión utilizados ampliamente varían algo según las condiciones durante la ascensión, y también según la antigüedad de los sensores.

12.9.1.1 EVALUACIÓN DE LA CALIDAD UTILIZANDO PREDICCIONES A CORTO PLAZO

En los mejores modelos globales de predicción meteorológica numérica, el error aleatorio a corto plazo de la predicción (seis horas) en alturas geopotenciales de

100 hPa se sitúa entre 10 y 20 m en la mayoría de las regiones del mundo. Esos errores corresponden a un error de temperatura en la capa media desde la superficie hasta 100 hPa comprendido entre 0,15 y 0,3 K. Por lo tanto, la comparación con los campos de predicción proporciona una buena sensibilidad para la detección de los errores de sonda en temperatura, si esos errores son mayores de unos 0,3 K. Como referencia en esta comparación se utilizan campos de predicción en lugar de campos de análisis. Los campos de predicción ofrecen una referencia en la que influyen menos los errores sistemáticos en alturas geopotenciales de las mediciones por radiosondas en la zona que los campos de análisis meteorológicos. Sin embargo, los campos de predicción de seis horas tienen menos errores sistemáticos y no deben considerarse como referencia absoluta. La incertidumbre en el error sistemático del campo de predicción es al menos de ± 10 m a 100 hPa. Las diferencias sistemáticas de las predicciones a partir de las mediciones de determinada estación de radiosonda varían según los centros de predicción al menos en esta magnitud. Además, los errores sistemáticos en los campos de predicción pueden variar también con el tiempo en magnitudes similares, cuando se mejoran los modelos de predicción y las técnicas de asimilación de datos. Ahora bien, las comparaciones con los campos de predicción en los principales centros de control de las operaciones ofrecen claras indicaciones de las estaciones de radiosondas y tipos de radiosondas en cuyos informes figuran grandes errores sistemáticos. En OMM (1993b) se da el examen más reciente de los errores de radiosonda en la red global para alturas de hasta 30 hPa.

12.9.1.2 EVALUACIÓN DE LA CALIDAD UTILIZANDO SERIES CRONOLÓGICAS ATMOSFÉRICAS

Los errores aleatorios en las mediciones de radiosondas pueden estimarse a partir de series cronológicas de mediciones muy poco espaciadas de alturas geopotenciales, a niveles de presión en que dichas alturas sólo cambian lentamente con el tiempo. Los niveles de presión adecuados son 100, 50 ó 30 hPa. Para las observaciones de radiosondas efectuadas a intervalos de 12 horas, esto se logra calculando la diferencia entre la observación a +12 h y una interpolación lineal en el tiempo entre las observaciones a 0 y +24 h. Luego pueden calcularse nuevas diferencias incrementando los pasos de 24 horas a través de las series cronológicas. Después es posible estimar los errores aleatorios en las mediciones de radiosondas a partir de la desviación típica de las diferencias. Durante gran parte del año, este procedimiento es similar en sensibilidad a la comparación realizada con los campos de predicción. Una excepción a este respecto puede estar determinada por las condiciones invernales a latitudes medias y altas, en que las alturas geopotenciales a 100 hPa varían a veces muy rápidamente en un breve período.

Los valores medios de las diferencias de las series cronológicas pueden proporcionar información sobre las

diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura con radiosondas. En la interpretación de las diferencias entre el día y la noche hay que tener en cuenta la variación diaria real en la altura geopotencial, causada por corrientes diurnas y semidiurnas. Las diferencias reales entre el día y la noche en latitudes medias para alturas geopotenciales de 100 hPa pueden llegar a 30 m entre las observaciones a las 1800 y las 0600 hora local (Nash, 1984), en tanto que las diferencias entre el día y la noche en observaciones realizadas a las 1200 y las 0000 hora local se encuentran generalmente en la gama 0 ± 10 m.

En las distintas estaciones de radiosondas conviene llevar registros de la variación en las series cronológicas de mediciones de la altura geopotencial a 100 hPa y en el incremento de la altura geopotencial (100-30) hPa. De esta manera, los operadores pueden verificar si existen grandes anomalías en las mediciones durante la ascensión.

12.9.1.3 PRUEBAS DE COMPARACIONES DE RADIOSONDAS

Las pruebas de comparaciones de radiosondas permiten comparar independientemente, en función del tiempo, el rendimiento de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa en la radiosonda.

Las pruebas de laboratorio deben realizarse en instalaciones similares a las requeridas para la calibración detallada de las radiosondas por el fabricante. Estas pruebas pueden utilizarse para comprobar si la calibración de la radiosonda es adecuada; por ejemplo, el grado en que depende la calibración de la temperatura del sensor. Sin embargo, en el laboratorio es difícil simular condiciones atmosféricas reales para errores de radiación y humectación o englamamiento de los sensores. Como mejor se examinan los errores procedentes de esas fuentes es efectuando comparaciones durante las ascensiones reales.

En las comparaciones de mediciones durante ascensiones reales hay que sincronizar la temporización de las muestras en los diferentes sistemas con la mayor precisión posible; lo ideal es con una exactitud mejor que ± 1 s. En los últimos años se ha desarrollado un conjunto de programas para apoyar las pruebas de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM (OMM, 1996a). Esos programas permiten almacenar todas las muestras de radiosondas en una base de datos de comparaciones, para que los científicos de los proyectos las cotejen inmediatamente después de un vuelo experimental. Es importante examinar con toda rapidez las muestras comparativas durante una prueba. Cualquier problema de muestreo originado por los procedimientos de prueba (por ejemplo, interferencia entre radiosondas) o averías en las radiosondas se pueden identificar entonces en seguida e iniciarse las investigaciones adicionales apropiadas. Los programas permiten además producir, en una forma adecuada para la publicación, las estadísticas finales de las comparaciones de radiosondas.

En las pruebas iniciales de los nuevos diseños de radiosondas tal vez no merezca la pena efectuar muchos vuelos de comparación, pues las principales averías pueden detectarse con un reducido número de ellos. Sin embargo, pueden justificarse investigaciones en mayor escala cuando los sistemas se encuentren en avanzada fase de desarrollo. A medida que haya más posibilidades de reproducir las mediciones de la mayoría de las radiosondas modernas, se pueden obtener mediciones útiles de errores sistemáticos de la temperatura y la presión efectuando entre 10 y 15 vuelos en una condición dada (por ejemplo, un momento del día). No se debe suponer que los vuelos diurnos en todas las elevaciones solares tendrán el mismo error, por lo que las pruebas han de organizarse de la mejor manera posible para producir al menos entre 10 y 15 vuelos comparativos con una elevación solar análoga. Como mejor se vinculan las mediciones del rendimiento del sensor de temperatura con otros resultados de pruebas es procediendo a comparaciones de noche. El vínculo debe basarse en mediciones de radiosondas con sensores de alambre o aluminizados y no con sensores en que se produzcan importantes errores en el intercambio térmico en el infrarrojo. Si puede mantenerse una serie continua de vuelos comparativos (alternando día y noche), es posible utilizar la técnica de series cronológicas atmosféricas para estimar la magnitud de las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura.

Como ya se ha señalado, las series más amplias de pruebas comparativas realizadas en los últimos años fueron las de la Comparación Internacional de Radiosondas de la OMM. Los primeros resultados que se obtuvieron han sido publicados en OMM (1987; 1991; 1996b). Los resultados de esas pruebas constituyeron la base de la información que figura en los Cuadros 12.6 a 12.9.

La primera comparación internacional de radiosondas tuvo lugar en Payerne, Suiza, en 1950. Las diferencias sistemáticas medias entre las presiones y las temperaturas de las radiosondas fueron de 4 hPa y 0,7 K, con errores aleatorios (2 desviaciones estándar) de 14 hPa y 2 K. Esos valores deben compararse con los resultados de los sistemas modernos de los Cuadros 12.6 a 12.8. Los resultados de una segunda comparación realizada en el mismo lugar en 1956 mostraron que era necesario mejorar la precisión aplicando correcciones de radiación a las lecturas de la temperatura. Los errores de presión y temperatura al nivel de 50 hPa fueron muy grandes en la mayoría de las radiosondas, y aumentaban rápidamente a niveles más altos, especialmente durante el día. En 1973 tuvo lugar en Trappes (Francia) una comparación regional en la que se identificaron importantes errores de calibración en algunas radiosondas, mediante un sensor de temperatura bimetálico con un considerable error de radiación del orden de 10 K.

12.9.2 Calibración

Es preciso conocer los métodos de calibración utilizados por los fabricantes antes de adquirir radiosondas en

grandes cantidades. También hay que comprobar si son adecuados los procedimientos de control de calidad para tener la seguridad de que la precisión de las mediciones se mantendrá en la producción en serie. Los compradores deben tener presente que tal vez haya que tolerar ciertos niveles especificados de error y fallo del producto para que el coste de la radiosonda siga siendo aceptable. Sin embargo, la tasa de error de las radiosondas en vuelo no debe superar el 1 ó 2 por ciento cuando se trata de fabricantes fiables.

A menos que los sensores de radiosondas puedan producirse en grandes series para ofrecer las posibilidades de reproducción y precisión requeridas por los usuarios, es necesario calibrar los instrumentos y los sensores individualmente. Incluso si los sensores pueden producirse en grandes series para responder a un conjunto convenido de verificaciones de rendimiento normalizadas, es necesario verificar con más detalle muestras representativas elegidas al azar. En el proceso de calibración deben simularse las condiciones de vuelo en cuanto a presión y temperatura, en la mayor medida posible. Las calibraciones deben realizarse normalmente en condiciones de presión y temperatura decrecientes. La humedad relativa probablemente deba comprobarse en otra instalación. Los sensores de referencia utilizados durante la calibración se deben ajustar a normas nacionales y verificar a intervalos adecuados en laboratorios normalizados. Las referencias se deben poder aplicar en toda la gama de temperatura requerida para las mediciones de radiosondas.

El aparato calibrador necesario varía mucho según se trate de calibrar la radiosonda en su conjunto o de contrastar sus instrumentos meteorológicos separados del transmisor de radiosonda. En este caso puede utilizarse un aparato mucho más pequeño. La instalación de calibración debe ser adecuada para abarcar la gama de presión y temperatura que probablemente se encuentre en los sondeos reales. Debe ser posible mantener las condiciones de estabilidad en la cámara de calibración a cualquier valor deseado mejor que $\pm 0,2$ hPa min^{-1} para la presión, $\pm 0,25$ K min^{-1} para la temperatura, y 1 por ciento por minuto para la humedad relativa. Las condiciones en la cámara de calibración deben medirse con errores sistemáticos inferiores a $\pm 0,2$ hPa para la presión, $\pm 0,1$ K para la temperatura, y ± 1 por ciento para la humedad relativa. Los termómetros de referencia deben disponerse en la cámara de calibración de modo que identifiquen la gama de temperatura en el espacio ocupado por los sensores que se calibran. La gama de temperaturas no debe exceder de 0,5 K. Se deben efectuar suficientes mediciones para tener la seguridad de que las curvas de calibración representan el rendimiento de los sensores con la precisión que necesitan los usuarios. Los sensores barométricos cuyas variaciones de temperatura no se hayan compensado totalmente se calibrarán a más de una temperatura. Esto puede ser ventajoso si la cámara de calibración de ésta es también apropiada para evaluar las unidades de presión.

La calibración de la humedad se efectúa en un aparato separado, por. ej. una cámara neumática por la que

se hace circular rápidamente el aire por un psicrómetro ventilado o higrómetro de punto de rocío, y luego a través de uno de los cuatro recipientes que contienen, respectivamente, agua caliente, soluciones saturadas de nitrato sódico y cloruro de calcio, y gel de sílice. Cada uno de los recipientes se puede intercalar en el sistema de circulación por medio de una válvula múltiple, de modo que se obtengan fácilmente humedades relativas de 100, 70, 40 y 10 por ciento. La desviación típica de la variación de la humedad relativa no debe exceder del uno por ciento en el espacio ocupado por las unidades calibradas.

Un medio alternativo para la calibración de la humedad consiste en un conducto o cámara ventilada con una mezcla de aire procedente de dos recipientes, uno siempre saturado con agua, y el otro seco por medio del gel de sílice, controlándose manualmente la humedad relativa de la mezcla con una válvula que regula las cantidades relativas que penetran en el conducto.

Debido a la importancia de calibrar los tipos o series de radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación³ insta a los Miembros a efectuar pruebas de muestras seleccionadas de radiosondas en condiciones de laboratorio a escalas nacional y regional, con el fin de garantizar que las calibraciones facilitadas por los fabricantes sean válidas.

12.9.3 *Mantenimiento*

Las tasas de averías en el sistema terrestre deben ser reducidas en los sistemas de radiosondas basados en la electrónica moderna, siempre y cuando se proporcione la debida protección contra las descargas eléctricas cerca de las antenas. El fabricante debe poder asesorar sobre una serie adecuada de repuestos del sistema. Si falla un módulo del sistema terrestre debe sustituirse normalmente por otro, mientras se repara el averiado.

Los requisitos de mantenimiento de los sistemas de radiosondas que se basan en mediciones de la altura por radar para sustituir las mediciones de presión son muy diferentes. En este caso, se debe disponer fácilmente en toda la red de personal de mantenimiento local especializado (tanto mecánicos como electricistas). Esto es esencial para seguir disponiendo de una buena capacidad de localización de averías y evitar las desviaciones a largo plazo de los errores sistemáticos en altura.

12.10 *Cálculos e información*

No existen procedimientos normalizados prescritos para calcular las observaciones de radiosondas. La principal cuestión es la selección de los niveles para reproducir con precisión y eficiencia el perfil de temperatura y humedad con respecto al geopotencial a partir de los datos obtenidos por las radiosondas. En OMM (1986) y en los procedimientos de codificación convenidos por la OMM (1995) (Clave FM 35-X Ext. TEMP).

³ Recomendación formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, 1993, a través de la Recomendación 9 (CIMO-XI).

12.10.1 *Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas*

Las mediciones en altitud se incluyen generalmente en predicciones meteorológicas numéricas como una serie de promedios de capas, cuyo espesor depende de las escalas del movimiento atmosférico correspondiente a la predicción. Las capas no tienen por qué estar centradas necesariamente en presiones o alturas estándar, pero con frecuencia se centran en niveles que varían cuando cambia la presión en superficie. Por consiguiente, la variación en las temperaturas y la humedad relativa entre los niveles estándar en el informe de observación en altitud ha de comunicarse con suficiente precisión para tener la seguridad de que el procedimiento de información no degrada la exactitud de las medias de las capas utilizadas en las predicciones numéricas.

En el pasado se introdujeron numerosas prácticas nacionales para comunicar la humedad relativa a fin de superar las deficiencias en los sensores empleados entonces. En algunas redes nacionales, la humedad relativa inferior al 20 por ciento no se comunicaba en los mensajes TEMP. Las mediciones en el higrómetro de lidar de Raman y de punto de congelación han mostrado claramente que la humedad relativa inferior al 20 por ciento es realista y muy común en la troposfera. En numerosos países, la humedad relativa no se comunicaba cuando las temperaturas eran inferiores a -40°C . En general, esas prácticas se justificaban por el rendimiento de los sensores de humedad relativa de la época. Ahora es preciso revisar o eliminar muchas de esas limitaciones de información debido a los recientes progresos en las mediciones de la humedad relativa.

Antes de 1980, los operadores trataban manualmente la mayoría de las mediciones por radiosonda sirviéndose de diversos medios de cálculo auxiliares. Esos métodos se basaban en la selección de un número limitado de niveles significativos para representar la medición de la radiosonda, posiblemente unos 30 niveles significativos para un vuelo de hasta 30 km. Las claves de la OMM reflejan las dificultades de condensar un gran número de información sobre la estructura vertical en un breve mensaje por métodos manuales. Las reglas de codificación permitían interpolaciones lineales en altura entre niveles significativos que difieren de las mediciones originales en hasta ± 1 K para la temperatura y ± 15 por ciento para la humedad relativa en la troposfera, y hasta ± 2 K para la temperatura en la estratosfera. Se esperaba que los operadores no permitieran la persistencia de grandes errores de interpolación en capas profundas en la vertical.

En los sistemas terrestres modernos de radiosondas, el empleo de sistemas informáticos económicos pero potentes permite alcanzar velocidades de muestreo mucho más altas, para el almacenamiento y tratamiento de los datos de las mediciones por radiosondas, que con los cálculos manuales. El tratamiento manual de las mediciones de las radiosondas casi siempre introduce

errores innecesarios en los cálculos de las observaciones en altitud, y deben eliminarse cuanto antes.

Sin embargo, la automatización del procedimiento de selección para niveles significativos de los mensajes TEMP no es sencillo. Los algoritmos de que se dispone para la generación automática de mensajes de observaciones en altitud presentan con frecuencia grandes defectos. Por ejemplo, cuando hay pocas variaciones pronunciadas en la humedad relativa en la vertical, los sistemas automáticos permiten muchas veces la extensión a lo largo de varios kilómetros en la vertical de grandes errores de interpolación de la temperatura. Además, los algoritmos también dan lugar con frecuencia a grandes errores sistemáticos entre la estructura comunicada de la humedad relativa y las mediciones originales sobre capas de 500 m de espesor. Esto es inaceptable para los usuarios, sobre todo en la capa límite atmosférica, y cuando la radiosonda pasa a través de una nube. La interpolación entre niveles significativos en las nubes debe aproximarse a la máxima humedad relativa observada en la nube.

Por lo tanto, los operadores tienen que verificar los informes automáticos para determinar si los procedimientos de codificación introducen importantes errores sistemáticos entre el informe de observación en altitud y las mediciones originales de las radiosondas. El operador también tiene que insertar a veces niveles significativos adicionales para eliminar errores innecesarios. Los mensajes TEMP con errores sistemáticos aceptables se producen a veces con mayor facilidad al adoptar una práctica nacional consistente en reducir los límites de ajuste de la temperatura de la OMM a la mitad de la magnitud citada anteriormente. Además, con el mejoramiento de las comunicaciones meteorológicas también se puede reducir la aproximación en la información de observaciones en altitud notificando mediciones por medio del mensaje en clave BUFR.

12.10.2 *Correcciones*

Según se desprende claramente de las secciones anteriores, la variación en el rendimiento de los sensores de las radiosondas debida a la amplia gama de condiciones que se encuentran durante la ascensión de la radiosonda es demasiado grande para poder representarla mediante una simple calibración obtenida a determinada temperatura. El proceso de datos moderno permite utilizar algoritmos de calibración más complejos, que proporcionan mediciones de mayor precisión que las logradas con sistemas manuales. Es esencial que esos algoritmos estén debidamente documentados. Se debe informar a los usuarios cuando se introduzcan importantes mejoras o modificaciones en los algoritmos. En los registros archivados en las estaciones de radiosondas deben figurar las radiosondas utilizadas y los algoritmos fundamentales empleados en el proceso de datos.

En todas las mediciones de temperatura por radiosondas se producen errores de radiación. La mayoría de las veces, no pueden compensarse totalmente porque

dependen de la distribución de las nubes y del estado de la superficie, así como de la orientación de la radiosonda durante la ascensión y la elevación del sol. La mayoría de los usuarios, ajenos a los servicios meteorológicos, no conocen las características de error habituales de los sensores de radiosondas nacionales utilizados. Por lo tanto, se recomienda aplicar siempre durante el proceso de los datos una corrección de la radiación (basada en el rendimiento del sensor previsto en condiciones normales). Los detalles de esta corrección de la radiación deben registrarse y conservarse en los archivos de la estación, junto con los registros adecuados de los datos originales sin tratar de las observaciones por radiosondas, si así lo exige la práctica nacional.

Los errores de intercambio térmico en el infrarrojo plantean un problema particular para la corrección, pues los errores no son independientes de la temperatura de la atmósfera. Los errores de calentamiento solar para sensores metálicos (por ejemplo, aluminizados) y sensores pintados de blanco son similares (véase el Cuadro 12.8). Por eso, es preferible dejar de utilizar la pintura blanca con gran emisividad en el infrarrojo como revestimiento del sensor lo antes posible, en vez de elaborar sistemas muy complejos de corrección de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo.

Del mismo modo, tampoco es aconsejable tratar de corregir errores de calentamiento de la radiación solar normalmente altos por medio de la programación, en vez de eliminar las fuentes adicionales de calentamiento, posicionando correctamente el sensor con respecto a sus soportes e hilos de conexión, y al cuerpo de la radiosonda.

Dada la importancia de las formas en que se aplican las correcciones, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación⁴ insta a los miembros a:

- a) corregir los datos sobre observación en altitud de las diversas estaciones de observación en altitud del SMO, y ponerlos a disposición de los usuarios;
- b) poner en conocimiento de los usuarios de datos los cambios en la metodología utilizada para corregir los informes, de manera que éstos puedan ajustarse, si así se desea;
- c) archivar las observaciones de altitud corregidas y no corregidas, y preparar registros de las observaciones efectuadas para aplicaciones climatológicas. El método que se utilizará debería ser determinado a nivel nacional;
- d) informar a la OMM del método de corrección aplicado.

Referencias

- Brousaidés, F. J. y Morrissey, J. F., 1974: Residual temperature-induced humidity errors in the National Weather Service radiosonde. *Final Report AFCRL-TR-74-0111*. Instrument Paper No. 215.
- Cole, H. L. y Miller, E., 1995: *A Correction for Low-level Radiosonde Temperature and Relative Humidity Measurements*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 32-36.
- Garand, L., y otros, 1992: On differences in radiosonde humidity reporting practices and their implications for numerical weather prediction and remote sensing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Volumen 73, págs. 1417-1423.
- McIlveen, J. F. R. y Ludlam F. H., 1969: The lag of the humidity sensor in the British radiosonde. *Meteorological Magazine*, Volumen 98, págs. 233-246.
- Nash, J., 1984: *Compatibility of Radiosonde Measurements in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere for the Period 1 November 1981 to 31 October 1982*. Meteorological Office, Bracknell, O.S.M. No. 24.
- Nash, J., Elms, J. B. y Oakley, T. J., 1995: *Relative Humidity Sensor Performance Observed in Recent International Radiosonde Comparisons*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 43-48.
- Organización Meteorológica Mundial, 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments* (C. L. Hawson). Technical Note No. 112, WMO-No. 267.TP.151, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Upper Air Sounding Studies. Volumen I: Studies on Radiosonde Performance* (A. H. Hooper). Technical Note No. 140, WMO-No. 394, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-N° 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (A. H. Hooper). Instruments and Observing Methods Report No. 21, WMO/TD-No. 175, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *WMO International Radiosonde Comparison — (UK 1984, USA 1985): Final Report* (J. Nash y F.J. Schmidlin). Instruments and Observing Methods Report No. 30, WMO/TD-No. 195, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988a: *Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements* (M. Kitchen). Instruments and Observing Methods Report No. 36, WMO/TD-No. 344, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988b: Valores de algunas funciones y constantes físicas empleadas en meteorología. *Reglamento Técnico*, Apéndice A, OMM-N° 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: SRS-400: the new Swiss radiosonde (B. Hoegger, y otros). *Papers Presented at the Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-IV)*, Bruselas, Instruments and Observing Methods Report No. 35, WMO/TD-No. 303, Ginebra, págs. 197-202.

⁴ Recomendación efectuada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, 1993, a través de la Recomendación 9 (CIMO-XI).

- Organización Meteorológica Mundial, 1991: *WMO International Radiosonde Comparison — Phase III: Final Report* (A. Ivanov, y otros). Instruments and Observing Methods Report No. 40, WMO/TD-No. 451, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional*. Segunda edición, OMM-N° 182, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993a: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D.J. Gaffen). Instruments and Observing Methods Report No. 50, WMO/TD-No. 541, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993b: *Report by the Rapporteur on Radiosonde Compatibility Monitoring. Part A — WMO Catalogue of Radiosondes and Upper air Wind Systems in Use by Members. Part B — Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements 1990, 1991 and 1992* (T. J. Oakley). Instruments and Observing Methods Report No. 56, WMO/TD-No.587, Ginebra
- Organización Meteorológica Mundial, 1994a: *Comparison of potential reference radiosonde observations — results from PREFRS-92* (J. Nash). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Ginebra, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 115–120.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994b: *The difference in observed temperatures from radiosondes suspended 10 m and 40 m beneath a 1.400 g balloon* (J. B. Elms, J. Nash y G. Williams). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Ginebra, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 121–126.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*. Volumen I.1, OMM-N° 306, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1996a: *Description and User Guide for the Radiosonde Comparison and Evaluation Software Package (RSKOMP- version 3/version 4)* (S. Kurnosenko y T. J. Oakley). Instruments and Observing Methods Report No. 60, WMO/TD-No. 771, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1996b: *WMO International Radiosonde Comparison — Phase IV: Final Report* (S. Yagi, A. Mita y N. Inoue). Instruments and Observing Methods Report No. 59, WMO/TD-No. 742, Ginebra.
- Paukkunen, A., 1995: *Sensor Heating to Enhance Reliability of Radiosonde Humidity Measurement*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 65–69.
- Richner, H., Joss, J. y Ruppert P., 1996: *A water hypsometer utilizing high-precision thermocouples*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 13, págs. 175–182.
- Schmidlin, F. J., Sang Lee, H. y Ranganayakama, B., 1995: *Deriving the Accuracy of Different Radiosonde Types Using the Three Thermistor Radiosonde Technique*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 27–31.
- Turtiainen, H., Tammela, S. y Stuns, I., 1995: *A New Radiosonde Temperature Sensor with Fast Response Time and Small Radiation Error*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 60–64.
- Wade, C. G., 1994: *An evaluation of problems affecting the measurement of low relative humidity on the United States radiosonde*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 2, págs. 687-700.
- Wade, C. G., 1995: *Calibration and Data Reduction Problems Affecting National Weather Service Radiosonde Humidity Measurements*. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 37–42.

ANEXO 12.A

**REQUISITOS DE PRECISIÓN (ERROR TÍPICO) PARA LAS MEDICIONES EN ALTITUD EN
METEOROLOGÍA SINÓPTICA, INTERPRETADOS PARA LAS MEDICIONES
TRADICIONALES EN ALTITUD Y DEL VIENTO**

<i>Variable</i>	<i>Gama</i>	<i>Requisito de precisión</i>
Presión	Desde la superficie hasta 5 hPa	± 1 hPa
Temperatura	Desde la superficie hasta 100 hPa	$\pm 0,5$ K
	100 a 5 hPa	± 1 K
Humedad relativa	Troposfera	± 5 % (HR)
Dirección del viento	Desde la superficie hasta 100 hPa	$\pm 5^\circ$, para menos de 15 m s^{-1} $\pm 2,5^\circ$ a velocidades más altas
	Desde 100 hasta 5 hPa	$\pm 5^\circ$
Velocidad del viento	Desde la superficie hasta 100 hPa	$\pm 1 \text{ m s}^{-1}$
	Desde 100 hasta 5 hPa	$\pm 2 \text{ m s}^{-1}$
Altura geopotencial de nivel significativo	Desde la superficie hasta 100 hPa	± 1 % cerca de la superficie, disminuyendo a $\pm 0,5$ % a 100 hPa

ANEXO 12.B

LÍMITES DE FUNCIONAMIENTO PARA VIENTOS EN ALTITUD Y TEMPERATURA DE RADIOSONDA, HUMEDAD RELATIVA Y ALTURA GEOPOTENCIAL

CUADRO 1

Resumen de los límites de funcionamiento del equipo de sondeo de viento

Límite *a*) — límite de error más allá del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado

Límite *b*) — límite del error más allá del cual los datos obtenidos no servirán para el fin especificado

(Los valores cambian notablemente con la estación del año y el lugar;

los errores son vectoriales típicos expresados en $m s^{-1}$, si no se especifica otra cosa)

Para el estudio de sistemas mesoescalares en todos los niveles y lugares parece adecuado el límite inferior a) de $0,5 m s^{-1}$

Región	Nivel de presión (hPa)		Altura (km)		Uso local		Uso sinóptico		Uso climatológico		Fuerza del viento con la que debe poder funcionar el equipo de sondeo		Comentarios
					a)	b)	a)	b)	a)	b)	a)	b)	
Troposfera extratropical			0,8	6	1	4	1	5 ³	1	5 ³	40 ⁴	18 ⁴	En algunos lugares se puede requerir operar con vientos de $50 m s^{-1}$ en la troposfera inferior y de $150 m s^{-1}$ cerca de la tropopausa
			1,5	10 ¹	2	7 ²	2	10 ³	2	10 ³	80 ⁴	37 ⁴	
Troposfera ecuatorial			0,8	4	1	3	1	5 ⁸	1	5 ⁸	20	10	Se ignoran los requisitos de los sondeos en los ciclones tropicales
			1,5 ⁵	7 ⁶	2	6 ⁷	2	5 ⁸	2	5 ⁸	60	40	
Estratosfera extratropical	50	20	0,7	3 ⁹	0,7	5 ¹⁰	0,7	Muy variable con la estación altitud y lugar	0,7	Muy variable con la estación altitud y lugar	75 ¹¹		No especificado
	30	24	0,7	2	0,7	3,6	0,7		0,7				
	10	31	1	3	1	5,5	1		1		100 ¹¹		
	5	36	1,2	3	1,2	7	1,2		1,2		200		
Estratosfera ecuatorial	50	20	0,7	5	0,7	5	0,7	5	0,7	5	40 ¹²		Para fines de investigación se necesitan distribuciones verticales del viento de gran resolución vertical y los menores errores de observación posibles
	30	24	0,7		0,7		0,7		0,7				
	10	31	1	5	1	5	1	5	1	5	45 ¹²		
	5	36	1,2		1,2		1,2		1,2				
	0,7	50	1,5	10	1,5	10	1,5	10	1,5	10	100 ¹²		

NOTA: A menos que se especifique otra cosa, los valores se refieren a mediciones del viento promediadas dentro de una capa de 300 a 400 m de espesor en la troposfera y de 600 a 800 m de espesor en la estratosfera, centrada en el nivel de observación.

NOTAS DEL CUADRO 1

1. El límite menos estricto de *b*) es $30 m s^{-1}$ (invierno, Atlántico Norte).
2. El límite menos estricto de *b*) es $20 m s^{-1}$ (invierno, Atlántico Norte).
3. Estos límites se relacionan con los límites menos estrictos de *b*) para la parte sistemática del error. Los valores correspondientes de la desviación vectorial típica de la parte aleatoria del error son $10 m s^{-1}$ aumentando a $15 m s^{-1}$ cerca de la tropopausa. En muchas regiones donde existen cuantiosos datos de buena calidad, son adecuados límites más estrictos de *b*).
4. Para el viento medio 0-40.000 ft (0-12 km) en invierno, en el sur de Inglaterra, el límite *a*) es de $60 m s^{-1}$ y el límite *b*) es $27 m s^{-1}$; en el Japón meridional donde se producen la mayoría de las condiciones extremas, el límite *a*) es $80 m s^{-1}$ y el límite *b*) es $50 m s^{-1}$.
5. Quizá se produzca muy poco o ningún aumento con la altura en importantes zonas, dando un límite *a*) de $1 m s^{-1}$ en la troposfera superior.
6. El límite menos estricto de *b*) es $15 m s^{-1}$ (principalmente en invierno, cerca de la frontera tropical).
7. El límite menos estricto de *b*) es $12 m s^{-1}$ (principalmente en invierno, cerca de la frontera tropical).
8. Estos son los límites menos estrictos de *b*) para la parte sistemática del error. Los valores correspondientes de la desviación vectorial típica de la parte aleatoria del error son $5 m s^{-1}$ aumentando a $10 m s^{-1}$ en la troposfera superior.
9. Los límites menos estrictos de *b*) en invierno son 11 y $13 m s^{-1}$ a 50 y 30 hPa, respectivamente; 20 a $25 m s^{-1}$ entre 10 y 5 hPa, e incluso valores mayores a 1 hPa. Estos valores se relacionan con las medias de período corto (un solo mes); otros valores mayores se relacionan con medias de período largo (por. ej. períodos correspondientes a varios inviernos) aunque las distribuciones en estos ejemplos son aptas para modelos múltiples.
10. Los límites menos estrictos de *b*) en invierno son 6, 7, 10, 12 y $16 m s^{-1}$ a 50, 30, 10, 5 y 0,7 hPa, respectivamente.
11. Para el viento medio 0-100.000 ft (0-30 km) en la peor estación del año (invierno) en el sur de Inglaterra, el límite *a*) es $45 m s^{-1}$ y el *b*) es $26 m s^{-1}$.
12. Estos vientos máximos en cada nivel no se producen simultáneamente a todos los niveles. Estos valores son estimaciones de cada uno de los vientos más fuertes que han de hallarse durante los períodos en que las oscilaciones de 26 mes y la anual se combinan para producir el promedio más intenso de viento. Los vientos medios en las capas profundas serán considerablemente inferiores a estos valores debido a la poca correlación entre niveles que se produce en las capas profundas.

CUADRO 2

Resumen de los límites de funcionamiento de los sondeos aerológicos de temperatura

Límite *a*) — error típico de la temperatura por debajo del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite *b*) — límite del error más allá del cual los datos obtenidos no servirán para el fin especificado.

(La mayoría de los valores cambian notablemente con el lugar y estación del año; los errores son típicos, expresados en °C, excepto cuando se indique otra cosa.)

Región	Nivel de presión (hPa)	Altura (km)	Uso local		Uso sinóptico		Uso climatológico		Gama de temperatura	Comentarios
			a)	b)	a)	b)	a)	b)		
Troposfera extratropical			0,15	3,0 ¹ (2,0 de 30° a 40° latitud)	0,15	2,0	0,15	2,0 ²	-80 a +40	
Troposfera ecuatorial	Troposfera inferior		0,15	1,0	0,15	0,7	0,15	1,0 ²	-100 a +40	
	Troposfera superior		0,15	1,5	0,15	1,0	0,15	1,5 ²		
Estratosfera extratropical	200		0,3	4 ³	0,3	3,8	0,3	1,5 ⁶	-100 a +50	
	100		0,3	3	0,3	1,4	0,3	1,5		
	50		0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5		
	10		0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5		
	5		0,3	2 ⁴	0,3	0,9	0,3	2 ³		
	(5)	35	0,3	4 ⁴	0,3	0,3	0,3	4 ³		
	50	0,3	6 ⁵	0,3	2,0	0,3	6 ⁴			
Estratosfera ecuatorial	100		0,3	2 ⁷	0,3	1	0,3	2 ⁸	-100 a +20	El ciclo de temperatura de 26 meses en la estratosfera media se ha considerado que es un cambio climatológico en vez de climático
	50		0,3	2	0,3	1	0,3	2		
	10		0,3	3	0,3	1,5	0,3	3		
		35	0,3	3,5	0,3	1,5	0,3	3,5		
		50	0,3	4,5	0,3	2	0,3	4,5		

NOTA: A menos que se indique otra cosa, los valores se refieren a mediciones de temperatura promediadas en una capa de 30 a 40 metros de espesor en la estratosfera, centrada en el nivel de observación.

NOTAS DEL CUADRO 2

1. El límite más alto de *b*) es 7°C (sobre los continentes en invierno).
2. Estos valores se refieren a la parte sistemática del error.
3. Todos los valores de esta columna están sujetos a un considerable incremento en invierno.
4. Obsérvese que se indican dos límites *b*) para el mismo nivel mediante distintas series de observaciones. Ambos valores pueden resultar demasiado grandes debido a los errores instrumentales de las observaciones en que se fundan.
5. Este valor para 50 km contrasta con el dado para 35 km. Una vez más el valor indicado puede ser demasiado grande. Un valor comprendido entre 4 y 5 °C es probablemente más realista.
6. Todos los valores de esta columna se refieren a desviaciones típicas de los errores aleatorios. En cierto modo, los errores mayores en la estratosfera inferior, y especialmente en la estratosfera superior, pueden facilitar información de alguna utilidad en invierno. Los valores del límite *b*) referentes a la parte sistemática del error son muy variables (véase el párrafo 5.4.6 en OMM (1970)).
7. Todos los valores de esta columna se fundan en la aparente variabilidad de la atmósfera según las mediciones. Dicha variabilidad incluye aportaciones procedentes de los errores instrumentales de observación que tienen carácter aleatorio de un sondeo a otro. Estas aportaciones pueden llegar a ser importantes dada la naturaleza de los instrumentos que aquí intervienen (véase el párrafo 5.5.3 en OMM (1970)).
8. Todos los valores de esta columna se refieren a desviaciones típicas de errores aleatorios. Los valores de la parte sistemática del error son 0 para el límite *a*) (véase el párrafo 5.4.6 en OMM (1970)).

CUADRO 3

Resumen de los límites de funcionamiento de los instrumentos aerológicos de medición de la humedad

Límite a) — límite del error del punto de helada, punto de rocío o humedad relativa por debajo del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite b) — límite del error del punto de helada, punto de rocío o humedad relativa más allá del cual la observación no serviría para los fines especificados.

(Los valores correspondientes de humedad relativa son sugerencias alternativas, no conversiones estrictas)

Capa	Uso local				Uso sinóptico				Uso climatológico				Comentarios
	a)		b)		a)		b)		a)		b)		
	°C	HR (%)	°C	HR (%)	°C	HR (%)	°C	HR (%)	°C	HR (%)	°C	HR (%)	
La capa convectiva y turbulenta cercana al suelo	0,5	3	5	30	0,5	3	5	30	0,5	3	1,5 ¹	10 ¹	Los errores sistemáticos en un solo sondeo deben ser inferiores a 0,15°C (1% HR) si es posible, de modo que el contenido medio de agua en una columna de aire pueda ser especificado con mayor precisión que el contenido de agua a un nivel específico
La troposfera por encima de la capa convectiva	0,2 ²	1 ² con mucha humedad	10	30	0,2 ²	1 ²	10	30	0,5	3	1,5 ¹	10 ¹	Requisitos adicionales para la medición de muy pronunciados gradientes de humedad para radio-meteorología
	2,5*	10*	10	30	2,5*	10*	10	30	0,5	3	1,5 ¹	10 ¹	

* Los errores sistemáticos de un solo sondeo no deben exceder de 1,5°C (5% HR).

NOTAS DEL CUADRO 3

1. Estos errores se refieren a las partes sistemáticas del error, que son constantes de un sondeo a otro a determinados niveles.
2. Parece más factible realizar una determinación directa de la presencia de agua líquida.

CUADRO 4

Resumen de los requisitos de funcionamiento para la determinación de las alturas de las superficies isobáricas y puntos notables

Límite *a*) — límite del error más allá del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite *b*) — límite del error más allá del cual los datos no servirían para el fin especificado

(Los valores son desviaciones típicas de los errores aleatorios, a menos que se indique otra cosa;
las unidades se refieren a metros geopotenciales)

Región	Nivel de presión (hPa)	Uso local		Uso sinóptico		Uso climatológico		Comentarios
		a)	b)	a)	b)	a)	b)	
Latitudes medias y altas	Troposfera inferior	5	45 ¹	1,5 ⁴	25 ⁵	1,5 ⁶		Los límites de las superficies isobáricas en la mesoesfera no han sido evaluados con detalle (véase el párrafo 7.3.5 en OMM (1970)) Los errores aleatorios de altura, con desviación típica de 85 m en cada estación y a cualquier nivel, estarían asociados a un error cuadrático medio del componente del viento de 10 m s ⁻¹ a nivel de latitudes medias, suponiendo que la distancia entre estaciones fuese de 1.000 km
	300	10	80 ²	1,5	70		Grande ⁷	
	100	10	45 ³	1,5	35	1,5	Igual	
	50	10	30 ³	1,5	10			
	30	10	30 ³	1,5	20	1,5	Muy grande	
	10		30 ³	1,5	40	1,5		
	5		40 ³	1,5	60	1,5		
	1	50 ³	1,5	110	1,5			
Cinturón ecuatorial	Troposfera inferior	5	20	1,5	12 ⁹	1,5 ⁶	20 ¹⁰	
	700	5	10	1,5	12	1,5	20	
	300	10	25	1,5	12	1,5	20	
	100	10	50 ⁸	1,5	12	1,5	20	
	10		50 ⁸	1,5	12	1,5	20	
	1		50 ⁸	1,5	12	1,5	20	
Todas las latitudes				15	Altura de los niveles significativos 600			

NOTAS DEL CUADRO 4

- El valor más bajo de *b*) en bajas latitudes (20°) en verano es de aproximadamente 15 m.
- El valor más alto de *b*) es 240 m (invierno, Atlántico Norte). El valor más bajo de *b*) es de aproximadamente de 25 m (baja latitud de 20° en verano).
- Estos valores son mucho mayores en invierno; del orden de 100 m a 50 hPa, aumentando a 500 m a 5 hPa y 650 m a 1 hPa.
- Los valores de esta columna varían probablemente con la latitud desde unos 1,5 m a bajas latitudes, hasta 3 m a altas latitudes.
- Los valores de esta columna son típicos de cambios de altura de 300 m en las latitudes medias en una dirección normal al viento. Varían con la latitud como se ha indicado en el Cuadro XXVIII en OMM (1970). Los valores de la estratosfera corresponden al verano; aumentan considerablemente en invierno, por ejemplo, hasta 50 m a 50 hPa (véase el párrafo 7.3.5 en OMM (1970)). Los límites adecuados para la desviación típica de los errores aleatorios en estaciones únicas son los valores tabulados divididos por $\sqrt{2}$, cuando las desviaciones típicas en las estaciones son iguales.
- Los valores de esta columna se refieren a los errores sistemáticos o a los errores típicos de los valores medios de gran número de sondeos.
- Siempre que se disponga de muestras suficientemente numerosas, el límite *b*) está controlado por factores distintos de los errores instrumentales de observación que afectan a las determinaciones de la altura geopotencial (véase el párrafo 7.3.6 en OMM (1970)).
- Estos valores varían considerablemente con las circunstancias; a diferentes horas pueden decrecer o aumentar hasta tres veces sus magnitud.
- Los errores aleatorios con desviaciones típicas de 25 m a cualquier nivel tienen alguna utilidad, pero degradan la separación efectiva de la red.
- Los valores de esta columna se refieren al error típico de los valores medios de un período corto (un mes). Los valores correspondientes de la desviación típica del error instrumental, que son aleatorios de un sondeo a otro, son $20 \sqrt{n}$ m, donde *n* es el número de observaciones disponibles para formar la media.

CAPÍTULO 13 — MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

		<i>Página</i>
13.1	Generalidades.....	I.13-1
13.1.1	Definiciones.....	I.13-1
13.1.2	Unidades de medición del viento en altitud.....	I.13-1
13.1.3	Requisitos meteorológicos.....	I.13-1
13.1.3.1	Usos en operaciones meteorológicas.....	I.13-1
13.1.3.2	Mejoras en los procedimientos de notificación.....	I.13-1
13.1.3.3	Requisitos de precisión.....	I.13-2
13.1.3.4	Requisitos de altura máxima.....	I.13-2
13.1.4	Métodos de medición.....	I.13-2
13.1.4.1	Seguimiento utilizando una antena direccional.....	I.13-3
13.1.4.2	Seguimiento utilizando señales de radionavegación.....	I.13-3
13.2	Sensores e instrumentos para medir el viento en altitud.....	I.13-4
13.2.1	Teodolitos ópticos.....	I.13-4
13.2.2	Sistemas de radioviento en general.....	I.13-4
13.2.3	Radioteodolito.....	I.13-4
13.2.4	Radar.....	I.13-5
13.2.4.1	Reflectores de radar.....	I.13-6
13.2.4.2	Sistemas de transpondedor.....	I.13-6
13.2.5	Sistemas de observación de ayuda a la navegación.....	I.13-7
13.2.5.1	Disponibilidad de las señales navaid en el futuro.....	I.13-7
13.2.5.2	Redes Omega de muy baja frecuencia (VLF).....	I.13-7
13.2.5.3	Cadenas Loran-C.....	I.13-8
13.2.5.4	Sistema de posicionamiento mundial (GPS).....	I.13-9
13.3	Métodos de medición.....	I.13-10
13.3.1	Generalidades sobre el proceso de datos.....	I.13-10
13.3.2	Observaciones realizadas con globo piloto.....	I.13-10
13.3.3	Observaciones realizadas con una antena direccional.....	I.13-11
13.3.4	Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación.....	I.13-11
13.4	Ubicación del equipo terrestre.....	I.13-12
13.5	Fuentes de error.....	I.13-12
13.5.1	Generalidades.....	I.13-12
13.5.1.1	Errores en el seguimiento del blanco.....	I.13-12
13.5.1.2	Errores atribuidos a la altura.....	I.13-13
13.5.1.3	Movimiento del blanco en relación con la atmósfera.....	I.13-13
13.5.2	Errores en las observaciones con globo piloto.....	I.13-13
13.5.3	Errores de los sistemas al utilizar una antena direccional.....	I.13-13
13.5.4	Errores en los sistemas de radionavegación terrestres.....	I.13-16
13.5.4.1	Sistemas de medición del viento Omega.....	I.13-16
13.5.4.2	Sistemas de medición del viento Loran-C.....	I.13-17
13.5.5	Errores en los sistemas de medición del sistema de posicionamiento mundial (GPS).....	I.13-17
13.6	Comparación, calibración y mantenimiento.....	I.13-17
13.6.1	Comparación.....	I.13-17
13.6.1.1	Control operativo por comparación con campos de predicción.....	I.13-18
13.6.1.2	Comparación con otros sistemas de medición del viento.....	I.13-18
13.6.2	Calibración.....	I.13-18
13.6.3	Mantenimiento.....	I.13-18
13.7	Correcciones.....	I.13-19
Referencias	I.13-19

MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

13.1 Generalidades

13.1.1 Definiciones

Las definiciones siguientes han sido tomadas del *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 1981):

Observación con globo piloto: determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre con la ayuda de un dispositivo óptico.

Observación de radioviento: determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre por medios electrónicos.

Observación de radioviento/radiosonda: observación combinada de radiosonda y de radioviento.

Observación del aire en altitud: observación meteorológica realizada, directa o indirectamente, en la atmósfera libre.

Observación del viento en altitud: observación efectuada a una altura determinada o resultado de un sondeo completo para determinar la velocidad y la dirección del viento en la atmósfera.

El presente capítulo aborda principalmente las observaciones realizadas con globo piloto y radiovientosonda. En varios capítulos de la Parte II se examinan las técnicas relativas a los globos, y las mediciones que requieren plataformas especiales, equipo especializado o que se hacen indirectamente por métodos de teledetección.

13.1.2 Unidades de medición del viento en altitud

La velocidad del viento en altitud se expresa generalmente en metros por segundo o nudos, aunque también se utiliza el kilómetro por hora. La dirección de la que procede la corriente de aire se da en grados a partir del norte. En los informes TEMP, la dirección del viento se redondea a los 5° más cercanos. Al utilizar esta resolución se reduce la exactitud que puede obtenerse con los sistemas modernos de medición del viento, en especial cuando los vientos en altitud son fuertes. Para una mayor exactitud debe emplearse un informe más exacto de la dirección del viento, si es posible en clave BUFR.

La unidad de geopotencial utilizada para designar la ubicación en la vertical de las observaciones del aire en altitud es el metro geopotencial patrón (cuyo símbolo es m) y que se define como 0,980 665 metros dinámicos. En la troposfera, el valor de la altura geopotencial es muy aproximado a la altura expresada en metros. Las alturas geopotenciales utilizadas en informes del viento en altitud se deducen a partir del nivel del mar, pero en numerosos sistemas se calculan primero en función de la altura sobre el nivel de la estación.

13.1.3 Requisitos meteorológicos

13.1.3.1 USOS EN OPERACIONES METEOROLÓGICAS

Las observaciones del viento en altitud son primordiales para las predicciones meteorológicas operativas en todas

las escalas y latitudes, y en general se utilizan junto con las mediciones de campo de masa (temperatura y humedad relativa). Son fundamentales para operaciones seguras y económicas de la aviación. Las incertidumbres de los vientos en altitud son el factor que limita la exactitud de la artillería moderna y, por lo tanto, son importantes para la seguridad de las operaciones militares. Además, la exactitud de las mediciones de los vientos en altitud y de la cizalladura vertical del viento son indispensables para el lanzamiento de vehículos espaciales y otros tipos de cohetes. Las mediciones fiables del viento en altitud y de la cizalladura vertical del viento, en la capa límite atmosférica, son esenciales para la predicción de la contaminación ambiental.

13.1.3.2 MEJORAS EN LOS PROCEDIMIENTOS DE NOTIFICACIÓN

Los valores del viento en altitud se tienen normalmente en cuenta en las predicciones meteorológicas numéricas como promedios de las capas, cuyo espesor depende de las escalas de movimiento atmosférico concernientes a la predicción. Los valores no se utilizarán necesariamente como entradas en las presiones o alturas típicas, pero con frecuencia se centrarán en alturas de presión que varían a medida que cambia la presión de la superficie en el lugar de la observación. Así pues, es importante que en los informes del viento en altitud se represente con exactitud la variación de los vientos entre niveles de referencia. Esto sirve además para asegurarse de que se comunican datos exactos del viento a dichos niveles.

En un comienzo, los datos del viento en altitud se procesaban manualmente o con una pequeña calculadora, y no era práctico hacer informes detallados de la estructura vertical del viento. Sin embargo, gracias a los nuevos sistemas informáticos de bajo costo se puede procesar y comunicar toda la estructura detallada de las operaciones meteorológicas y de la investigación científica. Los informes del viento en altitud deben contener suficiente información para definir las cizalladuras verticales del viento a lo largo de los límites entre las diversas capas en los campos de masa. Por ejemplo, debe informarse, siempre que sea posible, de las cizalladuras del viento a través de las inversiones de temperatura o de cizalladuras del viento significativas con grandes cambios en la humedad relativa en la vertical.

Cuando se comunican los datos del viento en altitud en clave FM 35-X Ext. TEMP o FM 32-IX PILOT (OMM, 1995), se acepta una desviación de las velocidades del viento hasta de 5 m s^{-1} respecto de la interpolación lineal entre niveles importantes. El uso de algoritmos automatizados con este límite de ajuste puede producir errores en los mensajes comunicados, que son mayores que los errores de observación. En algunas

ocasiones, el proceso de cifrado también puede reducir el grado de exactitud más allá de las necesidades de exactitud indicadas en el Capítulo 12. Esto puede evitarse con diversos métodos. Se puede utilizar como práctica nacional, por ejemplo para los mensajes TEMP y PILOT, un límite de ajuste para una velocidad del viento de 3 m s^{-1} en lugar de 5 m s^{-1} . Restringiendo el límite de ajuste debe obtenerse, en promedio, casi un informe significativo del nivel del viento por kilómetro en la vertical. El informe TEMP o PILOT debe controlarse visualmente en relación con la medición detallada del viento en altitud, y deben corregirse los mensajes comunicados para eliminar errores de ajuste inaceptables antes de su publicación. Los informes en una clave BUFR adecuada podrían eliminar la necesidad actual de seleccionar niveles significativos.

13.1.3.3 REQUISITOS DE PRECISIÓN

Los requisitos de precisión para las mediciones del viento en altitud figuran en términos de velocidad y dirección del viento en el Capítulo 12, Anexo 12.A. En el Capítulo 12, Anexo 12.B, Cuadro 1, se resumen los límites de funcionamiento para las mediciones del viento en altitud en términos de errores vectoriales típicos. Además, los errores sistemáticos en la dirección del viento deben reducirse lo más posible y, desde luego, ser inferiores a 5° , sobre todo en lugares donde los vientos en altitud son generalmente fuertes. En la práctica, la mayoría de los sistemas de medición del viento, con buen mantenimiento operativo, proporciona datos del viento en altitud con un error vectorial típico (2σ) superior o igual a 3 m s^{-1} en la troposfera inferior y de 5 a 6 m s^{-1} en la troposfera superior y la estratosfera (Nash, 1994).

El Cuadro 1 del Anexo 12.B del Capítulo 12 contiene también la escala de velocidades del viento que probablemente se dé en diversos lugares. La mayoría de los sistemas de medición del viento en altitud debe poder medir vientos que varíen de 0 a 100 m s^{-1} , salvo los que se utilizan principalmente para medir los vientos a niveles inferiores.

La resolución vertical para las mediciones del viento en altitud mencionada en el Cuadro 1 del Anexo 12.B del Capítulo 12 es de 300 a 400 m en la troposfera y de 600 a 800 m en la estratosfera. Una resolución vertical más alta (50 - 150 m) puede ser útil para las actividades meteorológicas generales realizadas en la capa límite atmosférica (hasta 2 km sobre la superficie), pero, para que sea útil, el sistema de seguimiento utilizado debe mantener una exactitud aceptable de las mediciones del viento a dicha resolución.

En el Anexo 12.A del Capítulo 12 los requisitos más exigentes relativos a las mediciones del viento en altitud están asociados con las observaciones de movimientos atmosféricos de escala media. Además, se determinan con frecuencia mediciones del viento en altitud de muy alta exactitud para una variedad de operaciones, por ejemplo, el lanzamiento de cohetes. Como las observaciones deben realizarse cerca del emplazamiento

requerido, y en un margen de tiempo determinado, debe organizarse cuidadosamente el programa de observación necesario para cumplir las condiciones de muy alta exactitud. Cabe señalar las siguientes características de variabilidad atmosférica. Las diferencias vectoriales de la media cuadrática (rms) entre dos observaciones del viento en altitud, sin errores y a la misma altura (por ejemplo, a 300 m de resolución vertical), en general serán inferiores a $1,5 \text{ m s}^{-1}$ si las mediciones se realizan simultáneamente y a una distancia inferior a 5 km en sentido horizontal. Lo mismo sucederá si las mediciones se efectúan en el mismo lugar, pero a intervalos de tiempo inferiores a unos 10 minutos.

13.1.3.4 REQUISITOS DE ALTURA MÁXIMA

En algunos emplazamientos, especialmente los que forman parte del Sistema Mundial de Observación del Clima, se requiere información de los vientos en altitud obtenida con equipos que utilizan globos (como los que se estudian en este capítulo) a partir de 35 km y más de altura. Los globos necesarios para llegar a esas alturas son mucho más onerosos que los pequeños y económicos que transportan sistemas de radiovientosonda a alturas entre 20 y 25 km .

Una red ideal de observación del viento en altitud debe tomar muestras adecuadas de todas las escalas de movimiento (de planetaria a escala media) en la troposfera y la estratosfera inferior. La red de observación tendrá también que identificar estructuras importantes del viento a pequeña escala utilizando sistemas de teledetección de alta resolución temporal. No obstante, en la estratosfera media y alta, son mayores las escalas predominantes del movimiento observado para las operaciones meteorológicas, sobre todo a escala mundial y a mayores escalas sinópticas. Por esa razón, tal vez no es necesario hacer mediciones de alturas superiores a 25 km en todos los emplazamientos de observación del viento en altitud de una red nacional, con un espaciamiento óptimo para las observaciones en la troposfera. Los costos operativos globales pueden ser más bajos si se utiliza una combinación de los sistemas de observación descritos en este capítulo y los sistemas de detección que figuran en la Parte II. En ese caso, la infraestructura técnica nacional deberá garantizar el mantenimiento adecuado de los diversos sistemas empleados.

13.1.4 Métodos de medición

Los datos del viento en altitud se obtienen, sobre todo, con técnicas de radiovientosonda, aunque pueden realizarse observaciones con globo piloto y radioviento, cuando se requieren datos adicionales, sin los gastos que implica el lanzamiento de una radiosonda. Las observaciones de las estaciones en altitud del Sistema Mundial de Observación se complementan en tierra con mediciones de aeronaves, perfiladores de viento y radares meteorológicos de tipo Doppler. Sobre el mar, las aeronaves civiles a nivel de crucero, principalmente, proporcionan estas observaciones, que a su vez se complementan con

perfiles verticales de radiovientosondas lanzadas desde buques o islas lejanas, así como mediante el seguimiento de nubes o estructuras de vapor de agua observadas desde satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria. En el futuro, se prevé que las mediciones del viento realizadas desde satélites dotados de sistemas de detección y localización por ondas luminosas (lidars) y radares mejorarán la cobertura mundial de los actuales sistemas de observación. Los radares sónicos (sodars), lidars y anemómetros cometas también se utilizan en mediciones de vientos de alta resolución temporal, necesarias para aplicaciones concretas. Se están desarrollando aeronaves sin piloto, y de bajo costo, para usos meteorológicos.

Los métodos de radiovientosonda para medir la velocidad y la dirección del viento en altitud generalmente se basan en la observación del movimiento de un globo libre que asciende a una velocidad más o menos constante, o de un objeto que cae bajo la acción de la gravedad, como una radiosonda con paracaídas. Como se precisa medir el movimiento horizontal del aire, es necesario que el blanco empleado no adquiera un movimiento horizontal significativo con respecto al aire observado. En la información esencial que se requiere de los sistemas de seguimiento directo se incluyen la altura del blanco y las mediciones de su proyección horizontal, o, en su defecto, su velocidad horizontal, a intervalos de tiempo conocidos. Las necesidades de exactitud que figuran en el Anexo 12.A del Capítulo 12, incluyen el efecto de errores en la altura o la presión atribuidos a la medición del viento. Es improbable que puedan atenderse las necesidades corrientes de exactitud operativa para niveles superiores a la capa límite atmosférica con cualquier método de seguimiento que requiera una velocidad ascensional para el globo, en lugar de utilizar una medición de la altura a partir del sistema de seguimiento o de una radiosonda unida al blanco.

Los sistemas de teledetección miden el movimiento de la atmósfera dispersando radiación o sonido electromagnético desde uno de los siguientes blancos: hidrometeoros, polvo, aerosoles, o heterogeneidades en el índice de refracción causadas por una turbulencia atmosférica de pequeña escala o las mismas moléculas de aire.

Los métodos de medición directa del viento examinados en este capítulo utilizan blancos cuya posición puede seguirse continuamente. Si bien los blancos pueden seguirse mediante una gran cantidad de métodos, aquí solo se consideran dos tipos ampliamente utilizados.

13.1.4.1 SEGUIMIENTO UTILIZANDO UNA ANTENA DIRECCIONAL

El sistema terrestre sigue el blanco por medio de una antena direccional que mide el azimut y dos cualesquiera de los siguientes parámetros: ángulo de elevación, distancia oblicua y altura. Las mediciones pueden realizarse con un radar primario que sigue un blanco reflector llevado por el globo, un radioteodolito o radar de seguimiento secundario que sigue una radiosonda transportada por un globo, o un teodolito óptico que sigue un

globo. Los sistemas de radar y radioteodolito generalmente tienen una exactitud de seguimiento para la elevación y el azimut de cerca de 0,1°, mientras que el margen de error de los sistemas de radar es normalmente inferior a 30 m.

Los sistemas de radioteodolito son los más adecuados para efectuar mediciones del viento en altitud cuando los globos se mantienen a elevaciones superiores a 10-15°. Para utilizar el radar primario se requiere personal especializado que asegure un buen mantenimiento, y mayores costos iniciales de capital. Sin embargo, este sistema permite hacer mediciones económicas de radioviento cuando no se necesitan mediciones de radiosonda. El radar primario puede cumplir también los requisitos de muy alta exactitud para las mediciones del viento en altitud en todas las condiciones. El sistema de radar secundario es una posible alternativa cuando puede obtenerse de un fabricante apropiado, pero para que resulte práctico, en numerosos países debe funcionar en un espectro de radiofrecuencia demasiado amplio en las "bandas de ayuda a la meteorología".

La opción entre un radar primario o un radioteodolito para medir el viento en altitud será parcialmente influenciada por la distancia oblicua máxima prevista en el emplazamiento de observación. Un sistema de radar primario o un sistema de medición del viento de ayuda a la navegación (navaid) es fundamental para obtener una buena exactitud de la medición a mayores distancias. La distancia máxima varía considerablemente con la latitud, siendo 70 km adecuados en las regiones ecuatoriales y polares, pero de hasta a menos 200 km en algunas zonas templadas de latitud media. El Cuadro 13.1 muestra la proporción de ocasiones en que se rebasaron algunas distancias oblicuas con un globo a 30 km de altitud. Los datos proceden de estaciones ubicadas en Europa, entre 50°N y 60°N. Las proporciones dadas corresponden a todo el año, pero cabe señalar que los sondeos que exceden los límites se centraron en la estación de invierno.

CUADRO 13.1

Proporción de ocasiones en que se rebasaron algunas distancias oblicuas (globo a 30 km de altitud)

Distancia oblicua excedida (km)	140	160	175	190
Proporción de ocasiones (%)	5	2	1	0,5

13.1.4.2 SEGUIMIENTO UTILIZANDO SEÑALES DE RADIONAVEGACIÓN

Una radiosonda que puede recibir señales desde un sistema de transmisores de radionavegación se sujeta a un blanco (un globo ascendente o una radiosonda con paracaídas). Los cambios en cualquier fase, así como la variación de la frecuencia por efecto Doppler, o el instante de llegada de las señales de radionavegación recibidas en la radiosonda, se utilizan para calcular el movimiento horizontal del blanco. Los métodos que utilizan radiofaros situados en tierra, como el Omega (muy baja

frecuencia (VLF)) y el Loran, se describen en una publicación de la OMM (1985). Desde 1995, los fabricantes de radiosondas han presentado al mercado radiosondas con el sistema de posicionamiento mundial (GPS) por satélite (OMM, 1994 y Kaisti, 1995), pero todavía no han logrado la fiabilidad necesaria para su explotación.

El sistema de seguimiento navaid se emplea cada vez más en operaciones meteorológicas corrientes gracias al alto grado de automatismo que puede lograrse con este tipo de sistema. Además, el equipo navaid en tierra necesita muy poco mantenimiento.

La exactitud de la medición del viento con el sistema navaid, utilizando transmisores terrestres, depende del diseño, fase, estabilidad y relación señal-ruido de las señales de radionavegación disponibles en un emplazamiento determinado. En general, la exactitud no variará mucho durante el vuelo si la recepción de señales navaid por la radiosonda y la recepción de los datos navaid transmitidos desde la radiosonda al sistema de proceso en tierra son adecuadas. Las radiosondas navaid con frecuencia tienen dificultades para recibir señales de navegación fiables inmediatamente después del lanzamiento, lo cual puede convertirse en una limitación importante en el funcionamiento de los sistemas Omega (VLF), pues se necesitan, durante varios minutos, datos válidos sobre el seguimiento para poder obtener datos aceptables del viento. De esta manera, los sistemas Omega no pueden satisfacer los estrictos requisitos de exactitud en la capa límite.

La calidad de las mediciones navaid puede deteriorarse si los vientos en altitud son muy fuertes y si disminuye la recepción entre la radiosonda y el sistema terrestre. El aumento de carga electrostática en la antena de la radiosonda navaid durante tormentas eléctricas o en presencia de nubes cargadas de hielo ocasionan casi siempre largos períodos de pérdida de la señal durante vuelos que utilizan sistemas navaid Omega (VLF) y Loran. La estática en la antena de la radiosonda normalmente se descargará más tarde durante el vuelo y se podrán realizar de nuevo mediciones satisfactorias.

13.2 Sensores e instrumentos para medir el viento en altitud

13.2.1 Teodolitos ópticos

Los teodolitos ópticos pueden utilizarse para el seguimiento de globos cuando no se justifica el gasto que representan las mediciones con equipo de radioviento. Los operadores requieren muy buena preparación y pericia para reducir los errores de medición del viento en altitud a medida que el globo supera la capa límite.

El sistema óptico del teodolito empleado para el seguimiento de globos pilotos debe llevar montado el ocular de modo que su eje permanezca siempre horizontal, cualquiera que sea la dirección en que se apunte el anteojo. Para ello, es preferible emplear un prisma pentagonal en lugar del prisma ortogonal, ya que un ligero

desplazamiento del primero no afecta la perpendicularidad de las dos partes de que se compone el eje óptico del aparato.

El ocular del anteojo debe llevar un retículo formado por una cruz filar o cuadrícula, y ha de poseer un aumento de 20 a 25 veces y un campo de visión que no sea inferior a 2°. El soporte del teodolito debe ser de construcción sólida. Debe permitir girar el teodolito rápidamente a mano, o lentamente por rozamiento, o girar en falso en el círculo azimutal y en el vertical. Los limbos de azimut y de elevación deben estar graduados en divisiones que no superen 1° y deben estar provistos de nonios o tornillos micrométricos que permitan realizar las lecturas de los ángulos con una exactitud de 0,05°, con posibilidad de estimación de 0,01°. Las escalas deben estar dispuestas e iluminadas de manera que se puedan leer con facilidad tanto de día como de noche. La holgura del engranaje de los limbos no debe exceder de 0,025°. Los errores de colimación horizontal y vertical no deben sobrepasar 0,1°.

Para facilitar el seguimiento de un globo que se mueve rápidamente, el teodolito debe contar con puntos de mira, o estar dotado de un anteojo auxiliar con gran amplitud de campo visual, por ejemplo, no menos de 8°.

La plataforma del teodolito se ha de poder montar sobre un trípode corriente o sobre otro soporte, y debe poseer dispositivos para nivelar con exactitud el aparato. El soporte se debe poder regular en altura con objeto de ajustarlo a la estatura del observador. El teodolito debe ser de construcción robusta y estar protegido contra la corrosión.

13.2.2 Sistemas de radioviento en general

Los sistemas de radioviento se utilizaron en un principio para realizar mediciones del viento en altitud en presencia de nubes. Estos sistemas también eran capaces de efectuar mediciones con mucha exactitud a grandes distancias, siguiendo globos a alturas de hasta 30 km. En la actualidad, el uso de estos sistemas es fundamental para satisfacer las necesidades de exactitud de la mayoría de las mediciones modernas del viento en altitud. El alto grado de automatización de los modernos sistemas de radiovientosonda no exige la intervención de un operador en la mayor parte del ciclo de medición, con lo cual se reducen los costos en las operaciones meteorológicas.

13.2.3 Radioteodolito

Los radioteodolitos utilizados para medir el viento sirven sobre todo cuando las elevaciones del globo, a partir de la estación terrena, siguen siendo altas durante todo el vuelo. Si la elevación del globo se mantiene por encima de 16°, se satisface, con antenas de seguimiento relativamente pequeñas, la mayoría de las necesidades de exactitud en la medición del viento en altitud mencionadas en el Capítulo 12. Con globos a baja elevación, los errores de medición con radioteodolitos aumentan muy rápido a medida que disminuye la elevación, incluso si se utilizan antenas de seguimiento más grandes (véase la sección

13.5.3). Si los vientos en altitud se mantienen muy fuertes, resulta muy difícil satisfacer con un radioteodolito las necesidades de exactitud que figuran en el Capítulo 12, a menos que se utilice un transpondedor para suministrar una medición de la distancia oblicua (véase la sección 13.2.4.2).

Por lo general, un radioteodolito seguirá las emisiones procedentes de una radiosonda colgada a la parte inferior de un globo meteorológico. Una antena direccional acoplada a un receptor radioeléctrico gira en torno a los ejes vertical y horizontal para determinar la intensidad máxima de la señal utilizando servomecanismos apropiados. La radiofrecuencia empleada es generalmente de 1.680 MHz. Un buen modelo de antena, con un diámetro de unos 2 m, debe tener baja sensibilidad en sus lóbulos laterales con relación al haz principal; con este tamaño se pueden lograr seguimientos angulares de 0,1° de exactitud. De esta manera, el radioteodolito puede hacer seguimientos a bajas elevaciones de 6 a 10° sin interferencia entre las señales recibidas directamente de las radiosondas y las que proceden, por reflexión, de superficies adyacentes. La interferencia entre señales directas y reflejadas se denomina interferencia por trayectos múltiples y, por lo general, corresponde al factor limitante de la capacidad de seguimiento del radioteodolito a bajas elevaciones.

Antes de adquirir un radioteodolito debe solicitarse al fabricante las características detalladas del funcionamiento de la antena, el sistema de detección, los servocontroles, y los algoritmos para procesar los datos. Los radioteodolitos portátiles modernos con antenas de menos de 2 m de diámetro pueden tener problemas de interferencia por trayectos múltiples a altas elevaciones del orden de los 16°. Cuando se producen interferencias por trayectos múltiples, la señal máxima generalmente no se obtendrá en la dirección del globo. Los errores de elevación varían con el tiempo, pues las condiciones de interferencia por trayectos múltiples cambian a medida que la radiosonda se mueve, lo cual puede inducir a grandes errores sistemáticos en la medición del viento (superiores a 10 m s⁻¹).

Cuando el radioteodolito sigue la radiosonda, transmite al sistema informático terrestre el azimut y los ángulos de elevación observados. Las mediciones que llegan de la radiosonda determinan, con el tiempo, la variación de la altura geopotencial correspondiente a las direcciones observadas. Se puede deducir así la frecuencia del cambio en la posición del globo. Las mediciones del viento en altitud deben visualizarse, en forma tabular o gráfica, en la computadora. La continuidad de los vientos en la vertical permitirá al operador controlar el seguimiento erróneo. Una vez que el operador considera que el seguimiento es satisfactorio, se puede difundir a los usuarios un informe adecuado sobre los vientos en altitud.

A veces, los globos cambian de dirección según los vientos de superficie, y regresan al radioteodolito poco después del lanzamiento, aún cuando el globo haya sido lanzado por encima del radioteodolito. Para que cuando

esto suceda el radioteodolito mantenga con exactitud un seguimiento automatizado, deberá tener un índice muy alto de exploración en azimut y elevación, lo cual implica características mecánicas más exigentes que las necesarias para la mayoría de vuelos cuando el globo se encuentra a mayores distancias. Para reducir los requisitos mecánicos necesarios para un seguimiento exacto, los modelos de varios radioteodolitos modernos tienen incorporado el seguimiento interferométrico. En estos sistemas, el interferómetro compara la fase de las señales que llegan a las diversas secciones de su antena de seguimiento a fin de determinar la posición de la fuente transmisora en relación con la orientación de la antena. En la práctica, se toman muestras de los datos de fase en un microprocesador de alta velocidad, mientras que un servomecanismo sencillo orienta la antena aproximadamente en dirección de la radiosonda. La orientación aproximada de la antena es necesaria para que el interferómetro tenga una buena relación señal/ruido y para minimizar las reflexiones recibidas desde tierra. La elevación y el azimut se deducen entonces de una combinación de la posición de la antena, mientras que la dirección de la fuente se deduce con el interferómetro a partir de mediciones fase. La exactitud de la medición obtenida es similar a la que se logra con los mejores radioteodolitos de referencia. Se prevé que los sistemas interferométricos de radioteodolitos serán más seguros en la práctica y, por lo tanto, su mantenimiento será más económico.

13.2.4 Radar

La característica fundamental de la técnica de seguimiento con radar, en comparación con la del radioteodolito, es que la distancia oblicua se mide directamente con el azimut y la elevación. El radar primario se basa en la detección de impulsos de ondas de radio ultracortas reflejadas por un blanco adecuado que transporta el globo. Con un radar primario fiable pueden satisfacerse, en casi todas las situaciones, las necesidades de exactitud para la medición del viento en altitud que figuran en el Capítulo 12. Para mayor exactitud de las mediciones del viento en altitud se utilizan radares de seguimiento de alta precisión. A fin de obtener mediciones con exactitud superior a 1 m s⁻¹ se deben utilizar globos de superficie trabajada (muy costosos) en lugar de globos meteorológicos corrientes.

No debe utilizarse una radiosonda para obtener datos del viento con un radar primario. Si existe una estructura técnica de apoyo para el mantenimiento del radar, y si los gastos de personal son muy bajos, se pueden hacer considerables ahorros al minimizar los gastos que implica una radiosonda. Sin embargo, debido a los altos costos de sustitución y funcionamiento de los radares, en comparación con los costos de los sistemas naváid, en numerosos países ha disminuido el uso de sistemas de radares primarios en operaciones meteorológicas corrientes.

La mayoría de los sistemas de radares para medir el viento consisten en un modulador, un oscilador de

radiofrecuencia, un sistema de antenas radiogoniométricas, un receptor, y una unidad de proceso de datos para suministrar la distancia oblicua, el azimut y la elevación a un sistema informático terrestre. El modulador produce impulsos de voltaje bien definido de $1 \mu\text{s}$ de duración aproximadamente y a un ritmo comprendido en general entre 400 y 1.000 impulsos por segundo. Estos impulsos excitan un magnetrón, que produce emisiones bruscas de varios centenares de kilovatios de potencia, en ondas decimétricas. Esta energía se transmite a través de una guía de ondas al foco de un reflector paraboloide. Cuando éste se orienta hacia el globo reflector, los impulsos se reflejan de nuevo hacia el mismo sistema de antenas y son convertidos por el receptor. Se mide el intervalo de tiempo que transcurre entre la emisión del impulso por el magnetrón y la recepción de la señal de vuelta desde el globo. Dicho intervalo se convierte en la distancia oblicua del blanco tras compensar el tiempo de demora de la señal en la detección electrónica.

Se utilizan longitudes de onda de 3,2, 5,7 y 10,6 cm. Con las de 3,2 cm puede utilizarse una antena más pequeña para efectuar el seguimiento con la exactitud deseada y, por ende, este tipo de radar se convierte en el más económico. Sin embargo, en esta longitud de onda la atenuación de la señal en una zona de fuerte precipitación es mucho mayor que en la de 10,6 cm. En zonas propensas a fuertes lluvias, es mejor emplear longitudes de onda más altas para asegurar una amplia gama de observaciones cualquiera que sea el estado del tiempo.

13.2.4.1 REFLECTORES DE RADAR

Para las longitudes de onda antes mencionadas, la forma más eficaz del blanco es el reflector triédrico que consiste, en esencia, en tres planos conductores de electricidad perpendiculares entre sí. En un modelo, el plano superior, que permanece horizontal durante el vuelo, tiene forma de cuadrado. Un modelo para distancias mayores presenta una construcción de pirámide triangular y está provisto de un sistema que hace girar el reflector, evitando de este modo la posibilidad de "no respuesta" de reflexión del blanco durante un tiempo apreciable. El peso y la resistencia del blanco durante el vuelo deben ser lo más pequeño posible; además, el blanco debe ser plegable para facilitar tanto el almacenamiento como el transporte.

La energía interceptada por un ángulo en el haz del radar es directamente proporcional al cuadrado del tamaño lineal del reflector. La teoría general del radar establece que la relación entre la energía recibida y la energía transmitida por el radar es directamente proporcional al cuadrado del tamaño del reflector e inversamente proporcional a la cuarta potencia de la distancia oblicua que existe entre el radar y el reflector. El reflector utilizado ha de ser lo bastante grande para asegurar un seguimiento exacto a las mayores distancias en las condiciones meteorológicas previstas. Cuando los vientos en altitud son débiles, pueden utilizarse blancos más pequeños y económicos.

El funcionamiento del reflector triédrico depende, en gran parte, de la longitud de onda del radar. Los

radars de longitud de onda corta (3 cm) devuelven más energía desde un blanco determinado, lo cual permite utilizar sistemas de menor potencia, pero en dichas longitudes la atenuación y la inmersión del blanco debido a la lluvia son mayores.

Los reflectores triédricos de un tamaño de 0,5 a 1 m pueden utilizarse en la mayoría de las aplicaciones. El tamaño de estos reflectores está determinado por la longitud de los lados exteriores (hipotenusa) de los triángulos que forman el reflector triédrico. Se han utilizado con buenos resultados planos conductores de papel metalizado o poliestireno expandido, o de rejilla metalizada con un tamaño de malla de unos 0,5 cm, o de milar metalizado. Estos planos han de ser buenos conductores eléctricos. Por ejemplo, dan muy buenos resultados los planos que presentan una resistencia inferior a 20 ohmios entre dos puntos cualesquiera separados 30 cm entre sí. Una vez montado el reflector, la superficie del blanco debe ser plana (menos de 0,6 cm) y los planos deben ser perpendiculares entre sí, con una precisión de, al menos, 1° .

13.2.4.2 SISTEMAS DE TRANSPONDEDOR

En el sistema del radar secundario, los impulsos de energía transmitidos desde la estación terrena son recibidos por un sistema respondedor que transporta el globo. Éste puede ser un paquete de transpondedor separado o puede estar incorporado en el modelo básico de la radiosonda. La frecuencia de la señal de retorno no tiene por qué ser necesariamente la misma que la de la señal de salida. El tiempo que transcurre entre la transmisión del impulso y la respuesta del respondedor permite medir directamente la distancia oblicua.

La ventaja de esta técnica sobre el radar primario estriba en que el seguimiento puede mantenerse para mayores distancias a una potencia de salida determinada desde el transmisor terrestre. Esto se debe a que la energía transmitida por el respondedor es independiente y, en general, mayor que la energía recibida del transmisor terrestre. De este modo, la energía recibida por el receptor terrestre es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia oblicua del blanco, y no inversamente proporcional a la cuarta potencia de la distancia oblicua (como sucede con el radar primario).

Sin embargo, si en un emplazamiento determinado debe realizarse un número significativo de mediciones de radioviento sin que sea necesario efectuar mediciones simultáneas de radiosonda, el costo del material fungible de un radar secundario será mucho mayor que el de un radar primario, siendo este último el más apropiado.

La complejidad y las necesidades de mantenimiento del sistema de radar secundario son casi siempre parecidas a las de los radioteodolitos y los radares primarios.

13.2.5 *Sistemas de observación de ayuda a la navegación*

En los sistemas de observación de ayuda a la navegación, la radiosonda incorpora un sistema de antenas que recibe

las señales desde un sistema de radionavegación que estará a cargo de organismos independientes de los servicios meteorológicos nacionales. La finalidad principal del sistema será la navegación operativa de aeronaves o buques o la navegación en apoyo de actividades militares. En la actualidad, los sistemas navaid utilizados para medir el viento son los sistemas Omega y Loran, que usan transmisores terrestres. El uso del sistema de posicionamiento mundial (GPS) por satélite está en una etapa avanzada de desarrollo.

Para mantener al mínimo los costos del proceso de señales en la radiosonda, la mayor parte del proceso para efectuar mediciones del viento a partir de las señales navaid se efectúa después de que la radiosonda ha retransmitido las señales navaid de regreso al sistema terrestre. Así, pues, este sistema de medición del viento exige una buena recepción desde la radiosonda; la ubicación del sistema de antenas terrestres debe permitir una buena línea visual a las radiosondas en todas las direcciones. La radiofrecuencia de la radiosonda ha de garantizar también que la modulación errónea en la frecuencia portadora de la radiosonda con las señales navaid no produzca una interrupción en la frecuencia portadora transmitida desde la radiosonda a la estación.

La exactitud de las mediciones del viento en altitud que puede lograrse con el sistema de seguimiento navaid varía de acuerdo con la situación geográfica y las señales de navegación utilizadas. Siempre que se disponga de suficientes señales para que la navegación sea posible, la exactitud de la medición debe ser igual a la de los radio-teodolitos y radares.

Una de las principales ventajas del sistema navaid es la simplicidad del sistema terrestre, que no tiene partes móviles y no requiere ajustes muy exactos de las antenas de seguimiento, pudiéndose así desplegar el sistema desde aeronaves y buques, así como desde emplazamientos situados en tierra.

En los sistemas terrestres, la altura para las mediciones del viento en altitud se determina utilizando las mediciones de la altura geopotencial de la radiosonda. Es indispensable que, en el sistema terrestre, la indicación de tiempo de los datos procesados del viento del sistema navaid sea exactamente igual a la indicación de tiempo de las mediciones en altura de la radiosonda.

13.2.5.1 DISPONIBILIDAD DE LAS SEÑALES NAVAI EN EL FUTURO

Se están produciendo grandes cambios en la disponibilidad de las señales navaid. Las operaciones internacionales de navegación están utilizando sobre todo señales procedentes de un conjunto de satélites de navegación del GPS que giran alrededor de la órbita terrestre. Las señales de transmisores terrestres fijos han sido, en gran parte, sustituidas por las de esos satélites. Sin embargo, por diversas razones, algunos países siguen utilizando sistemas de navegación terrestre para redes de navegación regional o nacional. Debe consultarse a las autoridades de navegación por cuanto se refiere a la

futura disponibilidad de señales antes de realizar cualquier inversión a largo plazo en un sistema determinado.

El cálculo de los vientos utilizando el sistema de navegación del GPS es más complejo que el realizado con las señales navaid desde transmisores terrestres porque los satélites se mueven continuamente con respecto a las radiosondas, y los sistemas de medición del viento han de determinar las señales recibidas desde satélites, así como su posición y movimiento en cualquier momento. Las señales del GPS tienen una radiofrecuencia mucho más alta que las de Omega y Loran-C, y por ello la radiosonda debe procesar previamente esas señales a un grado mucho más alto antes de transmitir las al receptor terrestre. En consecuencia, las radiosondas del GPS deben tener una mayor capacidad de proceso que las radiosondas utilizadas hasta el momento. Sin embargo, se prevé que la exactitud resultante de la medición del viento con el GPS será igual, o incluso mejor, que la obtenida con radares primarios.

13.2.5.2 REDES OMEGA DE MUY BAJA FRECUENCIA (VLF)

Desde comienzos del decenio de 1980, el sistema Omega navaid para medir el viento en altitud se utiliza cada vez más en actividades meteorológicas y de investigación. Sin embargo, los explotadores de esta red han indicado que dejará de funcionar al cabo de unos años. La red rusa de navegación Alfa funciona en frecuencias similares a las de Omega. Existe también un limitado número de transmisiones de VLF periódicas adicionales suficientemente estables que pueden utilizarse para efectuar las mediciones del viento. Así pues, tras la interrupción de la red Omega, en algunos lugares seguirá siendo posible efectuar las mediciones del viento en el sistema de VLF. Debe garantizarse la posibilidad de utilizar diariamente las señales de VLF adicionales durante unos cuantos años antes de invertir en equipo que pueda utilizar esas señales.

Omega es una red de ocho transmisores controlados por relojes atómicos, que funcionan en bandas de muy baja frecuencia. El sistema ofrece una cobertura casi mundial, pero en algunas zonas muy limitadas de la Tierra (como partes de la Antártida) las señales no son adecuadas para realizar mediciones exactas y periódicas del viento. Cada estación transmite secuencialmente durante 0,9 a 1,2 segundos en las cuatro frecuencias asignadas de 10,2, 11,05, 11,33 y 13,6 kHz, con una frecuencia adicional característica para cada estación, las cuales no transmiten nunca simultáneamente en la misma frecuencia ni en más de una frecuencia a la vez. El ciclo se repite cada 10 segundos.

En las frecuencias seleccionadas (longitudes de onda de 22 a 30 km) la ionosfera y la superficie de la Tierra actúan como guía de onda. Los transmisores de VLF y Omega excitan varios modos de propagación cuyas amplitudes y velocidades de fase varían con la altura de la ionosfera, la dirección de propagación, y la distancia desde el transmisor. Debido a la presencia de

numerosos modos de orden elevado, es difícil predecir y explotar la señal de fase a unos 1.000 km del transmisor. Más allá de esta distancia, la fase es una función lineal útil de distancia. La altura de la ionosfera tiene una variación diurna, que ocasiona cambios en la fase recibida en un lugar determinado desde un transmisor estacionario, especialmente si el ocaso o el amanecer se produce en el trayecto que hay entre el transmisor y el receptor. Las anomalías esporádicas de propagación de la señal se producen cuando los rayos X y los flujos de partículas del sol perturban la ionosfera, estando los problemas más frecuentes relacionados con el final del ciclo de once años de actividad de las manchas solares.

Las señales Omega recibidas por la antena de la radiosonda Omega se utilizan para modular la frecuencia portadora de la radiosonda. Después de la recepción en la radiosonda receptora, dichas señales se extraen de la portadora y se transmiten al seguidor Omega del sistema terrestre, donde se hace un filtrado similar antes de la detección de fase para limitar las anchuras de banda de entrada y recortar las crestas de ruido de alta amplitud. Como los circuitos de filtro tienden a variar luego de una perturbación energética (causada por descargas eléctricas) es necesario un filtrado digital complementario. En el detector de fase puede explotarse la técnica de transformación de Fourier y otras técnicas de correlación cruzada.

Los ritmos de variación de fase de las señales Omega recibidas por las radiosondas se calculan en relación con la señal de referencia interna. Al utilizarse cálculos hiperbólicos normalizados, la estabilidad requerida de la referencia solo ha de ser moderada, y basta con un oscilador de cuarzo de alta calidad.

13.2.5.3 CADENAS LORAN-C

El sistema Loran-C constituye una ayuda a la navegación de largo alcance y exactitud relativamente alta, que funciona en la banda de bajas frecuencias centradas en 100 kHz (longitud de onda 3 km). Como se emplea principalmente en la navegación marítima, sobre todo en las zonas costeras y continentales de cabotaje, el sistema Loran-C sólo cubre algunas partes del mundo, en especial las zonas marítimas del hemisferio norte. En los últimos años, la mayoría de las estaciones con transmisores ubicadas fuera de la zona costera de América del Norte ha cambiado de propietario o ha cerrado. Los nuevos propietarios han renovado algunas de las cadenas a fin de proporcionar redes regionales para la navegación marítima. En América del Norte, es incierto el futuro de las cadenas Loran-C, pero de acuerdo con los actuales compromisos se mantendrán en funcionamiento hasta el año 2000.

Una transmisión Loran-C consiste en un grupo de ocho o nueve impulsos de una portadora de 100 kHz, cada uno de los cuales tiene una duración de 150 μ s. Cada cadena de transmisores consta de una estación principal y dos o más estaciones secundarias. En principio, la coherencia de la cadena se establece con relación

a la transmisión principal. Cada estación secundaria transmite sus grupos de impulsos a intervalos fijos después de la estación principal, con una cadencia específica para cada cadena, que normalmente es una vez cada 100 ms.

Las señales Loran-C se propagan porque tanto las ondas terrestres como las ionosféricas se reflejan desde la ionosfera. Las ondas terrestres son mucho más estables en la propagación que las señales Omega. Sólo hay una muy pequeña corrección de fase que depende de si la señal se propaga sobre la tierra o el mar. El ritmo de variación de la corrección de fase, a medida que cambia la posición de la radiosonda, en general no es lo suficientemente grande para que afecte la exactitud de la medición del viento. La propagación de la onda ionosférica varía más pues depende de la posición de la ionosfera y cambia con el día. Las señales de onda de superficie procedentes del transmisor son mucho más fuertes que las de ondas ionosféricas, pero éstas se debilitan más rápidamente que las primeras. Así pues, la mejor situación para medir el viento con el sistema Loran-C es cuando la mayoría de las señales recibidas de todos los transmisores en la radiosonda son de ondas de superficie, lo cual puede lograrse en las zonas de servicio del sistema, pero no en todas aquellas que teóricamente cubre. En la mejor situación, los datos del viento obtenidos con el sistema Loran-C pueden ser mucho más exactos y de resolución vertical más alta que los del sistema Omega.

La radiosonda Loran-C, al igual que la Omega, recibe las señales a través de su propia antena y luego modula la frecuencia portadora de la radiosonda para transmitir las señales al radiosonda receptora. El seguidor Loran, utilizado para detectar los instantes de llegada de los impulsos Loran tendrá que, hasta cierto punto, diferenciar entre señales de onda de superficie y de onda ionosférica. Esto se obtiene al detectar el instante de llegada desde las secciones principales de los impulsos. Los modernos seguidores Loran pueden funcionar en modo cadena cruzada, de manera que pueden utilizarse al mismo tiempo señales procedentes de más de una cadena Loran. Este dispositivo es fundamental para obtener mediciones del viento de buena calidad en numerosas partes de las zonas de servicio del sistema Loran-C. Los vientos se calculan a partir de los ritmos de variación en las diferencias del instante de llegada entre pares de transmisores Loran-C. Para los cálculos se utilizan todas las señales Loran-C fiables y no sólo un mínimo de tres.

Los sistemas de medición del viento Loran-C se han utilizado ampliamente para la investigación meteorológica en América del Norte y Europa, y para actividades meteorológicas en el noroeste de Europa. Los cambios producidos en la configuración de la cadena Loran-C, debidos a la renovación de los sistemas de transmisión, han puesto de relieve la necesidad de que los seguidores Loran en funcionamiento se adapten a las nuevas configuraciones de la cadena, ajustando los programas informáticos y no sustituyendo el soporte físico (hardware).

13.2.5.4 SISTEMA DE POSICIONAMIENTO MUNDIAL (GPS)

El sistema de posicionamiento mundial (GPS) es un sistema de radionavegación de muy alta exactitud que se basa en señales de radio transmitidas desde una constelación de 25 satélites que giran en órbita alrededor de la Tierra en seis planos. Cada uno de los planos orbitales cruza el Ecuador a 60° de separación, y una inclinación de 55° respecto de los ejes polares. El tiempo de duración de la órbita de un satélite es aproximadamente de 11 horas y 58 minutos. La constelación de satélites está configurada de manera que, en cualquier punto del mundo, siempre aparezca un mínimo de cuatro satélites sobre el horizonte, pero en algunas situaciones, hasta ocho satélites pueden ser visibles desde la Tierra.

Las señales transmitidas desde los satélites son controladas por patrones atómicos de frecuencias a fin de suministrar una estabilidad de frecuencia superior a $1 \cdot 10^{-13}$. Cada satélite transmite sólo dos códigos de medición de distancia pseudoaleatorios y digitales, y otro tipo de información que incluye el almanaque de la constelación, las efemérides, el tiempo UTC y el funcionamiento del satélite. Los códigos de medición de distancia y el sistema de datos se transmiten utilizando tecnología bifásica digital de espectro ensanchado. El nivel de potencia de las señales del código de medición de distancia es de -130 dBm, muy inferior al ruido térmico de fondo.

Se tienen en cuenta los siguientes códigos:

- a) el código de adquisición aproximada (C/A) se transmite en una portadora a 1.575,42 MHz, modulada por un código de ruido pseudoaleatorio determinado del satélite, con una frecuencia de segmentos de 1.023 MHz. Esta modulación realmente extiende la anchura del espectro del C/A a 2 MHz;
- b) el código de adquisición precisa (P) puede sustituirse por un código Y para operaciones militares durante períodos en que está activo el sistema de antiinterferencias (AS). El código P y el sistema de datos se transmiten coherentemente en las portadoras L1 (1.575 MHz) y L2 (1.228 MHz).

Las longitudes de onda de las señales del GPS son mucho más cortas que las de Omega y Loran. Las antenas, también mucho más pequeñas, que se utilizan para recibir las señales del GPS deben estar ubicadas en la parte superior de la radiosonda y estar libres de obstáculos en todas las direcciones hacia el horizonte. Las pequeñas antenas están mejor protegidas que las Omega y Loran contra los daños ocasionados por la electricidad atmosférica. Sin embargo, la ubicación de las antenas del GPS puede estar en conflicto con la instalación del sensor de temperatura que también debe ir en la parte superior de la radiosonda (para prevenir problemas diurnos y evitar que el aire caliente, que sube a la parte superior de la radiosonda, llegue hasta el sensor de temperatura).

La anchura de banda de los códigos de medición de distancia es demasiado ancha para que las señales del GPS sean retransmitidas a la estación terrena desde la radiosonda como lo hacen las señales Omega y Loran.

La radiosonda debe procesar previamente las señales del GPS a fin de reducir información en las señales que pueden transmitirse a la estación terrena en la frecuencia portadora de la radiosonda (como información análoga, igual a la utilizada por Omega y Loran, o como flujo de datos digitales). El proceso previo puede realizarse con una serie de técnicas que están en desarrollo. Los procesadores de la radiosonda del GPS tendrán que ser económicos para que se fabriquen en grandes cantidades.

Los primeros sistemas prácticos de radiosonda del GPS fabricados utilizan el código C/A en modo diferencial, que exige la recepción simultánea de señales del GPS por un receptor en la estación terrena, así como por el receptor de la radiosonda. El procesador del GPS de la estación terrena almacena el almanaque del satélite y otra información del GPS. Para obtener cálculos exactos del viento se requieren señales de, como mínimo, cuatro satélites. En modo diferencial, la fase o la variación Doppler de las señales recibidas en la radiosonda están relacionadas con las recibidas en la estación terrena. Esto resulta especialmente útil cuando la radiosonda se encuentra cerca de la estación terrena, ya que los errores de ubicación, introducidos por los retardos de propagación desde la aeronave hasta los receptores o por el AS, son iguales en ambos receptores y pueden eliminarse en gran parte.

Los sistemas de seguimiento del GPS pueden hacer un seguimiento exacto a una velocidad de muestreo muy alta en comparación con los Omega y Loran. De esta manera, es posible medir la modulación de la velocidad horizontal aparente pues la radiosonda se balancea como un péndulo en la parte inferior del globo durante un período de casi 10 segundos. Los vientos en altitud a una resolución vertical muy alta (50 m) no se necesitan siempre, salvo en la capa límite atmosférica, y los movimientos de oscilación se filtran mejor antes de comunicar los vientos en altitud.

Los primeros prototipos de radiosondas del GPS eran bastante sensibles a las interferencias de radiofrecuencia externas, pues el receptor de la radiosonda navaid fue diseñado para responder a las débiles intensidades de la señal del GPS. En el futuro, las radiosondas probablemente tendrán que compartir el espectro de radiofrecuencia con un creciente número de otros usuarios. Es importante, pues, que con los nuevos modelos de radiosonda se mejore la protección contra interferencias externas de radiofrecuencia.

La utilidad práctica y las limitaciones de las radiosondas operativas del GPS serán evidentes una vez que las radiosondas se fabriquen en grandes cantidades. Se prevé que las radiosondas del GPS serán tan fáciles de utilizar como los de los sistemas navaid, al tiempo que permitirán una mayor exactitud de las mediciones en casi todas las circunstancias.

13.3 Métodos de medición

13.3.1 Generalidades sobre el proceso de datos

Los modernos sensores de seguimiento pueden hacer lecturas con mucha mayor frecuencia que a intervalos de

un minuto como las que se realizaban con los primeros sistemas manuales. El proceso de datos del viento será totalmente automatizado utilizando una computadora asociada al sistema terrestre. El operador almacenará y visualizará la información sobre los vientos en altitud para verificarla antes de difundirla a los usuarios.

Así, pues, el muestreo de datos de seguimiento se hace mejor a intervalos de 10 segundos o menos. El muestreo debe realizarse a la mayor velocidad que se estime útil en el sistema de seguimiento. A mayor velocidad de muestreo más fácil es controlar la calidad de los datos con algoritmos automatizados. Después de la verificación, los datos de seguimiento se pueden atenuar con medios estadísticos y utilizarse para determinar la variación en la posición con el tiempo, si se requiere. La atenuación aplicada determinará el espesor de la capa atmosférica en la que se realizan las mediciones de los vientos en altitud. La atenuación se cambiará con frecuencia en diferentes partes del vuelo para tener en cuenta las diversas necesidades de los usuarios a diferentes alturas y las limitaciones de seguimiento del sistema de observación de los vientos en altitud utilizado. Si la exactitud de la medición baja demasiado en los niveles más altos, la resolución vertical de la medición ha de reducirse por debajo del requisito óptimo a fin de mantener los errores de medición dentro de límites aceptables.

Los algoritmos eficaces para verificar y suavizar los datos pueden utilizar polinomios de pocos términos (Acheson, 1970) o piezas polinómicas cúbicas (de Boor, 1986). En una publicación de la OMM (1986) figuran los algoritmos para calcular los vientos a partir de observaciones de radar y radioteodolitos. En general, los vientos pueden determinarse a partir de distintas posiciones deducidas de los datos de seguimiento, o de los ritmos de variación de las variables técnicas atenuadas del sistema de seguimiento (véase Passi, 1978). Numerosos sistemas modernos utilizan esta última técnica, pero los algoritmos deben poder resolver algunas singularidades de las variables técnicas, por ejemplo, cuando un globo da vuelta sobre el emplazamiento de seguimiento a alta elevación.

Cuando los vientos calculados a partir de los datos de seguimiento se visualizan para la verificación, es importante indicar las regiones del vuelo en que se perdieron algunos datos o se considera que tienen demasiado ruido para utilizarlos. Algunos de los algoritmos utilizados para la interpolación no son muy estables cuando existen omisiones en los datos de seguimiento. Es importante hacer la diferencia entre mediciones fiables de la cizalladura vertical del viento y las cizalladuras resultantes del proceso automático de datos cuando faltan datos de seguimiento. Al comenzar a subir el globo, los datos de seguimiento con frecuencia son de baja calidad. Si el sistema de observación del viento en altitud no puede realizar mediciones válidas del viento poco después del lanzamiento, entonces es preferible dejar un espacio en blanco en los informes que se comunican hasta que puedan obtenerse dichos datos.

Esto sucede porque la interpolación entre la superficie y los primeros niveles de datos válidos con frecuencia requiere la interpolación a lo largo de las capas de cizalladura del viento marcada en la vertical. Los algoritmos automatizados pocas veces funcionan adecuadamente en estas circunstancias.

Se ha recomendado que los sistemas de medición del viento en altitud utilicen más de un método de seguimiento para aumentar la garantía de la calidad de las observaciones. En ese caso, una solución óptima de la información de la posición podría encontrarse con el método de los cuadrados mínimos aplicado al sistema de ecuaciones no lineales sobredeterminadas (véanse Lange, 1988 y Passi, 1978). Este tipo de análisis podría aplicarse también a la interpretación de pruebas cuando un globo es seguido simultáneamente por más de un sistema.

13.3.2 *Observaciones realizadas con globo piloto*

La nivelación exacta y la orientación del teodolito óptico con respecto al norte verdadero constituyen requisitos esenciales previos a las observaciones del azimut y la elevación del globo en movimiento. Las lecturas del azimut y la elevación deben realizarse a intervalos no inferiores a un minuto. Los ángulos de azimut deben determinarse con una precisión de una décima de grado. Cuando asciende un globo piloto, la lectura de los ángulos de elevación ha de redondearse a la décima de grado si son iguales o superiores a 15° , y a $0,05^\circ$ si son menores de 15° .

En la ascensión de la radiosonda que se sigue con un teodolito óptico, la mayor exactitud de la medición de los vientos en altitud se obtiene a bajas elevaciones. Por lo tanto, la lectura de los ángulos de elevación deber redondearse a la décima de grado más próxima si son superiores a 20° ; a los $0,05^\circ$ más próximos cuando están comprendidos entre 20° o menos, pero son mayores de 15° ; y a los $0,01^\circ$ más próximos cuando son iguales o inferiores a 15° . El control del tiempo puede realizarse con un cronómetro o con un simple despertador cuyo timbre suene a intervalos deseados.

En los métodos que emplean un solo teodolito, la determinación de la velocidad y la dirección del viento exige cálculos trigonométricos, minuto a minuto, de la proyección horizontal del globo. La mejor manera de hacerlo es con una calculadora de bolsillo.

Cuando se quiere obtener mayor exactitud, es necesario recurrir a la técnica del doble teodolito. La línea de base entre los instrumentos debe ser, al menos, de 2 km, de preferencia orientada en una dirección aproximadamente perpendicular al viento dominante. Los cálculos se simplifican disponiendo las dos estaciones de seguimiento a un mismo nivel. Dado que para lograr la máxima exactitud de las mediciones con este método es indispensable tener una sincronización de las lecturas, conviene establecer entre las dos estaciones una comunicación por teléfono o por radio. En ese caso, los teodolitos registradores en los que las lecturas quedan impresas por un dispositivo eléctrico

pueden resultar muy útiles para aumentar la exactitud de las mediciones.

Para el seguimiento con varios teodolitos, pueden utilizarse otros procedimientos de evaluación. La redundancia proporcionada por todos los datos de seguimiento aumenta la exactitud de las mediciones, pero debido a las complicaciones adicionales que suponen los cálculos es necesario realizar la operación con una computadora personal (véanse Lange, 1988 y Passi, 1978).

13.3.3 *Observaciones realizadas con una antena direccional*

Los sistemas de medición del viento que efectúan el seguimiento con antenas direccionales requieren procedimientos de instalación y mantenimiento muy cuidadosos. Para asegurar la exactitud de las mediciones de la elevación y el azimut se requiere una nivelación exacta de la instalación y un mantenimiento cuidadoso a fin de que la orientación del eje eléctrico de la antena se mantenga cerca del eje mecánico, lo cual puede controlarse con varios métodos, incluido el seguimiento de la posición de transmisores o de blancos locales cuya posición se conoce. La mala orientación del azimut ha ocasionado recientemente errores adicionales en las mediciones del viento realizadas en numerosas estaciones de observación.

La calibración de la distancia oblicua de un radar primario puede verificarse con un blanco estacionario conocido, si existe este tipo de blanco. El seguimiento con el radar, en general, puede controlarse comparando las alturas geopotenciales del radar con las mediciones simultáneas de la radiosonda. En la sección 13.7 se examinan las correcciones de las mediciones de la altura del radar para los errores de seguimiento introducidos por la refracción atmosférica.

A alturas de hasta unos 24 km, la comparación de las mediciones de la altura del radar con las alturas geopotenciales de la radiosonda puede utilizarse para identificar el seguimiento realizado con el radar que no corresponde a las normas. Además, si se sabe que las mediciones de la distancia oblicua del radar son fiables, es posible identificar pequeños errores sistemáticos en la elevación comparando las alturas del radar con las de la radiosonda en función de la cotangente de elevación. En una publicación de la OMM (1987) se establecieron los errores típicos en la altura geopotencial de la radiosonda para la mayoría de las radiosondas utilizadas.

Tanto los sistemas de radar como los radioteodolitos pueden tener dificultades para seguir un blanco a corta distancia, debido a que la potencia de la señal recibida por un lóbulo lateral de la antena puede ser lo suficientemente alta para permitir el seguimiento automatizado sostenido a corta distancia. Sin embargo, cuando el seguimiento se realiza desde un lóbulo lateral, la potencia de la señal recibida disminuye muy rápido tras unos breves minutos, y el blanco, obviamente, se pierde, tras lo cual resulta difícil recuperar el seguimiento con algunos sistemas cuando existen nubes bajas, llueve, o hay neblina en el lugar de lanzamiento. Por lo tanto, es

necesario tener un método para controlar que el blanco esté centrado en el haz principal al inicio del vuelo. Esta operación debe realizarla un operador utilizando un dispositivo de puntería, un telescopio o una videocámara alineada con el eje de la antena. La alineación del seguimiento es más difícil de controlar con un radioteodolito interferométrico, pues el mecanismo de seguimiento del radioteodolito no siempre coincide exactamente con la dirección observada de la trayectoria del globo.

13.3.4 *Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación*

Los principios siguientes se aplican a los sistemas navaid terrestres, que siguen siendo los únicos sistemas de medición del viento de este tipo totalmente operativos, pero sirven también para el GPS por satélite que en la actualidad se está desarrollando.

Para efectuar mediciones satisfactorias del viento en altitud es necesario que la radiosonda reciba señales de, al menos, tres estaciones. La diferencia en el instante de llegada de las señales de navegación que recibe la radiosonda, tras la transmisión coherente de dos emplazamientos, define el lugar o la línea de posición (véase OMM, 1985), que tendrá la forma de una hipérbola en un plano (pero se convierte en una elipsis sobre la superficie de una esfera). Por esta razón, los sistemas de navegación que utilizan esta técnica se denominan sistemas hiperbólicos. Dos líneas interceptadas de la posición sirven para determinar las proyecciones horizontales. Sin embargo, si las líneas de posición están casi en paralelo cuando se cruzan puede producirse un gran error en la posición, asociado a un pequeño error en el instante de llegada. Con los sistemas navaid de medición del viento en altitud ha quedado claramente demostrado que deben utilizarse todas las señales navaid disponibles de un tipo determinado (en general, un mínimo de cuatro o cinco) para aumentar la fiabilidad del seguimiento. Karhunen (1983) indica un tipo de algoritmo utilizado para explotar todas las señales disponibles del sistema navaid.

Si sólo se dispone de tres señales en un emplazamiento determinado, convendría adquirir un sistema de seguimiento navaid para la investigación, pero podría ser muy arriesgado utilizarlo en las actividades meteorológicas corrientes, pues, durante las operaciones de mantenimiento, la mayoría de los transmisores dejan de funcionar durante un año, y en todo ese tiempo, será imposible realizar mediciones del viento en altitud.

El programa informático utilizado para el proceso de datos del viento obtenidos con el sistema navaid debe ser lo suficientemente avanzado para tratar las diversas anomalías que se producen en las señales navaid (véanse Lange, 1983 y Olson, 1979).

Al realizar mediciones del viento en altitud con sistemas de seguimiento navaid, el sistema terrestre navaid ha de estar sincronizado con exactitud a las transmisiones navaid antes del lanzamiento. La sincronización se obtiene, generalmente, utilizando receptores de señales mediante una antena local conectada al sistema receptor

terrestre. Esta antena debe poder recibir las señales adecuadas para la sincronización cualesquiera sean las condiciones meteorológicas en el emplazamiento.

El sistema terrestre debe también suministrar al operador indicaciones claras de las señales navaid disponibles para medir el viento antes del lanzamiento y durante el vuelo de la radiosonda.

Después del lanzamiento el funcionamiento de los sistemas de medición del viento navaid está altamente automatizado. Sin embargo, las estimaciones de los errores de medición esperados, basándose en la configuración y la calidad de las señales navaid recibidas, serán útiles para el operador. Durante el vuelo, el operador debe poder identificar las radiosondas defectuosas con características de baja recepción o transmisión que, desde luego, proporcionan observaciones inferiores a las normales, las cuales deben eliminarse y, si procede, debe repetirse el lanzamiento.

13.4 Ubicación del equipo terrestre

Un radioteodolito o un radar debe ubicarse en un terreno elevado cuyo horizonte esté lo más libre posible de obstáculos. Los obstáculos que puedan existir no deben abarcar, en el punto de observación, un ángulo mayor de 6° . Un emplazamiento ideal lo constituiría una colina simétrica con una pendiente de unos 6° para una hondonada de 400 m, en una hondonada rodeada de alturas cuya elevación angular fuera de 1° ó 2° ; de este modo se eliminan los ecos sobre el suelo más allá de una corta distancia.

El sistema de seguimiento debe dotarse de una base firme sobre la cual se instalará el equipo.

Para lograr mediciones navaid con buenos resultados es fundamental obtener una buena recepción de las señales mediante una antena navaid local y un sistema de antenas terrestre para la radiosonda. Dichas antenas deben estar ubicadas al aire libre y en lo más alto del emplazamiento, desde el cual se tenga un buen horizonte para tener una recepción en todas las direcciones.

Las mediciones del viento en altitud se comunican generalmente junto con las mediciones de los vientos en superficie. Es preferible que éstas se obtengan a partir de un emplazamiento cercano al lugar de lanzamiento del globo, en el que debe haber vientos adecuados a la finalidad de la medición. Si la medición del viento en altitud es necesaria para detectar un efecto localizado que influye en un aeródromo, entonces la ubicación óptima puede diferir de la del emplazamiento que necesita observar movimientos mesoescales y sinópticos en una zona más extensa.

13.5 Fuentes de error

13.5.1 Generalidades

Los errores que se cometen en las mediciones del viento en altitud se deben a una combinación de errores debidos a un seguimiento defectuoso del movimiento horizontal de un blanco, los errores en la altura asignada al blanco, y las diferencias entre el movimiento del blanco y el movimiento real atmosférico.

13.5.1.1 ERRORES EN EL SEGUIMIENTO DEL BLANCO

La relación entre errores del viento y errores de seguimiento difiere según el método de observación. Para algunos sistemas, como los radioteodolitos, los errores del viento varían mucho con la distancia, el azimut y la elevación, incluso cuando los errores de esos parámetros de seguimiento se mantienen constantes con el tiempo. Por otra parte, los errores del viento a partir de los sistemas de seguimiento navaid, en general, no varían mucho con la distancia o la altura.

En una publicación de la OMM (1975) se evaluaron las incertidumbres producidas por el cálculo manual de los vientos, y se llegó a la conclusión de que existían grandes riesgos de introducir errores con los métodos manuales que utilizan mesas trazadoras, reglas de cálculo, etc., y de que debían sustituirse, en lo posible, por equipos automáticos.

La exactitud de todos los sistemas de medición del viento en altitud cambia de vez en cuando. Esta variación puede producirse por períodos cortos durante el vuelo de un blanco determinado, cuando provisionalmente se debilita el seguimiento, o durante todo el vuelo, por ejemplo, si las señales transmitidas desde una radiosonda navaid son defectuosas. En algunos lugares, la exactitud del seguimiento de los vientos en altitud puede disminuir gradualmente después de varios meses debido a la inestabilidad de la capacidad de seguimiento o al establecimiento del sistema terrestre. En todo caso, convendría que las estimaciones de la exactitud de la medición del viento se determinasen a partir de los sistemas del viento en altitud en tiempo real para complementar los informes de dichas mediciones. Los errores comunicados permitirán identificar mediciones de baja calidad y darles menos importancia en los análisis numéricos. En la práctica, los errores pueden comunicarse utilizando las claves TEMP o PILOT y las tablas BUFR adecuadas (OMM, 1995).

Cuando los errores en el seguimiento del blanco comienzan a introducir errores del viento inaceptables a una resolución vertical determinada, la situación con frecuencia se compensa al calcular los vientos a una resolución vertical inferior. Como la mayor parte del tiempo los vientos en altitud no cambian muy rápidamente en la vertical, pocas veces puede obtenerse una gran diferencia entre una medición del viento en altitud a una resolución vertical de 150 m y a otra realizada a 1,2 km. Los sistemas de medición del viento Omega se han utilizado sobre todo a una resolución vertical de 1,2 km, es decir a una resolución vertical inferior a la ideal si se compara con los numerosos requisitos que figuran en el Capítulo 12. Sin embargo, aunque los sistemas de medición del viento Omega se han aceptado como sistemas operativos, no sirven para aplicaciones en las que es fundamental la exactitud de la medición de la cizalladura vertical del viento.

La práctica de reducir la resolución vertical de las mediciones del viento en altitud poco a poco a través de

la troposfera superior y la estratosfera inferior se adoptó principalmente para superar las limitaciones de seguimiento de los radioteodolitos. Esta práctica no se justifica por la estructura vertical real observada en la atmósfera, pues muchas de las cizalladuras verticales del viento más importantes se encuentran en los niveles superiores de la corriente en chorro, entre 10 y 18 km de altura (véase, por ejemplo, la vertical detallada de los perfiles del viento que figura en Nash, 1994).

13.5.1.2 ERRORES ATRIBUIDOS A LA ALTURA

Los errores atribuidos a la altura por lo general no son importantes a menos que la altura se derive del tiempo de vuelo y de una velocidad ascensional supuesta del globo.

No obstante, las pruebas efectuadas a los sistemas totalmente automatizados de medición del viento en altitud con frecuencia mostraron diferencias entre las horas asignadas a las observaciones del viento y las asignadas a las mediciones de la radiosonda asociada. En algunos casos, la sincronización del viento no se inició al mismo tiempo que la de la radiosonda, y en otros se perdió durante el vuelo por una serie de razones. En otros sistemas, las horas asignadas a los vientos comunicados no correspondían a las de los datos de muestra utilizados para calcular el viento, sino más bien a la hora de comienzo o finalización del muestreo. Todos los tipos de errores de temporización podrían ocasionar grandes errores en las alturas asignadas a las mediciones del viento, y se tendrían que eliminar en los sistemas operativos fiables.

13.5.1.3 MOVIMIENTO DEL BLANCO EN RELACIÓN CON LA ATMÓSFERA

El movimiento del blanco en relación con el aire tendrá más importancia para los sistemas con mayor exactitud de seguimiento y más alta resolución vertical. Por ejemplo, la oscilación de la radiosonda del GPS, ubicada en la parte inferior del globo, es evidente en las mediciones de seguimiento del GPS y debe filtrarse siempre que sea posible.

El movimiento del globo con respecto a la atmósfera, producido por un desplazamiento de los vórtices debido a la estela del globo, puede ocasionar errores del orden de 1 a 2 m s⁻¹ (nivel 2σ) cuando se siguen pequeños globos pilotos (50 g de peso) a una resolución vertical de 50 m. Los errores de movimiento del globo son menos importantes en operaciones de medición corrientes (resoluciones verticales de unos 300 m) cuando las mediciones se realizan mediante el seguimiento de globos más grandes (peso que excede los 350 g).

El deslizamiento horizontal de la radiosonda con paracaídas en relación con la atmósfera también puede ser un factor limitante de la exactitud de las mediciones de la radiosonda del GPS. La velocidad de descenso de la radiosonda con paracaídas, en general, es dos veces superior a la velocidad ascensional de la radiosonda suspendida en un globo.

13.5.2 Errores en las observaciones con globo piloto

Los errores instrumentales de un buen teodolito óptico no suelen ser superiores a ±0,05°; los errores pueden variar lentamente con el azimut o la elevación, pero son pequeños en comparación con los errores de observación. Los errores de lectura han de ser inferiores a 0,1°, y la importancia de estos errores aumenta con la distancia y cuando se trabaja a elevaciones bajas.

En las observaciones con un solo teodolito, la mayor fuente de errores es la falta de constancia en la velocidad ascensional del globo, lo que puede deberse a los diversos gases con que se infla el globo, su forma, y la velocidad vertical de la atmósfera a la que asciende. Un error proporcional determinado en la velocidad ascensional origina un error proporcional en la altura del globo y, en consecuencia, al modificarse el ángulo de elevación, un error proporcional en la velocidad del viento.

En la ascensión de dos teodolitos, el efecto de los errores del sistema depende del método de evaluación adoptado. Schaeffer y Doswell (1978) realizaron análisis sobre este tema.

13.5.3 Errores de los sistemas al utilizar una antena direccional

La relación entre errores vectoriales del viento y errores reales de las mediciones de seguimiento puede expresarse como una función aproximada de la altura y del viento medio (o de la relación entre este último y la velocidad ascensional media del globo). Las relaciones entre los errores aleatorios en el radar primario y las mediciones del viento con el radioteodolito son:

- a) radar primario o secundario que mide la distancia oblicua, el azimut y la elevación:

$$\epsilon_v^2 = 2 \cdot [\epsilon_r^2 \cdot Q^2 / (Q^2 + 1) + \epsilon_\theta^2 \cdot h^2 + \epsilon_\phi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2] / t^2 \quad (13.1)$$

- b) teodolito óptico o radioteodolito y radiosonda que mide el azimut, el ángulo de elevación y la altura:

$$\epsilon_v^2 = 2 \cdot [\epsilon_h^2 \cdot Q^2 + \epsilon_\theta^2 \cdot h^2 \cdot (Q^2 + 1)^2 + \epsilon_\phi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2] / t^2 \quad (13.2)$$

donde ϵ_v es el error vectorial del viento calculado; ϵ_r es el error aleatorio en la medición de la distancia oblicua; ϵ_θ es el error aleatorio en la medición del ángulo de elevación; ϵ_ϕ es el error aleatorio en la medición del azimut; ϵ_h es el error aleatorio de la altura (deducido de la medición de la presión); Q es la magnitud del viento vectorial medio hasta la altura h dividida por la velocidad ascensional media del globo hasta la altura h ; t es el intervalo de tiempo entre las muestras.

El Cuadro 13.2 muestra las diferencias de exactitud del viento vectorial obtenidas con estos dos métodos de medición del viento en altitud. La velocidad ascensional media que se utiliza en las mediciones del viento en altitud es, en general, entre 5 y 8 m s⁻¹. Los valores del error vectorial del viento se deducen de las ecuaciones 13.1

y 13.2 para varias alturas y valores de Q , para un sistema de seguimiento que tenga las siguientes características: ε_r 20 metros; ε_θ 0,1 grado; ε_φ 0,1 grado; ε_h error de altura equivalente al error de presión de 1 hPa; t 1 minuto.

En el Cuadro 13.2 se ve claramente que para determinados seguimientos, las mediciones del viento efectuadas con un radioteodolito (o teodolito óptico) son menos exactas que las obtenidas con un radar primario o secundario.

En las expresiones de errores vectoriales en los vientos calculados en las ecuaciones 13.1 y 13.2, los dos primeros términos dentro del corchete representan el error radial y el error de los vientos observados con el mismo azimut que el de la antena de seguimiento. El tercer término del corchete representa el error tangencial, el error en los vientos observados en el ángulo recto del azimut de la antena de seguimiento. Con estos tipos de sistemas de medición del viento en altitud, la distribución del error no es independiente de las direcciones y no puede representarse adecuadamente con un solo parámetro. Por esta razón, los valores del Cuadro 13.2 proporcionan la magnitud de los errores, pero no la dirección en que actúan.

Cuando los errores tangenciales y radiales son muy diferentes en magnitud, la distribución del error es altamente elíptica y los errores combinados tienden a concentrarse paralela o perpendicularmente al eje de la antena de seguimiento. Del Cuadro 13.3 se deduce la relación de algunos de los errores tangenciales y radiales que se combinan para obtener los errores vectoriales del Cuadro 13.2. Los valores superiores a 3 en el Cuadro 13.3 indican que la dominante es el componente del error tangencial. En consecuencia, en las mediciones del viento con radar, los errores tangenciales dominan a

distancias más grandes (altura media de vientos y, por ende, valores elevados de Q , además de alturas más altas). Con el sistema de radioteodolitos, los errores radiales dominan a distancias más grandes y la relación se reduce a menos de 1. La principal contribución a los errores radiales del radioteodolito la aporta el error del ángulo de elevación, salvo en las situaciones de altitudes elevadas con valores pequeños de Q , en cuyo caso el error aleatorio en la altura de la radiosonda se convierte en el mayor de los términos.

Los resultados en los Cuadros 13.2 y 13.3 se basan en una evaluación teórica de los errores de los diversos tipos de sistemas. No obstante, se estima que los vientos se calculan a partir de una simple diferencia entre dos muestras discretas de datos de seguimiento. Los cálculos no tienen en cuenta las posibles mejoras en la exactitud derivadas del ritmo de variación de la posición de grandes muestras de información de seguimiento obtenida a una resolución temporal alta. El Cuadro 13.4 contiene estimaciones de la exactitud real de la medición lograda por varios radares y radioteodolitos en las cuatro fases de la comparación de radiosondas de la OMM (véase la sección 13.6.1.2 para referencias sobre las pruebas).

De los tres radioteodolitos probados en dicha comparación, el sistema japonés logró los mejores resultados con valores de Q elevados, pero este sistema aplica un mayor ajuste a las mediciones de la elevación y no mide el viento vertical con mucha exactitud en las capas superiores de las corrientes en chorro. El radioteodolito portátil más pequeño, presentado por Estados Unidos en Japón, tuvo los mayores errores, con valores de Q elevados, por problemas con la interferencia debida a trayectos múltiples.

CUADRO 13.2

90 por ciento del error vectorial ($m s^{-1}$) en función de la altura y del cociente Q entre el viento medio y la velocidad ascensional

Q	Radar						Radioteodolito					
	ε_{va} 5 km	ε_{va} 10 km	ε_{va} 15 km	ε_{va} 20 km	ε_{va} 25 km	ε_{va} 30 km	ε_{va} 5 km	ε_{va} 10 km	ε_{va} 15 km	ε_{va} 20 km	ε_{va} 25 km	ε_{va} 30 km
1	1	1	1,5	1,5	2,5	2,5	1	1,5	3	5,5	9	25
2	1	1,5	2,5	3	4	4	5	4	6,5	11	19	49
3	1,5	2,5	3	4	5	6	4	7	11	19	30	76
5	1,5	3	5	6	8	10	9	18	27	42	59	131
7	2,5	5	7	9	11	13	18	34	51	72	100	194
10	3	6,5	10	13	16	19	34	67	100	139	182	310

- NOTAS: 1) Este Cuadro no incluye los errores adicionales introducidos por interferencias debidas a trayectos múltiples en las observaciones del radioteodolito. Cabe esperar errores adicionales debido a estos efectos para los valores de Q entre 7 y 10.
- 2) En la práctica, las observaciones del viento efectuadas con radioteodolitos se suavizan para las capas de mayor espesor que las indicadas en estos cálculos para todas las alturas a partir de 5 km. Por lo tanto, para alturas a partir de 15 km, los errores del radioteodolito deben dividirse, al menos, por un factor de cuatro para que correspondan a la práctica operativa.

CUADRO 13.3
Relación entre los componentes del error en la observaciones del viento en altitud
 (α_{EV} = error tangencial/error radial)

Q	Radar						Radioteodolito					
	α_{EV} 5 km	α_{EV} 10 km	α_{EV} 15 km	α_{EV} 20 km	α_{EV} 25 km	α_{EV} 30 km	α_{EV} 5 km	α_{EV} 10 km	α_{EV} 15 km	α_{EV} 20 km	α_{EV} 25 km	α_{EV} 30 km
1	1/2	1	1	1	1	1	1/3	1/2	1/3	1/4	1/5	1/13
2	1	1	2	2	2	2	1/3	1/3	1/3	1/4	1/6	1/13
3	1	2	2	3	3	3	1/4	1/4	1/4	1/5	1/6	1/13
5	2	3	4	4	5	5	1/5	1/5	1/6	1/6	1/7	1/14
7	3	5	6	6	6	7	1/7	1/7	1/7	1/7	1/9	1/14
10	4	7	8	9	9	9	1/10	1/10	1/10	1/11	1/11	1/16

CUADRO 13.4
Estimaciones de los errores vectoriales aleatorios típicos (nivel 2σ , unidad: $m s^{-1}$) en las mediciones del viento en altitud obtenidas durante la comparación de radiosondas de la OMM
 (se incluyen estimaciones de los valores típicos de Q y α_{EV} para cada una de las cuatro fases)

Sistema	$\epsilon_v a$ 3 km	α_{EV} 3 km	Q 3 km	$\epsilon_v a$ 18 km	α_{EV} 18 km	Q 18 km	$\epsilon_v a$ 28 km	α_{EV} 28 km	Q 28 km	Lugar de la prueba
Radar primario [Reino Unido]	1,1	1	3,5	2,1	1,3	5	2,7	1,6	5	Reino Unido*
Radioteodolito [Estados Unidos]	2,1	≈	1,5	4,8	≈	2,5	5,2	≈	1	Reino Unido
Radioteodolito [Estados Unidos]	2,8	≈	2,5	10,4	0,4	6	9	0,33	4	Estados Unidos
Radioteodolito portátil	1,5	≈	<1	4,8	≈	3	5,8	≈	1,5	República de Kazajstán
Radioteodolito portátil	2,2	≈	1,5	12	0,31	5,5	9	0,23	4	Japón
Radioteodolito [Japón]	1,7	≈	1,5	6,4	0,48	5,5	4,7	0,48	4	Japón
Radar secundario [AVK, Rusia]	1,5	≈	<1	2,6	≈	3	2,6	≈	1,5	República de Kazajstán
Radar secundario [China]	1,5	≈	<1	3,8	≈	3	3,4	≈	1,5	República de Kazajstán

* Datos obtenidos de la prueba realizada en el Reino Unido después de la Fase I de la comparación de radiosondas de la OMM (véase Edge y otros, 1986).

Las distribuciones elípticas de los errores para las observaciones de radar y radioteodolito muestran las tendencias previstas para valores de Q elevados. Sin embargo, la elipticidad de los errores no fue tan alta como figura en el Cuadro 13.3, probablemente porque los errores aleatorios en los ritmos de variación del azimut y la elevación eran, en la práctica, más pequeños que los tomados para el Cuadro 13.3.

13.5.4 Errores en los sistemas de radionavegación terrestres

Los errores en los sistemas navaid dependen de la estabilidad de fase de las señales navaid recibidas en la radiosonda y de la posición de la radiosonda con respecto a la red de transmisores navaid. Sin embargo, también debe tenerse en cuenta la calidad del enlace telemétrico

entre la radiosonda y el grupo receptor. En pruebas en las que se han desplazado las radiosondas a mayores distancias (al menos 50 a 100 km), los errores del viento con sistemas de medición del viento navaid aumentan con la distancia, pero frecuentemente en una proporción igual o inferior al aumento de la distancia para un radar primario. La recepción de la señal desde una radiosonda inmediatamente después de su lanzamiento no siempre es fiable. En los sistemas Omega y Loran-C se observan más errores en la medición del viento poco después del lanzamiento que cuando la radiosonda logra un movimiento estable tras varios minutos de vuelo.

La exactitud de la medición del viento con el sistema navaid está limitada principalmente por la relación señal-ruido en las señales recibidas en la radiosonda. El tiempo de integración utilizado en la práctica para obtener mediciones del viento fiables varía entre 2,5 y 4 minutos para las señales Omega, entre 30 segundos y 2 minutos para las señales Loran-C, y menos de un minuto para las señales del GPS. La potencia de la señal recibida en un emplazamiento determinado desde un transmisor Omega o Loran-C puede variar mucho durante el día, debido, en general, a que en ciertas circunstancias las variaciones diurnas en la altura y la orientación de las capas ionosféricas tienen una mayor influencia en la potencia de la señal. En algunos emplazamientos, las fluctuaciones en la potencia y la estabilidad de la señal pueden ser tan grandes como para impedir realizar mediciones fiables con los sistemas Omega o Loran-C en todo el día.

Un segundo factor importante que influye en la exactitud de la medición es la dilución geométrica de precisión de la exactitud del sistema de navegación, que depende de la ubicación del receptor de la radiosonda en relación con los transmisores navaid. Si la radiosonda está cerca del centro de la línea de base entre los dos transmisores, un error aleatorio determinado en la diferencia del instante de llegada desde dos transmisores dará lugar a un pequeño error aleatorio de posición en una dirección paralela a la línea de base entre los transmisores. Sin embargo, si la radiosonda está ubicada en la prolongación de la línea de base más allá de cualquier transmisor, el mismo error aleatorio en la diferencia del instante de llegada producirá un error de posición mayor en la misma dirección. La mayor exactitud para la medición del viento horizontal en dos dimensiones necesita, al menos, dos pares de transmisores navaid, estando sus líneas de base situadas aproximadamente en ángulo recto, y la radiosonda ubicada hacia el centro del triángulo definido por los tres transmisores. En la práctica, las señales de más de dos pares de transmisores navaid se utilizan, siempre que sea posible, para mejorar la exactitud de la medición del viento. Las técnicas que emplean la solución de los cuadrados mínimos para determinar la regularidad de las mediciones obtenidas han sido útiles al determinar estimaciones de los errores del viento.

Otra fuente de error es la perturbación en la propagación de las señales a partir de transmisores de una red navaid. Los efectos diurnos en la propagación de señales Omega pueden producir errores sistemáticos de hasta 1 m s^{-1} en la dirección del trayecto entre la radiosonda y el transmisor afectados por variaciones de fase anómalas. Este efecto se observó en las mediciones Omega efectuadas a las 1800 y 0600 UTC en la fase III de la Comparación de Radiosondas de la OMM (OMM, 1991). A las 1800, los vientos Omega tenían una diferencia media de -1 m s^{-1} en relación con las mediciones del radar secundario ruso del componente de los vientos del oeste, pero a las 0600, la diferencia media entre los dos sistemas era de $0,4 \text{ m s}^{-1}$. En cambio, los componentes de los vientos del oeste, medidos con un radioteodolito de Estados Unidos, presentaron diferencias de 0,1 y 0,2 m s^{-1} respecto de un radar secundario a las mismas horas de observación.

13.5.4.1 SISTEMAS DE MEDICIÓN DEL VIENTO OMEGA

Como se señaló anteriormente, la propagación de las señales navaid Omega varía durante el día. Las señales Omega sufren también una mayor atenuación sobre el hielo y, en menor grado, sobre tierra firme. Las atenuaciones más bajas ocurren sobre trayectos marítimos. Algunas zonas del mundo tienen una redundancia alta en la disponibilidad de señales Omega para la navegación, mientras que en otras, la navegación apenas es posible. En consecuencia, la exactitud de los sistemas de medición del viento Omega varía en diferentes partes del mundo y a diferentes horas del día, el año, y el ciclo solar (véase, por ejemplo, Franklin y Julian, 1985).

Los mejores sistemas de medición del viento Omega utilizan el mayor número posible de frecuencias Omega diferentes, con el mayor número posible de señales de estaciones (tras excluir señales procedentes de estaciones cuya dirección de llegada no puede identificarse sin ambigüedad). La exactitud de las mediciones del viento es mucho más reducida con sistemas que sólo seleccionan un mínimo de tres estaciones para el seguimiento. Los valores de los errores Omega en el Cuadro 13.5 se determinan para los mejores sistemas de medición del viento Omega, basados en una encuesta de los resultados de la Comparación de Radiosondas de la OMM (véase la sección 13.6.1).

13.5.4.2 SISTEMAS DE MEDICIÓN DEL VIENTO LORAN-C

En algunas zonas del mundo, los sistemas navaid de medición del viento Loran-C pueden efectuar mediciones más exactas que las radiosondas Omega a más alta resolución. Passi y Morel (1987) examinaron esta situación. Los sistemas disponibles en el mercado, como se indica en el Cuadro 13.5, permiten realizar mediciones del viento de buena calidad. La calidad de las mediciones obtenidas cuando se utilizan, principalmente, señales de superficie se derivó de las pruebas de instalación en las Islas Británicas como lo indican Nash y Oakley (1992).

CUADRO 13.5

Error aleatorio (nivel 2σ) y error sistemático previstos en sistemas de medición del viento navaid en zonas donde la cobertura de señales navaid es casi óptima

Sistema	Tiempo medio (s)	Error sistemático ($m s^{-1}$)	Error aleatorio ($m s^{-1}$)
Omega	150-240	hasta ± 1	2,5-5
Loran-C [onda de superficie]	30-60	hasta $\pm 0,2$	0,6-3
Loran-C [onda ionosférica]	60-120	hasta $\pm 0,2$	1,6-4
GPS	5	hasta $\pm 0,1$	0,4-2*

* Valores tomados de Elms y Nash, 1996.

La calidad de medición obtenida con transmisores a mayores distancias, donde las ondas ionosféricas son importantes, se determinó a partir de los resultados de la fase IV de la Comparación de Radiosondas de la OMM celebrada en Japón (véase OMM, 1996).

13.5.5 Errores en los sistemas de medición del sistema de posicionamiento mundial (GPS)

En teoría, los sistemas de medición del viento del GPS que utilizan códigos de adquisición aproximada (C/A) en un modo diferencial deben medir los vientos con una exactitud de $0,2 m s^{-1}$. Las estimaciones de exactitud del Cuadro 13.5 se hicieron en base a las pruebas realizadas a comienzos de 1996 con radiosondas prototipos (Elms y Nash, 1996). La mayor exactitud en la medición del viento con el GPS sólo se obtuvo en la troposfera inferior, y a niveles superiores disminuyó hasta valores ligeramente inferiores a los del sistema Loran-C. La degradación observada en los niveles superiores podría deberse a las limitaciones del enlace telemétrico con el terreno. Por otra parte, una vez que la radiosonda se aleja a una distancia significativa de la estación terrena y sube hasta la estratosfera, la técnica diferencial navaid no puede compensar las inestabilidades de fase en el mismo grado. Stickland (1996) logró resultados muy coincidentes con radares en algunos vuelos, pero muy escasos en otros. Algunos de los resultados menos buenos se debieron a errores en los programas informáticos.

A largo plazo, se espera que las mediciones del viento con el GPS serán, al menos, tan fiables como las mejores mediciones obtenidas con los radares primarios.

13.6 Comparación, calibración y mantenimiento

13.6.1 Comparación

Los sistemas de observación del viento en altitud son con frecuencia sistemas bastantes complejos, con diferentes modos de avería. A menudo, los sistemas pueden sufrir una falla parcial, al tiempo que siguen

produciendo una estructura del viento vertical que los operadores estiman aceptables. Numerosos sistemas requieren un cuidadoso ajuste y mantenimiento para lograr la exactitud del seguimiento.

La exactitud de la medición del viento de los sistemas operativos puede verificarse con las estadísticas de control de observación producidas por centros de predicción meteorológica numérica. Las estadísticas de control consisten en resúmenes de las diferencias entre las mediciones del viento en altitud de cada emplazamiento y los campos de predicción a corto plazo (información general) para el mismo lugar. Con las actuales técnicas de asimilación y análisis de datos, los errores de observación influyen hasta cierto punto en los campos de análisis meteorológicos. Así pues, ha quedado demostrado que los errores de observación se pueden detectar con más precisión utilizando predicciones a corto plazo a partir de un análisis realizado seis horas antes del momento de la observación.

El funcionamiento de los sistemas de medición del viento en altitud también puede compararse con el de otros sistemas cuya calidad de medición se ha determinado en pruebas especiales. En dichas pruebas se pueden evaluar los errores de seguimiento independientemente de los errores debidos a la altura.

La interpretación de ambos tipos de comparación puede llevarse a cabo con los métodos estadísticos señalados en una publicación de la OMM (1989).

13.6.1.1 CONTROL OPERATIVO POR COMPARACIÓN CON CAMPOS DE PREDICCIÓN

Los operadores de sistemas pueden obtener las estadísticas para realizar comparaciones diarias entre mediciones operativas del viento y campos de predicción a corto plazo de modelos de predicción meteorológica numérica por intermedio de centros principales designados por la Comisión de Sistemas Básicos de la OMM.

La interpretación de las estadísticas de control para los vientos en altitud no es directa. Los errores aleatorios en los campos de predicción son de magnitud similar o superior a los del sistema de vientos en altitud cuando

funcionan correctamente. Los errores de predicción varían con la ubicación geográfica, y para su interpretación puede ser necesario solicitar orientación a los centros de predicción meteorológica numérica. Sin embargo, es relativamente fácil identificar los sistemas de vientos en altitud donde los errores aleatorios son mayores que lo normal. En los últimos años se han identificado fallas en casi un 6 por ciento de los sistemas de la red mundial. Los radioteodolitos y radares secundarios son los sistemas que presentan más fallas de funcionamiento.

Los resúmenes de errores sistemáticos entre las observaciones y campos de predicción durante varios meses o todo un año también sirven para identificar errores sistemáticos en la velocidad y dirección del viento de un sistema determinado. Otras de las fallas relativamente corrientes son los pequeños desajustes en las antenas de seguimiento de radioteodolitos o radares.

13.6.1.2 COMPARACIÓN CON OTROS SISTEMAS DE MEDICIÓN DEL VIENTO

Pruebas especiales de comparación entre sistemas de medición del viento en altitud han proporcionado una gran cantidad de información sobre el rendimiento real de diversos sistemas de medición del viento en altitud utilizados en todo el mundo. En esas pruebas, un solo globo transporta una variedad de blancos y es seguido simultáneamente por diversos sistemas terrestres. La temporización de los informes del viento desde varias estaciones terrenas se sincroniza en 1s o menos. Las mediciones del viento pueden compararse en función del tiempo de vuelo, y las alturas asignadas a los vientos también pueden compararse de modo independiente. La interpretación de los resultados de la comparación será más fiable si al menos uno de los sistemas produce mediciones de alta exactitud con características de error establecidas.

Entre 1984 y 1993 se realizaron series completas de pruebas de comparación como parte de la Comparación de Radiosondas de la OMM. Las fases I y II de las pruebas se efectuaron en el Reino Unido y los Estados Unidos, respectivamente (OMM, 1987). La fase III fue realizada por Rusia, en un emplazamiento situado en la República de Kazajstán (OMM, 1991), y la fase IV tuvo lugar en el Japón (OMM, 1996).

La información contenida en los Cuadros 13.4 y 13.5 se basó sobre todo en los resultados de la Comparación de Radiosondas de la OMM y en pruebas adicionales realizadas según las mismas normas que las pruebas de la OMM.

Una vez que se haya completado la fase de desarrollo de los sistemas de medición del viento del GPS, se espera que estos sistemas sirvan de patrones itinerantes, tan útiles como fiables, para las pruebas de comparación de los sistemas de medición del viento en altitud en las zonas más alejadas del mundo.

13.6.2 Calibración

La calibración de la distancia oblicua debe ser controlada por radares que utilizan señales de retorno a partir

de un objeto alejado cuya ubicación se conoce con exactitud. El azimut también debe controlarse de manera similar.

La orientación de las antenas de seguimiento de radioteodolitos o radares debe verificarse periódicamente mediante la comparación de lecturas realizadas con un teodolito óptico. El ajuste de la antena de seguimiento debe controlarse si las diferencias medias entre las observaciones del teodolito y las del radar tienen una elevación superior a 0,1°. Cuando se controla el azimut con una brújula, la conversión del norte geomagnético al norte geográfico debe hacerse con gran exactitud.

Con los sistemas navaid, es importante verificar que el sistema informático terrestre registre exactamente la ubicación del sistema terrestre. El sistema de seguimiento navaid debe configurarse correctamente siguiendo las instrucciones del fabricante y tener un funcionamiento estable antes del lanzamiento de la radiosonda.

13.6.3 Mantenimiento

Los radioteodolitos y radares son sistemas relativamente complejos y, en general, requieren mantenimiento a cargo de un técnico con experiencia, que debe realizar tanto tareas de mantenimiento técnico y mecánico como de reparación. El nivel de especialización y la frecuencia del mantenimiento variará según el modelo del sistema. Algunos radioteodolitos modernos han sido diseñados para mejorar la fiabilidad mecánica en comparación con los primeros tipos utilizados. El costo y la viabilidad del servicio de mantenimiento son factores importantes al seleccionar el tipo de sistema que se utilizará para medir el viento en altitud.

Las averías eléctricas en la mayoría de los modernos sistemas de seguimiento navaid se reparan mediante la sustitución de los módulos averiados. Dichos módulos deben incluir, por ejemplo, el receptor de radiosonda o sistemas de seguimiento navaid. No existen generalmente partes móviles en los sistemas navaid terrestres y el mantenimiento mecánico es insignificante. Los costos de mantenimiento serán mínimos, siempre y cuando se adquieran con el sistema suficientes módulos de repuesto.

13.7 Correcciones

Cuando las observaciones de radioviento se realizan con un sistema de radar, la información de seguimiento del radar se utiliza para calcular la altura asignada a las mediciones del viento. Estas alturas del radar han de corregirse para la curvatura de la Tierra empleando la siguiente fórmula:

$$\Delta z_{\text{curvatura}} = 0,5 (r_s \cdot \cos\theta)^2 / (R_c + r_s \sin\theta) \quad (13.3)$$

donde r_s es la distancia oblicua del blanco; θ es el ángulo de elevación hacia el blanco; y R_c es el radio de la curvatura de la Tierra en la estación terrestre.

Además, la dirección de propagación del haz del radar varía debido a que el índice de refracción del aire

disminuye en término medio con la altura, así como la temperatura y el vapor de agua. Las variaciones en el índice de refracción hacen que la onda de radar regrese en forma de curva hacia la Tierra. Así pues, debido a la refracción atmosférica, el ángulo de elevación observado en el radar será casi siempre mayor que la elevación geométrica verdadera del blanco.

En el Cuadro 13.6 figuran las magnitudes típicas de correcciones de la refracción ($\Delta z_{refracción}$) calculadas por Hooper (1981). Con los recientes aumentos de potencia para el procesamiento en los sistemas informáticos terrestres, se dispone más fácilmente de algoritmos para calcular las correcciones del índice de refracción para aplicaciones con radares de seguimiento de alta precisión. Las correcciones que figuran en el Cuadro 13.6 se calcularon a partir de promedios climatológicos de temperaturas y vapor de agua durante cinco años en diversos lugares. Los días en que los errores de refracción son mayores, las correcciones necesarias podrían ser superiores a los promedios climatológicos del Cuadro 13.6 hasta en un 30 por ciento en algunos lugares.

Referencias

Acheson, D. T., 1970: *Loran-C Windfinding Capabilities: Wallops Island Experiments*. United States Department of Commerce, Weather Bureau, ESSA Technical Memorandum WBTM EDL 11.

de Boor, C., 1978: *A Practical Guide to Splines*. Springer Verlag, Nueva York.

Edge, P., y otros, 1986: *The Reproducibility of RS3 Radiosonde and Cossor Mk IV Radar Measurements*. Meteorological Office, Bracknell, OSM 35.

Elms, J. B. y Nash, J., 1996: Personal communication of results from a comparison of pre-production GPS radiosonde wind measurements with Loran-C and radar winds. Camborne, Reino Unido, 15-19 de enero de 1996.

Franklin, J. L. y Julian, P. R., 1985: An investigation of Omega windfinding accuracy. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 2, Número 2, págs. 212-231.

Hooper, A. H., 1981: *The Calculation of Refraction, with Special Reference to Data from Heightfinding Radars*. Meteorological Office, Bracknell, OSM 17.

Kaisti, K., 1995: New low cost GPS solution for upper air windfinding. *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, 27-31 de marzo de 1995, American Meteorological Society, págs. 16-20.

Karhunen, P., 1983: *Automated Windfinding Developments*. Fifth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Toronto, 11-15 de abril de 1983, págs. 110-115.

Lange, A. A., 1983: *Detection and Remedy of Signal Propagation Problems with the VLF Omega Transmissions Used in Tracking Applications*. Fifth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Toronto, 11-15 de abril de 1983, págs. 11-15.

Lange, A. A., 1988: *A High-pass Filter for Optimum Calibration of Observing Systems with Applications: Simulations and Optimisation of Large Systems*. Clarendon Press, Oxford, págs. 311-327.

Nash, J., 1994: Upper wind observing systems used for meteorological operations. *Annales Geophysicae*, Volumen 12, págs. 691-710.

Nash, J. y Oakley, T. J., 1992: Experience in the use of Loran-C windfinding in the United Kingdom. *Proceedings of the Twenty-first Annual Technical Symposium*, Wild Goose Association, Birmingham, Inglaterra, págs. 81-88.

Olson, M. L., 1979: Global accuracy of OMEGA-derived winds. *Atmospheric Technology*, Número 10, invierno 1978-1979, págs. 14-23.

Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Upper-air Sounding Studies. Volumen II: Manual Computation of Radiowinds* (R.E. Vockeroth). Technical Note No. 140, WMO-No. 394, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-N° 544, Ginebra.

CUADRO 13.6

Ejemplos de correcciones para la curvatura y refracción de la Tierra a la altura observada del radar

Alcance del plano (km)	Altitud (km)	$\Delta z_{curvatura}$	$\Delta z_{refracción}$ 60°N 01°W	$\Delta z_{refracción}$ 36°N 14°E	$\Delta z_{refracción}$ 1°S 73°E
25	10	49	-9	-10	-12
50	15	196	-31	-34	-39
100	20	783	-106	-117	-133
150	25	1.760	-211	-231	-262
200	30	3.126	-334	-363	-427

- Organización Meteorológica Mundial, 1985: *Meteorological Observations Using Navaid Methods* (A. A. Lange). Technical Note No. 185, WMO-No. 641, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (A. H. Hooper). Instruments and Observing Methods Report No. 21, WMO/TD-No. 175, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *WMO International Radiosonde Comparison (Reino Unido, 1984, Estados Unidos, 1985): Final Report* (J. Nash, y F. J. Schmidlin). Instruments and Observing Methods Report No. 30, WMO/TD-No. 195, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: An algorithmic approach for improving and controlling the quality of upper-air data (A. A. Lange). *Actas de la Cuarta conferencia técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECIMO-IV)*, Bruselas, 4-8 de septiembre de 1989, Instruments and Observing Methods Report No. 35, WMO/TD-No. 303, Ginebra, págs. 87-92.
- Organización Meteorológica Mundial, 1991: *WMO International Radiosonde Comparison - Phase III - Dzhambul, URSS, 1989: Final Report* (A. Ivanov, y otros). Instruments and Observing Methods Report No. 40, WMO/TD-No. 451, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994. A new GPS rawinsonde system (D. B. Call). *Documentos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)*, Ginebra, 28 de febrero-2 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 159-163.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*. OMM-N° 306, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1996: *WMO International Radiosonde Comparison - Phase IV - Tsukuba, Japón, 1993: Informe final* (S. Yagi, A. Mita y N. Inoue). Instruments and Observing Methods Report No. 59, WMO/TD-No. 742, Ginebra.
- Passi, R. M., 1978: Overdetermined windfinding systems. *Atmospheric Technology*, Número 10, invierno 1978-1979, págs. 65-75.
- Passi, R. M. y Morel, C., 1987: Wind errors using the worldwide Loran network. *Journal of the Atmospheric Oceanic Technology*, Volumen 4, págs. 697-700.
- Schaeffer, J. T. y Doswell, C. A., 1978: The inherent positional errors in double-theodolite pibal measurements. *Journal of Applied Meteorology*, Volumen 17, págs. 911-915.
- Stickland, J. J., 1996: Personal communication of results of trials of GPS radiosondes. Bureau of Meteorology, Australia.
-

CAPÍTULO 14 — TIEMPO PRESENTE Y TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO

	<i>Página</i>
14.1	Generalidades..... I.14-1
14.1.1	Definiciones I.14-1
14.1.2	Unidades y escalas I.14-1
14.1.3	Requisitos meteorológicos I.14-1
14.1.4	Métodos de observación..... I.14-2
14.2	Observación de tiempo presente y del tiempo pasado I.14-2
14.2.1	Precipitación..... I.14-2
14.2.1.1	Objetos de observación I.14-2
14.2.1.2	Instrumentos y dispositivos de medición I.14-2
14.2.2	Oscuridad atmosférica y partículas en suspensión..... I.14-3
14.2.2.1	Objetos de observación I.14-3
14.2.2.2	Instrumentos de medida y dispositivos para determinar las características de la oscuridad y las partículas en suspensión I.14-3
14.2.3	Otros fenómenos meteorológicos..... I.14-4
14.2.3.1	Objetos de observación I.14-4
14.2.3.2	Instrumentos y dispositivos de medición I.14-4
14.2.4	Estado del cielo I.14-4
14.2.4.1	Objetos de observación I.14-4
14.2.4.2	Instrumentos y dispositivos de medición I.14-4
14.3	Estado del terreno..... I.14-4
14.3.1	Objetos de observación I.14-4
14.3.2	Instrumentos y dispositivos de medición I.14-4
14.4	Fenómenos especiales I.14-4
14.4.1	Fenómenos eléctricos (electrometeoros)..... I.14-4
14.4.2	Fenómenos ópticos (fotometeoros)..... I.14-5
Referencias I.14-5

TIEMPO PRESENTE Y TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO

14.1 Generalidades

14.1.1 Definiciones

En la práctica de la observación se considera que la expresión *tiempo meteorológico* se refiere a observaciones del estado de la atmósfera y de los fenómenos asociados, que en un principio no se preveía medir cuantitativamente. Dichas observaciones son descripciones cualitativas de los fenómenos observados en la atmósfera o en la superficie de la Tierra, como la precipitación (hidrometeoro que cae a través de la atmósfera), partículas suspendidas en el aire o llevadas por el viento (hidrometeoros y litometeoros), u otros fenómenos ópticos (fotometeoros) o manifestaciones eléctricas (electrometeoros) especialmente designados. En la publicación de la OMM (1975) pueden encontrarse descripciones detalladas.

Un *hidrometeoro* es un conjunto de partículas de agua líquida o sólida, que pueden estar suspendidas en el aire, caer a través de la atmósfera, ser levantadas por el viento desde la superficie de la Tierra o ser depositadas sobre objetos en el suelo o en el aire libre.

Un *litometeoro* es un conjunto de partículas de agua, la mayoría de las cuales son sólidas y no acuosas. Las partículas están más o menos suspendidas en el aire o pueden ser levantadas desde el suelo por el viento.

Un *fotometeoro* es un fenómeno luminoso producido por la reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna.

Un *electrometeoro* es una manifestación, visible o audible, de la electricidad atmosférica.

En las observaciones meteorológicas se consigna el tiempo de dos maneras. El *tiempo presente* es una descripción de los fenómenos meteorológicos presentes en el momento de la observación. El *tiempo pasado* se utiliza para describir los fenómenos meteorológicos significativos ocurridos durante la hora anterior, pero que no aparecen durante el momento de la observación.

En este capítulo también se describen los métodos de observación de un elemento conexo: *el estado del terreno*. El estado del terreno se refiere a la condición de la superficie de la Tierra como resultado de los fenómenos meteorológicos y climatológicos recientes, en términos de la cantidad de humedad o la descripción de cualquier tipo de acumulación de partículas sólidas, o acuosas o no acuosas que cubren la superficie normal.

14.1.2 Unidades y escalas

Las observaciones especificadas como tiempo presente, tiempo pasado o estado del terreno, se comunican junto con los datos cuantitativos. Dichas observaciones se han normalizado en escalas que permiten al observador seleccionar un término apropiado para una

gran cantidad de descripciones obtenidas a través de observadores humanos y enunciadas en OMM (1995).

Hace tan solo unos años que el desarrollo de las estaciones meteorológicas automáticas y la utilización de estaciones sin personal han generado la necesidad de cuantificar las funciones desempeñadas hasta ahora por los observadores. Muchos países han comunicado los esfuerzos desplegados en esa dirección. Para incorporar los diversos grados de complejidad y efectividad en las observaciones de tiempo presente y tiempo pasado realizadas en estaciones meteorológicas automáticas, en OMM (1995) se ofrecen instrucciones de cifrado específicas, además de las correspondientes a la labor más completa que se realiza en las estaciones dotadas con personal.

14.1.3 Requisitos meteorológicos

El tiempo pasado y el tiempo presente, así como el estado del terreno, se utilizan principalmente como descripción cualitativa de los fenómenos meteorológicos. Son un requisito sobre todo por los efectos que tienen sobre las actividades humanas y la seguridad en el transporte, y también por la importancia que revisten para entender y predecir los sistemas meteorológicos sinópticos. Cabe destacar que en otros capítulos de esta *Guía* se tratan temas afines. La medición cuantitativa de la precipitación se describe en el Capítulo 6 de la Parte I y las observaciones de las nubes, en el Capítulo 15 de la Parte I. La Parte II aborda temas específicos para las observaciones aeronáuticas, marinas, los sistemas automatizados, los radares y las cuestiones atmosféricas.

En este capítulo, las observaciones meteorológicas de interés para la determinación del tiempo presente y el tiempo pasado se dividen en tres tipos. Se trata de las precipitaciones (hidrometeoros que caen), la oscuridad atmosférica y las partículas en suspensión (litometeoros e hidrometeoros en suspensión o llevados por el viento), y otros fenómenos meteorológicos (como las nubes de embudo, las turbonadas y los relámpagos). La precipitación líquida o la niebla que deja depósitos congelados sobre las superficies se incluyen en la categoría correspondiente a precipitación e hidrometeoros en suspensión.

Otros fenómenos, como los de naturaleza óptica (fotometeoros) o los electrometeoros diferentes del relámpago, son indicadores de condiciones atmosféricas particulares y se pueden incluir en el registro habitual de la sucesión de fenómenos meteorológicos ocurridos que mantiene la estación. Aunque no son importantes para la determinación del tiempo pasado y del tiempo presente, al cifrar o codificar las observaciones meteorológicas principales, se los incluye sólo para que el tema quede bien tratado.

14.1.4 *Métodos de observación*

Actualmente, la única capacidad disponible para observar todas las modalidades diferentes del tiempo meteorológico consiste en las observaciones visuales y auditivas efectuadas por un observador humano capacitado. Pero dado el costo elevado que implica el mantenimiento del personal compuesto por un número significativo de observadores capacitados, ciertos servicios utilizan cada vez más los sistemas de observación automatizados en las redes primarias de observación, y también para seguir complementando las redes de estaciones dotadas de personal con observaciones procedentes de zonas distantes.

Estudios fundamentales (Bespalov y otros, 1983) han confirmado la posibilidad de determinar los fenómenos meteorológicos mediante el análisis lógico de un grupo de variables de datos. No se dispone actualmente de un único sensor para clasificar el tiempo presente, por lo que para efectuar esas determinaciones se utiliza los datos obtenidos de varios sensores (por ejemplo, visibilidad, temperatura, punto de rocío, velocidad del viento y diferenciación entre la lluvia y la nieve). Los sistemas de observación automatizados computarizados tienen la capacidad de realizar ese análisis lógico, pero sus posibilidades de observación de los fenómenos meteorológicos necesarios varía según los instrumentos del sistema y la complejidad de los algoritmos. Aunque los sistemas automatizados no puedan observar todos los tipos de fenómenos meteorológicos, sí permiten observar los más importantes y, por ello, son una alternativa rentable con respecto al observador humano plenamente capacitado.

14.2 **Observación del tiempo presente y del tiempo pasado**

Las observaciones que se registrarán como tiempo presente y tiempo pasado incluyen en los fenómenos siguientes: precipitación (lluvia, llovizna, nieve, gránulos de hielo, cinarra, polvo brillante y granizo), oscuridad atmosférica y partículas en suspensión (calima, polvo, humo, neblina, niebla, nieve acumulada o levantada por el viento, tempestades de polvo o arena, tolvaneras), nubes de embudo, turbonadas y relámpagos.

En la observación del tiempo presente hay que tener en cuenta los diversos fenómenos que ocurren en la estación o en el campo visual de la misma durante la hora de observación. En los informes sinópticos, cuando no haya precipitaciones en el momento de la observación, se tendrán en cuenta las condiciones imperantes durante la última hora para seleccionar los dígitos de la clave.

14.2.1 *Precipitación*

14.2.1.1 **OBJETOS DE OBSERVACIÓN**

Se puede definir la precipitación según tres formas: chaparrón, precipitación intermitente y precipitación continua. El chaparrón o chubasco es un fenómeno de precipitación asociado con nubes convectivas físicamente separadas. Los observadores (o los instrumentos que

los sustituyen) clasificarán también la precipitación en tres categorías de intensidad: débil, moderada o fuerte, según la cantidad de precipitación caída u otros factores relacionados (tales como la visibilidad).

La aplicación de la escala de intensidad débil, moderada o fuerte dependerá de la índole de la precipitación (intermitente, continua o chaparrón), y del tipo (lluvia, llovizna, nieve, granizo). Hasta el momento, no existía una definición internacionalmente acordada de los términos que se utilizaban para describir la clasificación de la precipitación. Pero cuando la medición de la intensidad de la precipitación mediante instrumentos se generalice, es probable que se puedan especificar gamas de intensidad que se correspondan con los términos. Por ahora, se deja al arbitrio de cada servicio la definición de los términos conforme a la experiencia y las condiciones locales.

Las observaciones de la lluvia o llovizna a temperaturas bajas indicarán si la precipitación es engelante o no. La lluvia o llovizna congelante es la que origina el hielo liso por congelamiento al entrar en contacto con objetos duros.

Las precipitaciones sólidas pueden ocurrir en forma de polvo brillante, cinarra, cristales de nieve aislados con forma de estrella, gránulos de hielo y granizo, y su descripción completa se ofrece en OMM (1975).

14.2.1.2 **INSTRUMENTOS Y DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN**

La clasificación de la cantidad de lluvia en tres categorías de intensidad se puede efectuar con ayuda de un pluviógrafo analógico a partir de la pendiente del trazo, correspondiente al agua precipitada, registrado por la plumilla en el tambor registrador del instrumento.

Los dispositivos digitales de medición de la precipitación miden la cantidad y la duración de la misma. Puesto que la precipitación depende del tiempo, su intensidad se puede medir cuando la frecuencia de muestreo es del orden de un minuto. Para información sobre la exposición de los instrumentos, las fuentes de error y la calibración, véase el Capítulo 6 de la Parte I.

Un aspecto importante de los instrumentos consiste en la determinación del tipo de precipitación. Los sistemas que se están sometiendo a evaluación con fines operativos se basan en métodos ópticos o en radares. Las pruebas efectuadas sobre el terreno recientemente demuestran que todos esos sistemas son capaces de detectar casi todas las formas de precipitación, salvo la nieve o llovizna muy ligeras, en más del 90 por ciento de los casos. En general, el porcentaje de detección de una precipitación muy débil es mucho menor. Se necesitan algoritmos muy complejos para establecer diferencias entre los diversos tipos de precipitación. Por ejemplo, resulta difícil distinguir la nieve mojada o la nieve fundida de la lluvia.

Un sistema de sensores de la precipitación (Wiggins y Sheppard, 1991; OMM, 1985b) permite diferenciar entre la nieve, la lluvia y el granizo a través de la medición de la velocidad de caída. La cantidad se

estima a partir de la energía total retrodispersada. Dicho sistema detecta el comienzo de casi todas las formas de precipitación, salvo la nieve o la llovizna muy débiles, y puede reconocer el fin de la precipitación.

Los sensores ópticos de tiempo presente detectan la de precipitación, su tipo y, en algunos casos, la cantidad. Esos instrumentos se basan en diversas técnicas que miden los efectos de las partículas de precipitación sobre una luz emitida por un transmisor. Uno de esos instrumentos analiza las variaciones de un rayo de luz infrarroja a través del cual cae la precipitación (OMM, 1989). Otros utilizan la dispersión hacia atrás o adelante de la luz (Gaumet, Salomon y Paillisse, 1991b) en forma semejante a los métodos de medición de la visibilidad. En todos los dispositivos ópticos, el tamaño, la forma, la velocidad de caída y la concentración de las partículas de precipitación tienen características diferentes. Por lo común, estas características se relacionan con la intensidad de la señal y su variabilidad o frecuencia. A menudo, el tipo de precipitación determinado por estos instrumentos se compara con las mediciones obtenidas con otros sensores, tales como la temperatura y el punto de rocío, para determinar el tipo de precipitación cuando el resultado proporcionado por el instrumento es indeterminado, y también a efectos del control de la calidad. Es preciso calibrar y/o ajustar los instrumentos periódicamente, y limpiar las lentes con mucha frecuencia.

Los dispositivos ópticos con tecnología láser son de instalación más cara y mantenimiento más difícil. Los problemas de deriva por alineación son característicos de estos instrumentos, debido a que las distancias entre los aparatos emisores y receptores son mayores.

También se está evaluando con fines operativos, un sensor diseñado específicamente para detectar la lluvia congelante o hielo liso (Starr y Cauwenberghe, 1991), que mide la cantidad de hielo acumulado en una sonda. La sonda vibra a una frecuencia proporcional a su masa. Cuando el hielo se forma en la sonda, cambia la masa de ésta y disminuye la frecuencia de vibración. El sensor lleva un calentador para descongelar la sonda cuando sea necesario. Este dispositivo también resulta eficaz para detectar la nieve mojada.

14.2.2 *Oscuridad atmosférica y partículas en suspensión*

14.2.2.1 **OBJETOS DE OBSERVACIÓN**

En los informes que tienen en cuenta las condiciones atmosféricas imperantes durante la última hora, hay que distinguir la calima de la neblina o la niebla acuosa. En el caso de la calima, el aire está relativamente seco, mientras que con neblina o niebla acuosa hay muestras de humedad alta en forma de gotitas de agua o cencellada blanca depositadas sobre la hierba, las hojas, etc. Si la estación está dotada de instrumentos de medición, puede suponerse con bastante confianza que la oscuridad se debe a la calima si la humedad relativa es inferior a un cierto porcentaje (por ejemplo, 80 por ciento), y si la visibilidad está comprendida entre ciertos valores límite (por ejemplo, más de 1 km

en la horizontal, y más de 2 km en la vertical). La niebla se registra con valores de humedad altos y una visibilidad de 1 km o más. En los informes sinópticos se considera que el término niebla se aplica a las nieblas acuosas o heladas, que generalmente reducen la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra a menos de 1 km.

La cencellada blanca se produce cuando las gotitas de agua de la niebla se solidifican y convierten en hielo al entrar en contacto con objetos duros, cuya superficie está a una temperatura por debajo del punto de congelación. Las claves de tiempo presente y tiempo pasado no distinguen un tipo de cencellada de otros diferentes.

Cuando el término niebla aparezca en las claves de tiempo presente y tiempo pasado, se entenderá en este sentido. En los resúmenes climatológicos, toda visibilidad inferior a 1 km se considera niebla.

La ventisca de nieve o el arrastre eólico alto de nieve consisten en nieve levantada del suelo por el viento después que ésta haya caído. En la clave de tiempo presente se diferencia la ventisca de nieve del arrastre eólico de nieve; la ventisca se refiere a la nieve levantada hasta una altura que no sobrepasa el nivel del ojo del observador.

Otros fenómenos meteorológicos que habrá que detectar son la gran extensión de polvo en suspensión en el aire; el polvo o la arena levantados por el viento; las tempestades de polvo o de arena, ocasionadas por un viento turbulento, que levantan grandes cantidades de polvo o arena hacia el aire y reducen considerablemente la visibilidad; los remolinos de polvo o arena y, ocasionalmente, las nubes de embudo.

El observador utilizará como medio auxiliar la publicación OMM (1975).

14.2.2.2 **INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN Y DISPOSITIVOS PARA DETERMINAR LAS CARACTERÍSTICAS DE LA OSCURIDAD Y LAS PARTÍCULAS EN SUSPENSIÓN**

Una de las maneras de determinar la oscuridad y las características de las partículas en suspensión consiste en el complejo procesamiento de los valores medidos, que pueden funcionar como predictores. Esta técnica exige el estudio de las magnitudes meteorológicas que acompañan la formación, la intensificación y la desaparición del fenómeno, y también el establecimiento de las condiciones limitadoras. Los problemas que plantea la determinación de la niebla, neblina, calima, tormenta de nieve y tempestad de polvo han sido tratados en Goskomgidromet (1984) y en OMM (1985a). El alcance visual meteorológico es el elemento indicador más importante. Entre las variables restantes, la velocidad del viento, la humedad, la temperatura y el punto de rocío han demostrado ser criterios importantes para la determinación.

Los dispositivos ópticos que miden la retrodispersión de la luz, semejantes a los utilizados para medir la visibilidad, también han probado su eficacia para detectar la niebla (Gaumet, Salomon y Paillisse, 1991b). La dispersión de la luz provocada por las gotitas de agua produce una señal de intensidad alta y una varianza de intensidad baja.

14.2.3 *Otros fenómenos meteorológicos*

14.2.3.1 **OBJETOS DE OBSERVACIÓN**

El reconocimiento y la observación de las nubes de embudo revisten importancia capital para la protección de la vida y los bienes. Este fenómeno consiste en un remolino de viento, frecuentemente violento, que aparece como una nube en forma de columna o cono invertido (nube de embudo) por debajo de la base de un Cumulonimbus. La nube puede extenderse hasta la superficie de la Tierra, en cuyo caso levantará agua, polvo, arena o residuos y se formará un "arbusto" alrededor de la boca del embudo.

Al viento fuerte, que comienza repentinamente, dura unos escasos minutos y luego disminuye, se lo denomina turbonada. A la turbonada se la asocia muchas veces con el pasaje de un frente frío. En esas circunstancias, se desarrolla a lo largo de una línea y, en el caso típico, va acompañada de un descenso de temperatura pronunciado, un cambio de la dirección del viento, un aumento de la humedad relativa y una nube de forma giratoria alrededor de un eje horizontal (turbonada en línea).

La definición de una tormenta (OMM, 1992) es un ejemplo de cómo se puede obtener la descripción exclusivamente a partir de las percepciones de observadores humanos: hay tormenta cuando se oyen truenos (aunque no se vean relámpagos).

14.2.3.2 **INSTRUMENTOS Y DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN**

A menudo, se puede determinar la manifestación de nubes de embudo o tornados mediante radares meteorológicos (véase el Capítulo 9 de la Parte II). Los modernos radares Doppler resultan bastante eficaces para reconocer los mesociclones, y proporcionan información más detallada y avanzada sobre este fenómeno meteorológico grave que la obtenida únicamente por observación visual.

La turbonada se puede determinar a partir de la sucesión diferenciada de valores medidos de la velocidad del viento. Cuando los resultados de un dispositivo de medición de la velocidad del viento se combinan con los de un sensor de la dirección del viento, de un termómetro, o de un sensor de humedad, parece posible identificar una turbonada en línea.

La tormenta se detecta principalmente mediante contadores de relámpagos. Según las instrucciones proporcionadas a los observadores por diversos servicios, se seleccionará una cantidad específica de relámpagos por intervalo de tiempo, que se podrá utilizar en combinación con las cantidades de precipitación o las velocidades del viento para definir las tormentas débiles, moderadas o fuertes (véase el Capítulo 7 de la Parte II).

14.2.4 *Estado del cielo*

14.2.4.1 **OBJETOS DE OBSERVACIÓN**

Las especificaciones del estado del cielo se utilizan para describir los cambios progresivos del estado del cielo ocurridos durante un tiempo previo. Se hará lo mismo cuando

se consideren los cambios ocurridos en la nubosidad total, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes.

14.2.4.2 **INSTRUMENTOS Y DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN**

Se puede conseguir una aproximación a las características de la nubosidad (nubosidad total expresada en octavos, altura de la base de las nubes en varias capas nubosas) a partir de la variación de la altura de la base de las nubes medida con un sistema de tipo óptico, y la aplicación de métodos estadísticos. Es evidente que esto sólo se puede hacer con las capas nubosas que se encuentran dentro de los límites de altura del sistema de medición de la base de las nubes (Persin, 1987; NOAA-EE.UU., 1988)

14.3 **Estado del terreno**

14.3.1 *Objetos de observación*

La observación del estado del terreno (letras simbólicas E y E') se efectuará conforme a las especificaciones dadas en las tablas de las Claves 0901 y 0975 que figuran en OMM (1995), que son suficientemente claras.

14.3.2 *Instrumentos y dispositivos de medición*

Los estudios han demostrado que es posible determinar los estados principales del terreno mediante los fenómenos de reflexión y dispersión (seco, húmedo, mojado, cubierto de nieve, helado o con cancellada blanca (Gaumet, Salomon y Paillisse, 1991a).

14.4 **Fenómenos especiales**

14.4.1 *Fenómenos eléctricos (electrometeoros)*

Los electrometeoros corresponden a descargas eléctricas discontinuas (relámpago, trueno) o a fenómenos más o menos continuos (fuego de San Telmo, aurora polar). En OMM (1975) se ofrece una descripción completa de los electrometeoros.

Los registros especiales de los relámpagos incluirán información sobre el tipo, la intensidad y la frecuencia de las descargas, y la gama acimutal en la que se observan; se consignará el lapso de tiempo transcurrido entre el relámpago y el trueno correspondiente. Se pondrá atención para no confundir la descarga eléctrica correspondiente al relámpago con su reflexión en nubes o calima. Muchos países ya utilizan operativamente los sistemas de detección automáticos para ubicar los relámpagos. El Capítulo 7 de la Parte II contiene más información sobre este tema.

La excepcional aurora polar se describirá con detalle. Si se dispone de filtros de luz, se los utilizará para aumentar la sensibilidad de las observaciones, y también se emplearán teodolitos o clinómetros (con alidada) para incrementar la precisión de las mediciones angulares.

14.4.2 *Fenómenos ópticos (fotometeoros)*

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido en la atmósfera por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o la Luna. Los fotometeoros pueden observarse en el aire más o menos claro (espejismo, trepidación óptica, centelleo, rayo

verde, colores crepusculares), sobre las nubes o en su interior (fenómenos de halo, corona, irisaciones, corona de Ulloa), sobre ciertos hidrometeoros o litometeoros o en su interior (corona de Ulloa, arco iris, arco de la niebla, anillo de Bishop, rayos crepusculares).

Los observadores anotarán cuidadosamente cualquier fenómeno óptico que aparezca. Cuando sea posible, se adjuntarán dibujos o fotografías a la descripción textual. En OMM (1975) figuran las descripciones completas de estos fenómenos, y en algunos manuales para observadores, por ejemplo del Servicio Meteorológico del Reino Unido (1994), se dan instrucciones concisas para la observación de los fenómenos más comunes.

El teodolito es un instrumento muy adecuado para realizar mediciones precisas, pero si no se cuenta con él, bastará con un trozo de madera graduado, que se sostendrá a la altura del brazo extendido; con la presencia de falso sol se puede determinar su posición relacionándolo con puntos de referencia fijos. Es posible calcular el diámetro de una corona si se considera que el diámetro angular del Sol o de la Luna es de aproximadamente medio grado.

Referencias

- Bespalov, S. M., y otros, 1983: *Osnovnyje voprosy razrabotki setevoj avtomaticheskoy gidrometeorologicheskoy stancii* (Main aspects of designing a network of automatic hydrometeorological stations), Trudy GGO, 473, págs. 3-12, Gidrometeoizdat, Leningrado.
- Gaumet, J. L., Salomon, G. y Paillisse, R., 1991a: Automatic observations of the state of the soil for meteorological applications. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society, Nueva Orleans, 13-18 de enero de 1991, págs. J191-J194.
- Gaumet, J. L., Salomon, P. y Paillisse, R., 1991b: Present weather determination by an optical method. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society, Nueva Orleans, 13-18 de enero de 1991, págs. 327-331.
- Goskomgidromet, 1984: *Opredelenije atmosferych javlenij po dannym avtomaticheskich stancij, soveqanije grupy ekspertov GMS/MS socialisticheskich stran po teme 9.1. KR GMS/MS* (Identification of atmospheric phenomena from the data from automatic weather stations, meeting of the panel of socialist countries HMS/MS on theme 9.1), Obninsk 24-28 de agosto de 1984, Moscú.
- Persin, S. M., 1987: *Izmerrenije vysoty niznej granicy oblakov i charakteristika oblacnosti kak zadaca paspoznavanija obrazov* (Measuring cloud ceiling and characterizing cloudiness as a task of image identification), Trudy GGO, 512, págs. 49-91, Gidrometeoizdat, Leningrado.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985a: Algorithms for automatic coding of the present and past weather by unmanned meteorological stations (M. Mezösi, y otros). *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)*, Ottawa, 8-12 de Julio de 1985, Instruments and Observing Methods Report No. 22, WMO/TD-No. 50, Ginebra, págs. 255-259.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985b: An improved AES precipitation occurrence sensor system (B. E. Sheppard y K. K. Wu). *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)*, Ottawa, 8-12 de julio de 1985, Instruments and Observing Methods Report No. 22, WMO/TD-No. 50, Ginebra, págs. 103-108.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Atlas Internacional de Nubes*, Volumen II, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: The next generation of sensors of ASOS (F. W. Gallagher, III). *Papers Presented at the Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-IV)*, Bruselas, 4-8 de septiembre de 1989, Instruments and Observing Methods Report No. 35, WMO/TD-No. 303, Ginebra, págs. 105-109.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional*, OMM-Nº 183, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*, Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.
- Starr, K. M. y Cauwenbergh, R. V., 1991: The development of a freezing rain sensor for automated surface observing systems. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society, Nueva Orleans, 13-18 de enero de 1991, págs. 338-343.
- United Kingdom Meteorological Office, 1984: *Observer's Handbook*. Cuarta edición, Her Majesty's Stationary Office, Londres.
- United States National Oceanic and Atmospheric Administration, 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, United States Department of Commerce, FCM-S5-1988, Washington, D.C.
- Wiggins, W. L. y Sheppard, B. E., 1991: Field test results on a precipitation occurrence and identification sensor. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society, Nueva Orleans, 13-18 de enero de 1991, págs. 348-351.

CAPÍTULO 15 — OBSERVACIÓN DE LAS NUBES

		<i>Página</i>
15.1	Generalidades	I.15-1
15.1.1	Definiciones	I.15-1
15.1.2	Unidades y escalas	I.15-2
15.1.3	Requisitos meteorológicos	I.15-2
15.1.4	Métodos de observación y medición	I.15-2
15.1.4.1	Nubosidad	I.15-2
15.1.4.2	Base de las nubes (altura)	I.15-2
15.1.4.3	Tipo de nubes	I.15-2
15.2	Estimación y observación de la nubosidad, la altura y el tipo de nubes	I.15-2
15.2.1	Realización de estimaciones efectivas	I.15-2
15.2.2	Estimación de la nubosidad	I.15-3
15.2.3	Estimación de la altura de las nubes	I.15-3
15.3	Mediciones de la nubosidad con instrumentos	I.15-4
15.4	Medición de la altura de las nubes con proyectores	I.15-4
15.4.1	Método de medición	I.15-4
15.4.2	Exposición e instalación	I.15-4
15.4.3	Fuentes de error	I.15-4
15.4.4	Calibración y mantenimiento	I.15-5
15.5	Medición de la altura de las nubes con globos	I.15-5
15.5.1	Método de medición	I.15-5
15.5.2	Fuentes de error	I.15-5
15.6	Nefobasímetro de haz giratorio (NHG)	I.15-6
15.6.1	Método de medición	I.15-6
15.6.2	Exposición e instalación	I.15-6
15.6.3	Fuentes de error	I.15-6
15.6.4	Calibración y mantenimiento	I.15-6
15.7	Nefobasímetro láser	I.15-6
15.7.1	Método de medición	I.15-6
15.7.2	Exposición e instalación	I.15-7
15.7.3	Fuentes de error	I.15-7
15.7.4	Calibración y mantenimiento	I.15-8
Referencias	I.15-8

OBSERVACIÓN DE LAS NUBES

15.1 Generalidades

Las observaciones de las nubes, y la estimación o medición de la altura de sus bases sobre la superficie terrestre, son importantes para muchos fines, y especialmente para las aplicaciones operacionales de la meteorología. En este capítulo se describen los métodos más utilizados. En OMM (1975, 1987), donde figuran descripciones específicas de las nubes e ilustraciones para ayudar a identificar los tipos de nubes, se encuentra otra información importante. En OMM (1990) figura información relativa a las prácticas propias de la meteorología aeronáutica.

15.1.1 Definiciones

Nube: conjunto de gotas de agua muy pequeñas, cristales de hielo, o una mezcla de ambos, que tiene su base por encima de la superficie terrestre. El diámetro restrictivo de la partícula líquida es del orden de 200 micrones; las gotas de mayor tamaño comprenden llovizna o lluvia.

Con excepción de ciertos tipos raros (por ejemplo, nubes nacaradas y noctilucenantes) y la aparición ocasional de cirrus en la estratosfera baja, las nubes se encuentran sólo en la troposfera. Se forman principalmente como resultado de un desplazamiento vertical de aire, como en convección, o en ascenso forzado sobre suelo elevado, o en el desplazamiento vertical en gran escala asociado con depresiones y frentes. En condiciones adecuadas de gradiente vertical de la temperatura y la humedad, la nube puede ser el resultado de turbulencia en capas bajas y de otras causas secundarias.

En temperaturas inferiores a 0°C, con frecuencia las partículas de nubes consisten totalmente en gotas de agua subfundidas que descienden a unos -10°C en el caso de capas de nubes, y hasta unos -25°C en el de nubes convectivas. En temperaturas inferiores a estos límites muy aproximados y por encima de unos -40°C, muchas nubes son "mixtas", y los cristales de hielo predominan en la parte más baja de la gama de temperatura.

Nubosidad: fracción del cielo que se estima quedará cubierta por un tipo determinado de nubes (nubosidad parcial), o por todos los tipos de nubes (nubosidad total). En ambos casos, la estimación se redondea a la octa más próxima (octavo), y se comunica en una escala que es esencialmente una de las alturas más próximas, salvo que las cifras 0 y 8 de la escala significan un cielo totalmente despejado y nuboso, respectivamente, con el consiguiente ajuste a otras cifras próximas en cada extremo de la escala.

Base de la nube: zona más baja en la que el tipo de oscurecimiento perceptible cambia, del que corresponde al aire claro o calima al correspondiente a gotas de agua o cristales de hielo. En el aire, por debajo de la nube, las

partículas que causan oscurecimiento muestran alguna selectividad espectral; en la nube prácticamente no hay selectividad, debiéndose la diferencia a los distintos tamaños de gotas. La altura de la base de la nube se define como la altura sobre el nivel del suelo. Para una estación aeronáutica, el nivel del suelo (superficie) se define como la elevación oficial del aeródromo.

Tipo de nube (clasificación): hay diversos métodos para la clasificación de las nubes, a saber:

- a) en OMM (1975), la división se hace en géneros de nubes, con diez formas características esenciales, y una nueva subdivisión en caso necesario, en:
 - i) especies de nubes (forma y estructura de las nubes);
 - ii) variedades de nubes (disposición y transparencia de las nubes);
 - iii) rasgos suplementarios y nubes accesorias; por ejemplo, incus, mamma, virga, praecipitatio, arcus, tuba, pileus, velum y pannus;
 - iv) crecimiento de un nuevo género de nubes a partir de una nube madre, indicado por la adición de "genitus" a los nuevos géneros de nube y nube madre — en este orden, si resulta afectada una parte pequeña de la nube madre — y de "mutatus" si resulta afectada gran parte o la totalidad de la nube madre; por ejemplo, stratocumulus cumulogenitus, o stratus stratocumulomutatus.
- b) se hace una clasificación según el nivel — alto, medio o bajo — en que se encuentran normalmente los diversos géneros de nubes. En regiones templadas, los límites aproximados son: alto, 5-13 km (16.500-45.000 pies); medio, 2-7 km (6.500-23.000 pies); bajo, desde la superficie terrestre hasta 2 km (0-6.500 pies). Las nubes más altas son Cirrus, Cirrocumulus y Cirrostratus; las nubes medias son Altocumulus y Altostratus (esta última se extiende con frecuencia a mayor altura), y Nimbostratus (que se extiende normalmente a mayor y menor altura); y las nubes bajas son Stratocumulus, Stratus, Cumulus y Cumulomimbus (las dos últimas alcanzan también a menudo niveles medios y altos).

Para fines sinópticos, en cada una de estas tres últimas divisiones de géneros de nubes se hace una clasificación nóupla, designándose las claves correspondientes C_H , C_M y C_L , respectivamente, con el fin de comunicar los estados característicos del cielo, en lugar de los tipos individuales de nubes.
- c) se establecen clasificaciones menos formales:
 - i) según los procesos físicos de formación de las nubes, sobre todo nubes cumuliformes, y capas de nubes (o "laminas de nubes");

- ii) según la composición de las nubes, a saber, nubes de cristales de hielo, nubes de gotas de agua y nubes de mezcla.

La mayoría de estas formas de nubes se ilustran con fotografías en OMM (1987).

15.1.2 Unidades y escalas

La unidad de medición de la altura de la nube es el metro o, para algunas aplicaciones aeronáuticas, el pie. La unidad de nubosidad es la octa, que es la octava parte de la bóveda celeste cubierta por una nube, vista por el observador.

15.1.3 Requisitos meteorológicos

Para fines meteorológicos hay que hacer observaciones de la nubosidad, el tipo de nube y la altura de la base de la nube. Para las observaciones sinópticas, en OMM (1988) hay estipulaciones específicas de codificación para describir en forma óptima las condiciones de las nubes desde la superficie hasta las capas altas. Desde el espacio se realizan observaciones de la nubosidad y de la temperatura (de las que se deduce la altura de la cima de la nube). También se utilizan las mediciones desde el espacio para seguir la evolución de las nubes y del tiempo.

Se han prescrito requisitos de precisión para fines sinópticos, climatológicos y aeronáuticos. Tales requisitos se resumen en el Capítulo 1 de la Parte I, y son más estrictos para fines aeronáuticos en lo que respecta a la altura de la nube.

15.1.4 Métodos de observación y medición

15.1.4.1 NUBOSIDAD

La mayoría de las mediciones de la nubosidad se hacen mediante observación visual. Se están desarrollando métodos instrumentales que se utilizan operacionalmente en algunas aplicaciones para estimar la nubosidad baja. Se hacen estimaciones de la nubosidad en cada capa identificada y de la nubosidad total vistas desde el punto de observación.

La nubosidad total, o cantidad total de nubes, es la fracción de la bóveda celeste cubierta por todas las nubes visibles. Por lo tanto, la evaluación de la nubosidad total consiste en estimar la cantidad de la zona aparente total del cielo cubierta por nubes.

La nubosidad parcial es la cantidad de cielo cubierta por cada tipo o capa de nube, como si fuera el único tipo de nube que hubiera en el cielo. La suma de las nubosidades parciales puede rebasar la nubosidad total, y excederse de ocho octas.

La escala para registrar la nubosidad es la que figura en la tabla de cifrado en OMM (1995), que se reproduce a continuación.

15.1.4.2 BASE DE LAS NUBES (ALTURA)

La altura de la base de las nubes se presta en sí misma a la medición con instrumentos, que se utilizan ampliamente en la actualidad en lugares donde la altura de las nubes es importante desde el punto de vista operativo. Sin embargo, siguen haciéndose muchas estimaciones de la altura de las nubes.

Cifra
de clave

0	0	0
1	1 octa o menos pero no cero	1/10 o menos, pero no cero
2	2 octas	2/10-3/10
3	3 octas	4/10
4	4 octas	5/10
5	5 octas	6/10
6	6 octas	7/10-8/10
7	7 octas o más, pero no 8 octas	9/10 o más, pero no 10/10
8	8 octas	10/10
9	cielo oscurecido por niebla y/u otro fenómeno meteorológico	
/	no se puede discernir la nubosidad por otros motivos que la niebla u otro fenómeno meteorológico, o porque la observación no se ha realizado	

En las operaciones rutinarias se utilizan varios tipos de instrumentos, que se describen en este capítulo. Con la coordinación de la OMM, en 1986 se efectuó una comparación internacional de varios tipos, de la que se informó en OMM (1988). El informe contiene una útil reseña de la precisión de las mediciones y del rendimiento de los instrumentos.

La medición con instrumentos de la altura de las nubes está muy generalizada y es importante para los servicios meteorológicos aeronáuticos; este tema se trata más a fondo en el Capítulo 2 de la Parte II.

15.1.4.3 TIPO DE NUBES

En la actualidad, el único método para observar el tipo de nubes es la observación visual. Se dispone de guías prácticas y de información sobre codificación de numerosas fuentes, tales como las publicaciones de la OMM (1975, 1987), y publicaciones de los servicios meteorológicos nacionales.

15.2 Estimación y observación de la nubosidad, la altura y el tipo de nubes

15.2.1 Realización de estimaciones efectivas

El emplazamiento utilizado para estimar las variables de las nubes debe permitir la visión más amplia posible del cielo, y no debe resultar afectado por resplandores breves fijos que interferirían en las observaciones nocturnas. Al hacer observaciones nocturnas es muy importante que el observador disponga de tiempo suficiente para que los ojos se adapten a la oscuridad.

Naturalmente, muchas veces hay grandes dificultades para estimar la nubosidad, sobre todo de noche. La observación previa de la evolución de las nubes y el conocimiento general de su estructura ayudará al observador a lograr los mejores resultados posibles. También puede ser útil el acceso a informes procedentes de las aeronaves.

15.2.2 Estimación de la nubosidad

El observador debe dar el mismo valor a las zonas altas y a las que se encuentran en elevaciones angulares más

bajas. A veces, cuando las nubes están distribuidas en forma irregular, conviene considerar el cielo en cuadrantes separados divididos por diámetros con ángulos rectos entre sí. La suma de las estimaciones de cada cuadrante se considera entonces como el total del cielo en su conjunto.

La cifra de clave 9 se comunica cuando el cielo es invisible debido a niebla, nieve, etc., o cuando el observador no puede estimar la nubosidad debido a la oscuridad o a resplandores externos. Durante las noches sin luna, normalmente debe ser posible estimar la nubosidad total con referencia a la proporción del cielo en que las estrellas están borrosas o completamente ocultas por nubes, aunque basta la calima para ocultar las estrellas cerca del horizonte.

El observador ha de estimar asimismo la nubosidad parcial. Hay veces en que una capa de nubes más alta está parcialmente oscurecida por nubes más bajas, por ejemplo. En esos casos puede hacerse una estimación de la extensión de las nubes altas con relativa seguridad observando el cielo de día durante un breve período. El desplazamiento de las nubes bajas con relación a las altas debe revelar si la capa superior cubre completamente el cielo o hay claros en él.

Procede señalar que la estimación de la cantidad de cada tipo diferente de nube se realiza independientemente de la estimación de la nubosidad total. La suma de estimaciones separadas de cantidades de nubes parciales supera a menudo la nubosidad total, así como también excede con frecuencia de 8 octavos.

15.2.3 *Estimación de la altura de las nubes*

En las estaciones que no disponen de equipo de medición sólo pueden estimarse los valores de la altura de las

nubes. En zonas montañosas, la altura de cualquier base de nube que sea más baja que la cumbre de las montañas que rodean a la estación puede estimarse por comparación con las alturas de características topográficas bien marcadas indicadas en un mapa topográfico del distrito. Conviene disponer, para visualizarlo permanentemente, de un diagrama con detalles de las alturas y marcaciones de montículos y referencias que puedan ser útiles para estimar la altura de las nubes. Debido a la perspectiva, la nube puede parecer que descansa en montículos distantes, y el observador no tiene por qué suponer necesariamente que esto refleja la altura de la nube sobre el lugar de observación. En todos los casos, el observador ha de hacer uso de su propio juicio, tomando en consideración la forma y la apariencia general de la nube.

En el siguiente cuadro se indica la distancia de las alturas de la base de las nubes sobre el nivel del suelo, aplicable a diversos géneros de nubes en regiones templadas, con referencia a un nivel de la estación no superior a 150 m (500 pies) sobre el nivel medio del mar. Para observar emplazamientos a alturas sustancialmente superiores, o estaciones en montañas, la altura de la base de una nube baja sobre las estaciones con frecuencia será menor.

En otras zonas climáticas, y especialmente en condiciones tropicales secas, las alturas de las nubes pueden diferir sustancialmente de las gamas indicadas. Las diferencias pueden plantear problemas de clasificación de las nubes, y hacer más difícil la estimación de la altura. Por ejemplo, se han confirmado, por observaciones de aeronaves, informes de nubes de cumulus tropicales de origen claramente convectivo, con una base bastante por encima de 2.400 m (8.000 pies) e incluso de

Altura de la base de los géneros de nubes sobre el nivel del suelo en las regiones templadas

Género de nube	Gama habitual de la altura de la base*		Gama más amplia de la altura de la base observada a veces y comentarios	
	(m)	(pies)	(m)	(pies)
BAJA				
Stratus	Superficie-600	Superficie-2.000	Superficie-1 200	Superficie-4.000
Stratocumulus	300-1.350	1.000-4.500	300-2.000	1.000-6.500
Cumulus	300-1.500	1.000-5.000	300-2.000	1.000-6.500
Cumulonimbus	600-1.500	2.000-5.000	300-2.000	1.000-6.500
MEDIA	(km)			
Nimbostratus	Superficie-3	Superficie-10.000	El nimbostratus se considera una nube media, para fines sinópticos, aunque puede extenderse a otros niveles. El altostratus puede espesarse con la progresiva reducción de la base y convertirse en nimbostratus.	
Altostratus	2-6	6.500-20.000		
Altostratus				
ALTA				
Cirrus	6-12	20.000-40.000	Pueden producirse cirrus a partir de cumulonimbus que se disipan bastante por debajo de 6 km (20.000 pies) en invierno. El cirrostratus puede volverse altostratus.	
Cirrostratus				
Cirrocumulus				

* Para estaciones situadas por encima de 150 metros (500 pies) sobre el nivel del mar, la base de nubes en capas bajas frecuentemente será inferior.

3.600 m (12.000 pies). Debe señalarse que en esos casos los observadores de superficie subestiman con frecuencia las alturas de nubes hasta un grado muy considerable. Esas bajas estimaciones pueden deberse a dos factores: o bien el observador espera que la nube de cumulus sea una "nube baja" con su base por debajo de 2.000 m (6.500 pies) y normalmente inferior a 1.500 m (5.000 pies), o las condiciones atmosféricas y la forma de la nube pueden combinarse para producir una ilusión óptica.

Cuando se hace de noche una estimación directa de la altura de las nubes, el éxito depende en gran medida de la identificación correcta de la forma de la nube. El conocimiento meteorológico general y la atenta observación del tiempo son muy importantes al juzgar si una base de nube ha permanecido sustancialmente invariable o ha aumentado o disminuido. Un caso muy difícil, que requiere gran cuidado y conocimiento es cuando una capa de altostratus cubre el cielo durante el atardecer. Puede ser sumamente difícil detectar cualquier disminución gradual de esa capa de nubes, pero, cuando desciende, es raro que la base sea totalmente uniforme, y con frecuencia pueden discernirse pequeños contrastes todas las noches salvo durante las más oscuras.

15.3 Mediciones de la nubosidad con instrumentos

No se dispone de sensores operativos en tierra que sean totalmente satisfactorios para medir la nubosidad total. Las mediciones desde radiómetros espaciales en la banda visible, complementadas con imágenes infrarrojo, pueden utilizarse para estimar la nubosidad en zonas extensas, pero con frecuencia surgen dificultades; por ejemplo, la imposibilidad de distinguir entre estratus bajos y niebla. Las cantidades de nubes bajas en la gama de un nefobasímetro pueden estimarse midiendo la proporción de tiempo transcurrido ocupado por capas bien identificadas, y suponiendo que esos resultados promediados en el tiempo sean representativos de las condiciones especiales en torno al lugar de observación. En meteorología sinóptica, esta técnica es satisfactoria en muchos casos, pero para las observaciones en aeropuertos puede dar lugar a errores importantes en la estimación de la nubosidad sobre el aeródromo. Para las estaciones meteorológicas automáticas en Estados Unidos se ha desarrollado una técnica de "agrupación", en la que se utilizan datos de nefobasímetros.

15.4 Medición de la altura de las nubes con proyectores

15.4.1 Método de medición

En este método, ilustrado en la Figura 15.1, el ángulo de elevación E de una mancha de luz formada sobre la base de la nube por el haz del proyector dirigido verticalmente se mide por alidada desde un punto distante. Si L es la distancia horizontal conocida en metros (pies) entre el proyector y el lugar de observación, la altura, h , en metros (pies) de la base de la nube sobre el punto de observación viene dada como $h = L \tan E$.

La distancia óptima de separación entre el proyector y el lugar de observación es de unos 300 m (1.000 pies). Si la distancia fuera mucho mayor, podría ser difícil ver la mancha de luz; y si fuera mucho menor, disminuiría la precisión de la medición de la altura sobre unos 600 m (2.000 pies). Normalmente es aceptable una distancia de 250-550 m (800-1.800 pies).

15.4.2 Exposición e instalación

Conviene que haya una clara visibilidad directa entre el proyector y la alidada, que deben estar montados sobre una base firme y estable. Donde exista una diferencia de altura sobre el suelo entre el proyector y la alidada ha de incorporarse una corrección en las alturas calculadas. Si no es posible una clara visibilidad directa, la obstrucción del haz del proyector desde la posición de la alidada por los objetos que intervengan no debe ser superior a 100 pies.

15.4.3 Fuentes de error

La mayor fuente de error se debe a la incertidumbre en el ángulo de elevación medido. Los errores de altura a causa de pequeños errores de verticalidad son insignificantes.

El error Δh en la altura de la nube derivada debido a un error ΔE en la elevación medida viene dada por:

$$\Delta h = L \sec^2 E \cdot \Delta E \quad (15.1)$$

que es un mínimo cuando E es igual a cero. Si $L = 300$ m (1.000 pies) y $\Delta E = 1^\circ$, el valor de Δh es 6 m (17 pies) cuando $h = 300$ m (1.000 pies) y Δh es aproximadamente 140 m (450 pies) cuando $h = 1.500$ m (5.000 pies). El error proporcional en h viene dado por:

$$\Delta h/h = 2 \operatorname{cosec} 2E \quad (15.2)$$

y es un mínimo cuando $E = 45^\circ$ o $h = L$.

15.4.4 Calibración y mantenimiento

El enfoque y la verticalidad del haz deben verificarse, si es posible, una vez al mes, porque el filamento de la

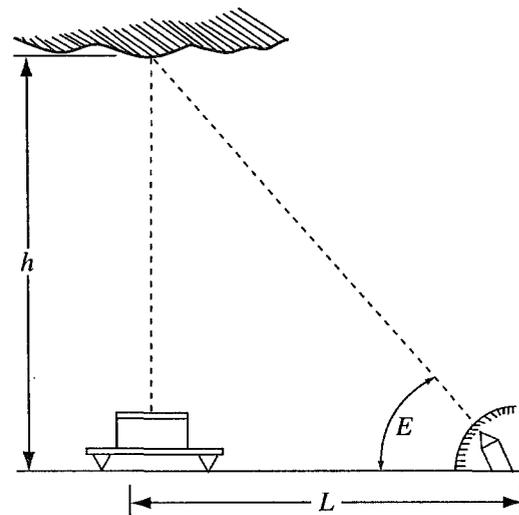


Figura 15.1 — Principio del proyector de exploración de nubes.

bombilla puede sufrir ligeros cambios de forma con el tiempo. Cuando se sustituye una bombilla debe ajustarse su posición, pues no todas las bombillas son iguales.

Debe comprobarse la verticalidad del haz durante una noche cubierta, con ayuda de un teodolito. La comprobación debe hacerse a partir de dos posiciones: una cerca de la alidada, y la otra aproximadamente a la misma distancia del proyector en una dirección en ángulo recto con la línea que une el proyector y la alidada (Figura 15.2). Los acimuts del proyector y de la mancha en la nube deben medirse con la mayor precisión posible, junto con la elevación de la mancha. Si la diferencia entre las lecturas del acimut es A y la elevación del punto es E , la desviación \emptyset del haz a partir de la vertical viene dada por:

$$\emptyset = A/\tan E \quad (15.3)$$

Si el valor de \emptyset es mayor de 1° visto desde la alidada, o superior a $0,5^\circ$ en la otra posición, los ajustes deberán repetirse hasta que se haya logrado la precisión necesaria.

Puede verificarse y ajustarse el enfoque en una noche cubierta, observando el diámetro de la mancha de luz sobre la nube más alta por encima del instrumento. En caso necesario, debe ajustarse el foco para minimizar el diámetro de la mancha.

15.5 Medición de la altura de las nubes con globos

15.5.1 Método de medición

La altura de una nube puede medirse durante el día determinando el tiempo que tarda un pequeño globo de caucho, inflado con hidrógeno o helio, en elevarse desde el suelo hasta la base de la nube. La base de la nube debe considerarse como el punto en el que el globo parezca penetrar en una capa de niebla antes de desaparecer finalmente.

La velocidad de ascensión del globo se determina principalmente por el libre desplazamiento del globo, y puede ajustarse controlando la cantidad de hidrógeno o de helio en el mismo. El tiempo de desplazamiento

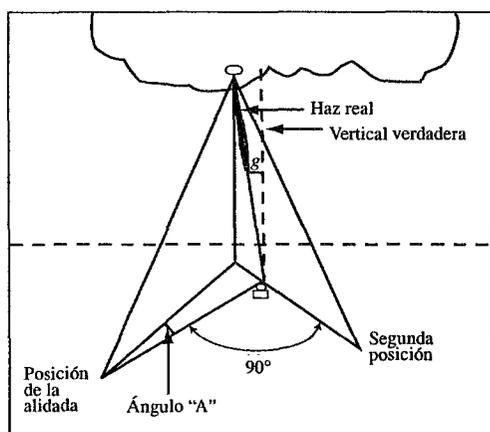


Figura 15.2 — Comprobación de la verticalidad del haz del proyector

desde que se suelta el globo hasta que penetra en la nube se mide mediante un cronómetro. Si la velocidad de ascensión es n metros por minuto y el tiempo del desplazamiento es t minutos, la altura de la nube sobre el suelo es $n \cdot t$ metros, pero esta regla no debe seguirse estrictamente. Los remolinos cerca del lugar de lanzamiento pueden impedir la elevación del globo hasta algún tiempo después de soltarlo. Normalmente, el cronómetro se pone en marcha al liberar el globo, por lo que el tiempo transcurrido entre ese momento y aquel en que se observa que ha salido de los remolinos habrá que deducirlo del tiempo total, para determinar la altura de la nube. Incluso prescindiendo de los efectos de remolino, la velocidad de ascensión en los 600 m (2.000 pies) más bajos, aproximadamente, es muy variable.

Si bien la altura de la base de una nube media se obtiene a veces como subproducto en la medición de vientos en altitud mediante un globo piloto, el método del globo se aplica principalmente a nubes bajas. Cuando no se dispone de ayudas ópticas en forma de prismáticos, telescopio o teodolito, la medición no debe intentarse si la base de la nube se considera superior a unos 900 m (3.000 pies), a menos que el viento sea muy ligero. Con vientos fuertes, el globo puede superar el alcance de la visión natural antes de penetrar en la nube.

La precipitación reduce la velocidad de elevación de un globo, y las mediciones de la altura de la nube con un globo piloto sólo debe intentarse con precipitación ligera.

El método puede utilizarse de noche incorporando al globo una luz eléctrica o de otro tipo.

15.5.2 Fuentes de error

Las mediciones de la altura de la base de una nube con globo han de utilizarse con prudencia, puesto que la velocidad media de elevación de un globo, sobre todo en los primeros centenares de metros, puede diferir notablemente con respecto a la velocidad supuesta de elevación (debido a factores tales como los efectos de corrientes verticales, la forma del globo, la precipitación y la turbulencia).

15.6 Nefobasímetro de haz giratorio (NHG)

15.6.1 Método de medición

El principio de funcionamiento del nefobasímetro de haz giratorio (NHG) comprende la medición del ángulo de elevación de una exploración de haz ligero en el plano vertical, en el instante en que una proporción de la luz difundida por la base de la nube se recibe en una célula fotoeléctrica orientada verticalmente hacia arriba a una distancia conocida de la fuente de luz (Figura 15.3). El equipo comprende un transmisor, un receptor y un registrador.

El transmisor emite un haz luminoso estrecho con una divergencia de unos 2° , con la mayor parte de la radiación emitida en longitudes de onda próximas al

infrarrojo, es decir de 1 a 3 μm . Por tanto, la longitud de onda utilizada es pequeña en comparación con el tamaño de las gotas de agua en la nube. El haz luminoso se barre en un arco vertical que se extiende normalmente desde 8° hasta 85° , con una modulación de 1 kHz aproximadamente, por lo que, utilizando métodos de detección sensibles a la fase, mejora la relación señal/ruido en el receptor.

El equipo receptor comprende una célula fotoeléctrica y un reductor de visibilidad directa, el cual asegura que sólo llegue a la célula fotoeléctrica la luz que asciende verticalmente. Cuando se recibe una señal de nube, se registra mediante la plumilla del dispositivo que se desplaza simultáneamente con el haz del transmisor.

15.6.2 *Exposición e instalación*

El transmisor y el receptor deben encontrarse en un espacio abierto a nivel del suelo separados por unos 100-300 m, y montados sobre plintos firmes y estables. Es sumamente importante que el transmisor explore en el mismo plano que el receptor. Esto se logra mediante una alineación precisa de la óptica y comprobando el plano del haz del transmisor en condiciones adecuadas durante la noche.

15.6.3 *Fuentes de error*

Los errores en la medición de la altura de la base de las nubes mediante NHG pueden deberse a:

- la abertura angular del haz;
- la desalineación óptica;
- las tolerancias mecánicas en las partes móviles;
- la respuesta del receptor.

Como en la mayoría de los diseños el volumen de intersección del cono del transmisor y del receptor es muy importante con una altura de las nubes superior a 500 m, los errores debidos a la abertura del haz son generalmente los más graves. La definición de la base de nube que figura en la sección 15.1.1 no constituye una base adecuada para el diseño objetivo de nefobasímetros, por lo que los algoritmos de uso corrien-

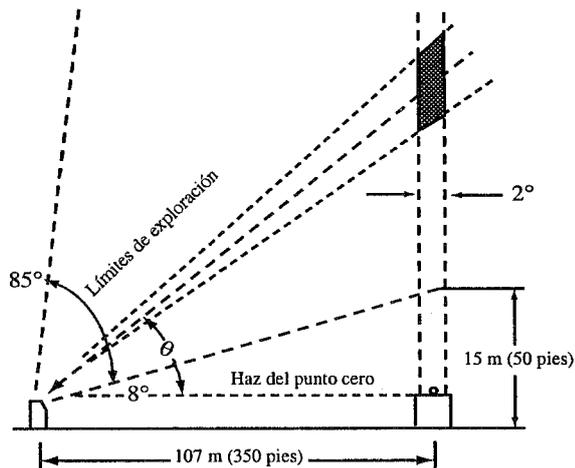


Figura 15.3 — Nefobasímetro de haz giratorio típico

te se fundan en resultados experimentales y en comparaciones con otros métodos de estimación. Algunos NHG emplean una técnica de "umbral" para determinar la presencia de nubes, y otros utilizan un sistema de detección de la señal "máxima". En ambos casos, la sensibilidad del receptor afectará a las alturas de nubes comunicadas, lo que da lugar a grandes errores que superan los requisitos operativos declarados en determinadas circunstancias (Douglas y Offiler, 1978). Esos errores aumentan en general con la altura indicada.

El NHG es muy sensible a la presencia de precipitación y, con precipitación moderada o fuerte, el instrumento puede indicar erróneamente nubes bajas o no detectar ninguna nube. En condiciones de niebla, el haz luminoso puede dispersarse a un bajo nivel, y el nefobasímetro puede no dar ninguna indicación útil de las nubes, incluso cuando exista una capa de nubes baja.

Se han realizado comparaciones de NHG y nefobasímetros láser, de las que se ha informado ampliamente (OMM, 1988), y que han mostrado un buen acuerdo entre los dos tipos de nefobasímetro en alturas indicadas hasta unos 500 m, pero la eficiencia de la detección con precipitación es notablemente inferior.

15.6.4 *Calibración y mantenimiento*

El único mantenimiento efectuado normalmente por el usuario consiste en limpiar las ventanas del transmisor y del receptor y en cambiar el diagrama. El exterior de las ventanas de plástico del transmisor y del receptor deben limpiarse semanalmente, con un paño seco suave, procurando no rayar la ventana. Si se sustituye la lámpara del transmisor, es preciso verificar la alineación óptica; a intervalos de aproximadamente un año se debe verificar el nivel del transmisor y del receptor, y ajustarlo en caso necesario.

15.7 *Nefobasímetro láser*

15.7.1 *Método de medición.*

En el nefobasímetro láser, la altura de la base de la nube se determina midiendo el tiempo que tarda un impulso de luz coherente en desplazarse desde un transmisor hasta la base de la nube y volver a un receptor. La salida de un aparato láser se dirige hacia arriba verticalmente donde, si hay nubes sobre el transmisor, la radiación es difundida por los hidrometeoros que forman la nube. La mayor parte de la radiación se difunde hacia arriba, pero alguna lo hace hacia abajo, y se centra en el receptor, pasando a un detector fotoeléctrico. El nefobasímetro (Figura 15.4) comprende dos unidades: un conjunto transmisor-receptor y un dispositivo de registro.

El transmisor y el receptor están montados uno al lado del otro en un mismo alojamiento, junto con la electrónica para la detección de la señal y el procesamiento. La fuente luminosa es un láser semiconductor de arseniuro de galio que produce normalmente impulsos luminosos de 75 W de 100 ns de duración, a una frecuencia del orden de 1 kHz. La longitud de onda de la radiación

láser es de 900 nm. La óptica del transmisor está dispuesta de manera que la fuente láser y el detector del receptor se encuentren en el foco de un sistema telescópico tradicional o newtoniano. Las superficies de las lentes tienen revestimientos adecuados de un cuarto de longitud de onda para reducir la reflexión y proporcionar una elevada transmisión de luz en la longitud de onda de 900 nm. La apertura del transmisor está tapada por una vidriera, protegida contra la reflexión en su superficie interna, con un ángulo de 20° aproximadamente con respecto a la posición horizontal, de manera que la lluvia corra.

El receptor está construido en forma similar al transmisor, salvo que la fuente luminosa es sustituida por un fotodiodo, y que lleva incorporado un filtro óptico de banda estrecha. El filtro rechaza la mayor parte de la radiación solar difusa de fondo, con lo que mejora la detección de la radiación de láser dispersa durante el día.

El haz del transmisor tiene una divergencia típica de 8 minutos de arco, y el campo de visión del receptor es normalmente de 13 minutos de arco. El transmisor y el receptor están montados uno junto a otro, de manera que el haz del transmisor y el campo de visión del receptor comiencen a superponerse a unos 5 m por encima del montaje y se superpongan totalmente a unos 300 m.

El alojamiento está provisto de calentadores controlados por termostatos para impedir la condensación en las superficies ópticas, mientras que la humedad en su interior se reduce utilizando un desecador. La parte superior del alojamiento está cubierta con una campana provista de deflectores ópticos que impiden el paso de la luz solar directa.

La salida del detector está separada por una unidad de procesamiento electrónico y dividida en "ventanas telemétricas" secuenciales, cada una de las cuales representa el mínimo incremento de altura detectable. Cada activación láser proporciona una decisión de "nube" o de "no nube" en cada ventana telemétrica. Durante una exploración, el láser se activa varias veces. Se incorpora

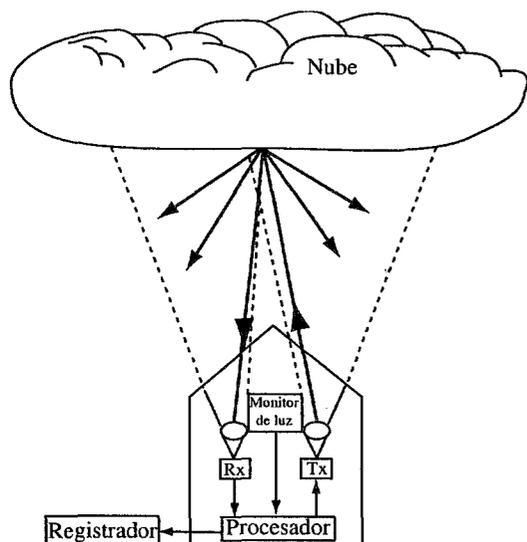


Figura 15.4 — Nefobasímetro láser típico

un umbral de manera que la probabilidad de que el instrumento no "vea" una nube, o "vea" una nube que no existe, sea remota. El flujo radiante que llega al receptor por retrodispersión disminuye con la distancia, según la ley de la inversa del cuadrado.

Algunos nefobasímetros láser proporcionan una estimación de la visibilidad vertical basada en la energía reflejada integrada dentro de la distancia. Las comparaciones realizadas durante la Intercomparación Internacional de Nefobasímetros de la OMM (OMM, 1988) mostraron que en varias ocasiones los valores comunicados no eran fiables y que sería necesario desarrollar más esta capacidad para poder utilizar con confianza las estimaciones.

15.7.2 Exposición e instalación

El equipo debe estar montado sobre una base de nivel firme con una clara visión hacia arriba dentro de un cono de unos 30° con respecto a la vertical. De ser preciso, puede utilizarse una azotea con el ajuste adecuado de las alturas comunicadas a nivel del suelo. Si bien los nefobasímetros láser utilizados con fines operativos están concebidos para no dañar los ojos, hay que tratar de impedir que el observador causal mire directamente el haz transmitido.

15.7.3 Fuentes de error:

Hay tres fuentes principales de error:

- errores en la medición de la distancia: estos pueden ocurrir si se producen averías en los principales circuitos del oscilador de temporización, pero en el funcionamiento normal puede descartarse el error debido a esta fuente;
- verticalidad de los haces transmitidos/recibidos: siempre y cuando el instrumento tenga una alineación mejor de 5° con respecto al haz, desde la vertical, los errores debidos a esta fuente pueden descartarse;
- errores debidos al sistema de procesamiento de la señal: como una base de nube es generalmente difusa y varía considerablemente con el tiempo y la distancia, se han elaborado complejos algoritmos para estimar una base de nube representativa a partir de la señal de nube de retorno. En condiciones de niebla (con nube o sin nube encima) y de precipitación, pueden generarse grandes errores; por tanto, es importante conocer las condiciones de visibilidad y de precipitación para estimar el valor de la información de un nefobasímetro. En condiciones en las que se dan nubes estratiformes bien definidas (por ejemplo, estratocumulus bajo), los errores de medición sólo son controlados por los algoritmos del umbral de nubes, y pueden considerarse coherentes para una marca determinada de nefobasímetro.

En el uso operativo, y en condiciones de base de nube uniforme, las mediciones efectuadas con un

nefobasímetro láser pueden compararse periódicamente con las de globos piloto, las mediciones realizadas por aeronaves y, durante la noche, con mediciones de proyectores de nubes. Se han efectuado numerosas intercomparaciones de nefobasímetros láser de distintos fabricantes. Durante la Intercomparación Internacional de Nefobasímetros de la OMM (OMM, 1988), por ejemplo, se intercompararon varios diseños de nefobasímetros, y se hicieron comparaciones con las observaciones de NHG y globos piloto. Si bien algunas de las primeras comparaciones entre NHG y nefobasímetros láser de nueva concepción indicaron que los NHG dan mejores resultados durante lluvia moderada, la intercomparación internacional reveló que, utilizando tecnología moderna, los nefobasímetros láser proporcionaban el medio más preciso, seguro y eficiente de medir la base de las nubes desde el suelo, en comparación con otros equipos.

15.7.4 Calibración y mantenimiento

La mayoría de los nefobasímetros láser están provistos de dispositivos de capacidad que comprueban la potencia de salida transmitida y protegen contra graves errores de cronometraje. Las verificaciones de calibración se limitan normalmente a comprobar la frecuencia y la estabilidad del oscilador patrón utilizando patrones de frecuencia externos de gran calidad y comprobando la

potencia de salida del transmisor. El mantenimiento periódico consiste, normalmente, en limpiar los elementos ópticos expuestos y las cubiertas externas, y en sustituir los filtros de aire cuando existen ventiladores.

Referencias

- Douglas, H. A. y Offiler, D., 1978: The Mk 3 cloud base recorder: a report on some of the potential accuracy limitations of this instrument. *Meteorological Magazine*, 107, págs. 23-32.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Vol. I, OMM-N° 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Atlas Internacional de Nubes: Vol. II.*, OMM-N° 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: *WMO International Ceilometer Intercomparison* (D. W. Jones, M. Ouldrige y D. J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 32, WMO/TD-No. 217, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*, OMM-N° 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*. OMM-N° 306, Ginebra.
-

CAPÍTULO 16 — MEDICIÓN DEL OZONO

		<i>Página</i>
16.1	Generalidades	I.16-1
16.1.1	Definiciones	I.16-1
16.1.2	Unidades y escalas	I.16-1
16.1.3	Métodos de medición	I.16-2
16.2	Medición del ozono de superficie	I.16-2
16.2.1	Instrumentos de medición del ozono de superficie	I.16-2
16.2.2	Métodos de medición del ozono de superficie	I.16-2
16.2.3	Exposición de los instrumentos de medición del ozono de superficie	I.16-3
16.2.4	Errores de medición del ozono de superficie	I.16-3
16.2.5	Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono de superficie	I.16-3
16.3	Medición del ozono total	I.16-3
16.3.1	Instrumentos de medición del ozono total	I.16-3
16.3.2	Métodos de medición del ozono total	I.16-4
16.3.2.1	Medición de la radiación solar directa	I.16-4
16.3.2.2	Medición de la radiación lunar directa	I.16-4
16.3.2.3	Medición de la radiación celeste en el cenit	I.16-4
16.3.2.4	Medición de la radiación ultravioleta retrodispersada	I.16-5
16.3.3	Exposición de los instrumentos de medición del ozono total	I.16-5
16.3.4	Errores de medición del ozono total	I.16-6
16.3.5	Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono total	I.16-7
16.3.5.1	Calibración de un instrumento patrón primario	I.16-7
16.3.5.2	Transferencia y mantenimiento de la calibración	I.16-8
16.4	Medición del perfil vertical del ozono	I.16-9
16.4.1	Instrumentos de medición del perfil vertical del ozono	I.16-9
16.4.2	Métodos de medición del perfil vertical del ozono	I.16-9
16.4.2.1	Medición del ozono por medio de sondas	I.16-9
16.4.2.2	Medición según el método Umkehr	I.16-9
16.4.2.3	Mediciones a través de la detección y localización por ondas luminosas	I.16-10
16.4.2.4	Medición por la retrodispersión ultravioleta solar	I.16-10
16.4.2.5	Medición por la ocultación del Sol	I.16-10
16.4.2.6	Otras técnicas de medición	I.16-10
16.4.3	Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del perfil vertical del ozono	I.16-11
16.4.4	Errores de medición del perfil vertical del ozono	I.16-11
16.4.5	Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del perfil vertical del ozono	I.16-11
16.5	Correcciones de las mediciones del ozono	I.16-12
Referencias	I.16-12
Anexo 16.A	Unidades de medición del ozono total y local	I.16-14
Anexo 16.B	Teoría de la medición	I.16-16

MEDICIÓN DEL OZONO

16.1 Generalidades

Debido a sus propiedades radiativas, el ozono contribuye de modo significativo al balance radiativo de la atmósfera y regula considerablemente la radiación neta que llega a la superficie de la Tierra, a pesar de que su concentración en la atmósfera total es apenas superior a media parte por millón. El ozono se encuentra sobre todo en la estratosfera, donde su presencia entraña la inversión de la temperatura estratosférica y da como resultado el máximo de ésta en la estratopausa. Además, el ozono reacciona fotoquímicamente en presencia de muchos otros oligoelementos, algunos de origen antropógeno. Las distribuciones meridional y vertical del ozono en la atmósfera resultan de una compleja interacción de factores que tienen que ver con la dinámica atmosférica y la fotoquímica.

Conviene vigilar la concentración cerca del suelo porque el ozono es un producto de la contaminación industrial y urbana. Las mediciones del ozono presente de manera natural en la troposfera y en la estratosfera se utilizan para verificar las atmósferas modelo que simulan la fotoquímica o la circulación general de la atmósfera real. El ozono se mide también para determinar si los gases de origen antropógeno perturban la capa de ozono estratosférico como sugieren la teoría fotoquímica y los estudios de modelos.

16.1.1 Definiciones

Las estaciones del Sistema Mundial de Observación del Ozono miden y transmiten regularmente tres datos esenciales sobre el ozono atmosférico, a saber:

- a) el ozono de superficie;
- b) el ozono total; y
- c) el perfil vertical del ozono.

El *ozono de superficie* es la concentración de ozono local a pocos metros (entre tres y diez metros) por encima del suelo, en un lugar determinado de la Tierra. Las mediciones del ozono de superficie se expresan comúnmente en unidades de presión parcial o en relación de mezcla (en masa o en volumen).

El *ozono total* corresponde a la cantidad total de ozono presente en una columna vertical de la atmósfera por encima del suelo. Las unidades más comúnmente utilizadas para expresar el ozono total son el espesor de la columna a temperatura y presión normales (TPN) y la densidad en la columna vertical.

El *perfil vertical del ozono* indica la concentración de ozono en función de la altura o de la presión ambiente. La cantidad de ozono presente en cada altura o nivel de presión de la atmósfera se expresa comúnmente en forma de presión parcial, de relación de mezcla (en masa o en volumen), o de concentración local. El perfil completo del ozono desde el suelo hasta la cima de la atmósfera representa la columna de ozono total.

A continuación se definen otros términos utilizados

frecuentemente en este texto:

Aerosoles: suspensión, en un medio gaseoso, de partículas sólidas, líquidas, o sólidas y líquidas cuya velocidad de caída es insignificante.

Masa atmosférica: relación del trayecto recorrido por la radiación solar en la atmósfera y el trayecto vertical.

Unidad Dobson (UD): medida del ozono total equivalente a un espesor de 10^{-5} m de ozono puro a temperatura y presión normales (unidad comúnmente utilizada pero que no forma parte del Sistema Internacional de Unidades).

Miliatmósfera centímetro (matm cm): medida del ozono total equivalente a 10^{-3} cm de ozono puro a temperatura y presión normales (un miliatmo centímetro es igual a una unidad Dobson).

Ozono, (O₃): forma alotrópica del oxígeno; gas azul, inestable y poderoso oxidante. Absorbe la energía radiante en las bandas 0,1-0,34 y 0,4-0,65 μm del espectro solar y 4,7; 9,6; 10,5 y 14,1 μm en el infrarrojo.

Espectrofotómetro: instrumento que produce un espectro y mide la radiancia en longitudes de onda determinadas.

Ozono total: espesor de la capa de ozono puro que se obtendría si la cantidad total de ozono presente en la atmósfera se redujera a una temperatura y una presión normales.

Ultravioleta (UV): radiación electromagnética situada entre 100 y 400 nm, que se puede dividir en UV-A (315-400 nm), UV-B (280-315 nm) y UV-C (200-280 nm).

Método Umkehr: método que sirve para determinar la distribución vertical del ozono a partir de un efecto óptico que aparece en una serie de mediciones de la radiancia del cielo en el cenit, en varias longitudes de onda UV. Esas mediciones en tierra se realizan con un espectrofotómetro cuando la distancia cenital solar pasa de 60° a 90°.

16.1.2 Unidades y escalas

Una descripción completa de las unidades de medición figura en el Anexo 16.A y un breve resumen aparece en el siguiente cuadro:

Ozono local	Unidades	Columna de ozono	Unidades
Presión parcial	nanobar millipascal	Ozono total	matm cm 10^{-3} cm ozono a TPN Unidad Dobson (UD)
Relación de mezcla Relación de mezcla volumétrica	$\mu\text{g g}^{-1}$ ppmv		
Concentración local	moléculas cm^{-3} moléculas m^{-3}	Densidad de la columna	matm-cm km^{-1}
Densidad local	g m^{-3} $\mu\text{g cm}^{-3}$		

NOTA: En honor a los trabajos de avanzada realizados por G.M.B. Dobson, la unidad de la columna vertical de ozono, el miliatmósfera centímetro podrá llamarse también unidad Dobson (UD). Una unidad Dobson define a la cantidad de ozono en la columna atmosférica que, previa reducción a una temperatura de 0°C y a una presión de 101.325 Pa, ocupa un espesor de 10^{-5} m. Por consiguiente, tenemos: Una unidad Dobson = 1 DI = 1 matm cm = $2,1414 \mu\text{g cm}^{-1} = 2,687 \cdot 10^{16}$ moléculas cm^{-2}

16.1.3 Métodos de medición

El ozono atmosférico se mide por teledetección o con técnicas de medición *in situ*. El método de medición *in situ* consiste en determinar el contenido de ozono de una muestra de aire mediante técnicas ópticas, químicas o electroquímicas. Para la medición por teledetección se utiliza la absorción diferencial. El ozono presenta un espectro de absorción intenso y variable en longitudes de onda ultravioleta (UV) inferiores a 340 nm, una gran cresta de absorción más débil centrada en 600 nm a la luz visible, y muchas rayas de absorción y de emisión térmica en el infrarrojo (IR) y en las longitudes de onda de las microondas. Midiendo la irradiancia espectral producida por una fuente natural (Sol o Luna) o artificial después de que haya atravesado el ozono atmosférico, es posible determinar la cantidad de ozono presente en el trayecto óptico. La radiación térmica emitida por el ozono atmosférico sirve también para medir el contenido de ozono.

Un error en la información relativa al espectro de absorción del ozono podría afectar la exactitud de casi todos los tipos corrientes de medición del ozono. El coeficiente de absorción (α) en la ecuación 16.1 (sección 16.2.2) es la referencia básica absoluta para todas las mediciones del ozono de superficie. Toda medición en tierra del ozono total se basa en el coeficiente de absorción (α) de la ecuación 16.2 (sección 16.3.2.1). Los valores del perfil de ozono obtenidos por el método Umkehr y por ozonosonda son normalizados en función de una medida casi coincidente del ozono total en tierra. Los coeficientes de absorción se utilizan en los algoritmos de inversión que sirven para evaluar el ozono total y el perfil del ozono a partir de datos obtenidos por detección y localización por ondas luminosas (LIDAR) y por satélite.

Varios grupos han hecho un esfuerzo considerable para medir en laboratorio el espectro de absorción del ozono. Se han hecho mediciones sobre una amplia gama de temperaturas porque la absorción depende estrechamente de la temperatura. Por recomendación de la Comisión Internacional del Ozono, la OMM adoptó un espectro patrón del ozono basado en las mediciones de Bass y Paur (1985), que entró en vigor el 1° de enero de 1992. Se estima que el espectro patrón de absorción del ozono presenta una exactitud absoluta del 3 al 5 por ciento. Esa incertidumbre afecta por igual a todos los tipos de medición del ozono. Se estima que la precisión de ese espectro patrón es del orden del 1 por ciento, incertidumbre que dará lugar a un error sistemático cuando se comparen dos instrumentos que utilizan longitudes de onda diferentes.

Existen otras fuentes de error en la medición del ozono que dependen del valor que se mide y del método empleado, como se explica a continuación.

16.2 Medición del ozono de superficie

16.2.1 Instrumentos de medición del ozono de superficie

El ozono de superficie se mide normalmente por medio de analizadores de ozono que indican la concentración en

el aire ambiente en proximidad del suelo. Los instrumentos más corrientes son el analizador de ozono fotométrico en UV y el monitor de tipo Dasibi. Esos instrumentos miden el ozono según el principio de fotometría de absorción en ultravioleta, en un estrecho intervalo de longitud de onda ($\approx 0,5$ a 1 nm) y son los instrumentos más comúnmente usados para medir del ozono ambiente.

El analizador químico por vía seca, que utiliza el método de quimioluminiscencia, y los analizadores químicos por vía húmeda son de uso corriente, pero tienden a ser reemplazados por aparatos más fiables que utilizan el método de absorción UV. Paur y McElroy (1979) dan información técnica sobre los instrumentos de control del ozono ambiente. Attmannspacher y Hartmannsgruber (1982) han efectuado intercomparaciones de instrumentos de medición del ozono de superficie.

16.2.2 Métodos de medición del ozono de superficie

El ozono de superficie se mide principalmente mediante la técnica *in situ*, que consiste en tomar una muestra cerca del suelo y estudiarla mediante un analizador de ozono. El método más corriente es el de fotometría UV donde el aire ambiente se aspira a través de una célula a fin de medir la absorción de los rayos UV en la línea de emisión de 254 nm de una lámpara de vapor de mercurio. El fuerte poder de absorción del ozono en esa longitud de onda permite obtener una medición neta de la absorción cuando la célula contiene ozono. Los demás gases atmosféricos no tienen un efecto de absorción significativo.

La célula de absorción recibe alternativamente una muestra de aire ambiente que procede directamente de la atmósfera y una muestra de aire ambiente que ha hecho pasar por un depurador de dióxido de manganeso donde, por catálisis, el ozono se convierte en oxígeno y todos los demás gases en baja concentración se mantienen intactos. La irradiancia UV se mide cuando hay y cuando no hay ozono en el aire ambiente. La irradiancia medida en presencia del ozono, I , se relaciona con la medida en ausencia del ozono, I_0 , por la expresión siguiente:

$$I = I_0 \exp(-\alpha CL) \quad (16.1)$$

en donde α es la sección eficaz de absorción del ozono a 254 nm (en cm^2); C es la concentración de ozono en la célula (en moléculas/ cm^3) y L es la longitud de la célula (en cm).

Comparando las dos señales de irradiancia es posible determinar la concentración de ozono en la célula, a condición de que se conozca la longitud de la célula y la sección eficaz de absorción del ozono. Las mediciones del ozono se expresan como parte por millón en volumen (ppmv) o en unidades de presión parcial. La gama de detectividad abarca de 0,001 a 1 ppmv.

Existen otros métodos de medición local, a saber, el análisis químico por vía húmeda, la quimioluminiscencia, la electroquímica y la graduación gaseosa, que progresivamente se están suplantando por la fotometría UV, más práctica y más exacta, y por consiguiente no se describen aquí.

16.2.3 *Exposición de los instrumentos de medición del ozono de superficie*

Los instrumentos utilizados para medir *in situ* el ozono de superficie se colocan generalmente dentro de un laboratorio, donde a través de un tubo de teflón limpio se bombea el aire ambiente hasta el analizador. La entrada del tubo se coloca de tal manera que la muestra de aire sea representativa de la atmósfera local. La toma de aire debe estar por lo menos a 3 m del suelo (generalmente sobre un techo). Debe estar invertida para evitar la entrada de agua de lluvia y protegida por un embudo para limitar la aspiración de grandes partículas y de suciedad. Es preciso evitar toda causa potencial de perturbación en la composición de la atmósfera local (carretera, chimenea, ventilador, etc.). Un filtro para finas partículas debe cubrir la entrada del tubo para evitar que las grandes partículas y la suciedad contaminen el tubo; ese filtro debe ser reemplazado cuando sea necesario (aproximadamente una vez por semana, según las condiciones atmosféricas). El tubo de admisión debe estar siempre limpio y ser lo más corto posible, para evitar la destrucción del ozono antes de que se haya medido. Por lo general, un tubo de una longitud de 3 a 5 m es suficientemente corto y permite situar la toma de aire a una altura conveniente.

Si se desea medir el ozono de fondo (no contaminado), el emplazamiento debe estar alejado de las principales fuentes de contaminación (las ciudades). Las estaciones deben satisfacer los criterios para las estaciones regionales y/o mundiales de la Vigilancia de la Atmósfera Global definidos en OMM (1988) y aprobados por el Consejo Ejecutivo, en julio de 1992, (OMM, 1993).

16.2.4 *Errores de medición del ozono de superficie*

La principal fuente de error de todos los analizadores de ozono *in situ* utilizados para medir el ozono de superficie se debe a la pérdida de ozono a lo largo del tubo de admisión. Ese error se puede minimizar asegurándose de que el tubo esté siempre limpio y seco.

Otros gases en baja concentración absorben la radiación a 254 nm de longitud de onda que sirve para medir la absorción del ozono. Con el método diferencial, que consiste en comparar el aire ambiente que contiene ozono con el aire ambiente exento de ozono, se evita el problema de los otros gases absorbentes porque en ambos casos está presente la muestra analizada. Sin embargo, si la concentración de uno de esos gases cambia entre los dos períodos de muestreo del aire con y sin ozono, se obtendrá una medición errónea del contenido de ozono.

En general, la medición del ozono con un fotómetro UV es bastante estable porque se trata de una medida relativa (donde se compara el grado de absorción en una célula que contiene ozono y en una célula sin ozono). La radiación de la lámpara y la sensibilidad del detector pueden variar sin que ello modifique la medición de la absorción. Otras categorías de analizadores de ozono

(por quimioluminiscencia, análisis químico por vía húmeda) aunque proporcionan mediciones absolutas pueden también sufrir desviaciones y es necesario efectuar verificaciones periódicas.

16.2.5 *Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono de superficie*

Los instrumentos fotométricos en UV sirven de instrumentos patrón. La calibración absoluta de un analizador fotométrico UV depende de la exactitud del valor de la sección eficaz de absorción del ozono a 254 nm. Ese valor se verifica midiendo la absorción en una célula que contiene una cantidad conocida de ozono. Dicha cantidad se determina por un proceso químico o físico que indica el número de moléculas de ozono dentro de la célula. Los métodos empleados para la medición de la concentración absoluta incluyen el paso del ozono por una solución de yoduro de potasio, la graduación del ozono con óxido nítrico y la medición del cambio de presión cuando el oxígeno se convierte en ozono. Se estima que la exactitud de la sección eficaz del ozono es del orden de ± 5 por ciento.

La fotometría UV se considera un método fiable para transferir la calibración primaria a los instrumentos empleados sobre el terreno. Para calibrar un instrumento sobre el terreno se mide una muestra de ozono (producida en laboratorio o extraída del aire ambiente) con el instrumento sobre el terreno y el instrumento patrón.

16.3 *Medición del ozono total*

16.3.1 *Instrumentos de medición del ozono total*

La medición del ozono total se efectúa normalmente con instrumentos de teledetección en tierra que evalúan la intensidad de la radiación UV o visible en longitudes de onda del espectro de absorción del ozono. Los instrumentos en tierra de uso más corriente en el Sistema Mundial de Observación del Ozono son los espectrofotómetros Dobson (Dobson, 1957; OMM, 1980) y de Brewer (Evans y otros, 1987) y los ozonómetros M-83 (Gushchin, 1963) y M-124 (Gushchin Sokolenko y Kovalyev, 1985). Recientemente se han perfeccionado otros instrumentos de medición en tierra que funcionan según el principio de radiación ultravioleta o visible, pero hasta ahora se han utilizado únicamente para aplicaciones experimentales especiales y no para la vigilancia y la observación corrientes del ozono total.

El ozono total se mide también con instrumentos de teledetección a bordo de satélites. En ese caso se mide la cantidad de ozono a partir de la emisión de radiación infrarroja o de la absorción de radiación UV solar retroesparcida que le corresponde. La mayoría de estos aparatos satelitales se emplean en forma experimental y tienen un tiempo de vida limitado. Los datos más antiguos de que se dispone provienen del espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS) y del sensor de la retrodispersión ultravioleta solar (SBUV)

que funcionan a bordo del satélite NIMBUS-7 desde 1978 (Heath, Krueger y Park, 1978). Esos dos instrumentos miden la radiancia de la radiación UV de origen solar difundida por la atmósfera terrestre hacia los sensores situados a bordo del satélite. Los mapas mundiales del ozono total se trazan diariamente a partir de los datos del TOMS.

16.3.2 Métodos de medición del ozono total

El ozono total se mide por teledetección con instrumentos en tierra y a bordo de satélites que evalúan la irradiancia en el espectro de absorción UV del ozono, entre 300 nm y 340 nm. En esa parte del espectro, la absorción producida por el ozono disminuye de aproximadamente un factor de dos por cada aumento de 5 nm en la longitud de onda. Para la medición del ozono total desde el suelo se utiliza el método de la radiación solar directa, de la radiación lunar directa y de la radiación solar difusa en el cenit, mientras que la medición en el espacio se basa en la evaluación de la radiación UV solar retrodispersada hacia el espacio por la atmósfera terrestre.

16.3.2.1 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR DIRECTA

El método más exacto y mejor definido para evaluar el ozono total consiste en medir la radiación solar directa a partir del suelo, en longitudes de onda UV comprendidas entre 305 y 330 nm. En su forma más simple, es decir con una atmósfera que contiene solamente ozono, la técnica comprende mediciones a distintas horas del día en una determinada longitud de onda. La irradiancia I se calcula con la fórmula siguiente:

$$I = I_0 \exp(-\alpha X \mu) \quad (16.2)$$

en donde I_0 es una constante que corresponde a la medición que arrojaría el instrumento si estuviera colocado por encima de la atmósfera (la constante extraterrestre); α es el coeficiente de absorción del ozono medido en laboratorio en la longitud de onda especificada (en nm); X es la cantidad total de ozono en la atmósfera (en metros a temperatura y presión normales), y μ es la relación del trayecto en la atmósfera y el trayecto vertical.

La expresión arriba mencionada contiene dos incógnitas, la constante I_0 y la cantidad total de ozono X . Efectuando varias mediciones durante el día, que abarquen necesariamente una gama de valores de μ , y partiendo del supuesto de que la cantidad de ozono es constante, es posible determinar I_0 y X mediante el método de los mínimos cuadrados. Una vez establecido un valor para la constante I_0 , basta una medición de I para obtener el valor del ozono total en una columna.

En la práctica, el empleo de una sola longitud de onda puede dar lugar a resultados inexactos porque otros componentes atmosféricos, como los aerosoles, afectan la medición de los rayos UV y porque los instrumentos son inestables. La evaluación de la irradiancia relativa de los UV, medida en dos o más longitudes de onda y con coeficientes de absorción diferentes, permite reducir

considerablemente esos efectos. En el Anexo 16.B figura una descripción completa de la medición de la radiación solar directa en varias longitudes de onda y del método de calibración de un instrumento en función de sus constantes extraterrestres.

El método de medición de la radiación solar directa se limita a las horas con luz de día y con un cielo sin nubes durante por lo menos dos o tres minutos. Además, la distancia cenital aparente del Sol debe ser inferior a 75°.

16.3.2.2 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN LUNAR DIRECTA

La cantidad de ozono total se mide también por el método de la radiación lunar directa, en el que la Luna reemplaza al Sol como fuente de rayos UV. Este método es similar en principio a la técnica de medición solar directa, pero es menos exacto debido a la reducida cantidad de rayos UV y a las dificultades que se plantean para la medición. No es posible obtener una cobertura cotidiana completa porque el período de medición se limita a cinco días antes de la Luna llena. Además, el rayo directo de la Luna no debe atravesar nubes y la distancia cenital aparente de la Luna debe ser inferior a 75°. La medición de la radiación lunar directa es sumamente útil durante la noche polar, período durante el cual no es posible realizar ninguna otra observación en tierra.

16.3.2.3 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN CELESTE EN EL CENIT

Este método fue elaborado para poder medir el ozono total cada día, incluso en caso de oscurecimiento del Sol por las nubes. Se sabe de manera empírica que los rayos UV difundidos hacia la superficie terrestre por el cielo en el cenit contienen suficiente información para permitir una evaluación razonable del ozono total. La intensidad relativa de los rayos UV en un par de longitudes de onda depende de la cantidad de ozono total y del valor de μ . Sobre la base de numerosas series de observaciones casi simultáneas de la radiación solar directa y de la radiación solar difusa en el cenit se elaboran mapas del cielo que son la representación gráfica o funcional de dependencia que existe entre el ozono total y la radiación solar difusa en el cenit y el valor μ . Los resultados empíricos se han verificado y perfeccionado mediante modelos de ordenador que simulan atmósferas de difusión múltiple.

La medición de la radiación solar difusa en el cenit se limita a las horas con luz de día, cuando el Sol se encuentra a una distancia cenital aparente inferior a 80°. Es menos exacta que la medición de la radiación solar directa porque el trayecto de la luz por el ozono atmosférico depende de otras variables, como la distribución vertical del ozono y la presencia de nubes. Según estudios donde se han comparado ambos métodos, la incertidumbre de los valores obtenidos con cielo azul es de $\pm 1,5$ por ciento, y aumenta con la nubosidad. La evaluación del ozono total mediante la medición de la radiación solar difusa en el cenit, con cielo azul y nuboso, es

esencial para mantener registros continuos del ozono, sobre todo en invierno en las estaciones situadas a latitudes medias y altas. No obstante, cada estación debe preparar sus propios mapas del cielo.

16.3.2.4 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA RETRODISPERSADA

El espectro de la radiación UV de origen solar dispersada por la atmósfera hacia el espacio contiene suficiente información para medir el ozono atmosférico. Esos rayos ultravioleta retrodispersados hacia el espacio son absorbidos por el ozono atmosférico a lo largo del trayecto hasta la capa de dispersión y en el trayecto de regreso al espacio. Un instrumento a bordo de un satélite mide la emitancia energética de la radiación solar UV retrodispersada y la irradiancia de la radiación solar UV directa antes de penetrar en la atmósfera. La cantidad de absorción por parte del ozono atmosférico se determina comparando esas dos mediciones.

La irradiancia de la radiación solar UV fuera de la atmósfera terrestre se determina una vez por día midiendo los rayos ultravioleta que caen sobre una placa difusora expuesta directamente al Sol. La calibración de esa placa es necesaria para determinar sus características de difusión en función de la longitud de onda.

Las mediciones se efectúan en cinco longitudes de onda entre 312 y 380 nm. La radiación correspondiente a la mayor longitud de onda no es absorbida por el ozono y se utiliza para evaluar la reflectividad del suelo o de las nubes. La radiación en las otras cuatro longitudes de onda es absorbida por el ozono en cantidades variables. El grado de absorción depende del ángulo cenital local del Sol, el ángulo de observación del instrumento, el grado de difusión real, el coeficiente de absorción del ozono y la cantidad de ozono en la atmósfera. Es preciso tomar en consideración los resultados obtenidos con los modelos de atmósferas de dispersión múltiple para definir los algoritmos que permitan determinar correctamente las cantidades de ozono atmosférico. Esos algoritmos de inversión incluyen también los resultados de amplias intercomparaciones con las mediciones terrestres según el método de la radiación solar directa. Se han elaborado diferentes algoritmos para diferentes estaciones del año y latitudes.

La medición del ozono total se limita a los períodos de luz de día cuando la distancia cenital solar es inferior a 88°. Por consiguiente, no es posible utilizar esta técnica para medir el ozono en altas latitudes durante la noche polar.

El espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS) es un instrumento de ese tipo, instalado a bordo del satélite NIMBUS-7, que se puso en órbita polar a finales de 1978. El TOMS establece diariamente un mapa del ozono total sobre todas las regiones de la tierra, con excepción de las latitudes altas en invierno. El campo visual del instrumento explora la atmósfera debajo del satélite, perpendicularmente a la dirección de desplazamiento. El ozono total se mide con una resolución

horizontal que va de 50 km para la observación del nadir hasta 250 kilómetros para observar los puntos más alejados con respecto al nadir. Se realiza por lo menos una medición por día sobre todas las partes de la Tierra donde la altura del Sol es superior a 2°.

El sensor de la retrodispersión ultravioleta solar (SBUV) se encuentra también a bordo del satélite NIMBUS-7 y está dotado de un espectrómetro similar al TOMS. Aunque su objetivo principal es medir el perfil vertical del ozono, también evalúa el ozono total sobre un trayecto de 200 km situado directamente debajo del satélite. Los algoritmos de datos son idénticos a los del espectrómetro TOMS. La cobertura horizontal no es tan completa como la del TOMS, pero la redundancia de la medición del ozono total en el nadir es útil para verificar el funcionamiento de los instrumentos. La sonda vertical operativa TIROS (TOVS) colocada en los satélites de la Organización Nacional del Océano y la Atmósfera (NOAA) proporciona también datos mundiales sobre el ozono total (Planet y otros, 1984).

16.3.3 *Exposición de los instrumentos de medición del ozono total*

Los instrumentos de teledetección terrestres que sirven para medir el ozono presente en la estratosfera se exponen en función de sus exigencias de observación. En general se necesita un laboratorio que ofrezca una visión clara del Sol, de la Luna y del cielo en el cenit. El emplazamiento escogido debe estar alejado de toda fuente de contaminación local o de otros contaminantes que puedan modificar las propiedades ópticas de la atmósfera local, y en particular su ritmo de evolución.

Los instrumentos Dobson, M-83 y M-124 se guardan bajo techo y deben ser transportados al aire libre para poder efectuar una medición utilizando la radiación del Sol o del cielo en el cenit. Esto no es necesario en los laboratorios que tienen una escotilla de techo o una cúpula que se puede abrir para efectuar las observaciones.

Los instrumentos de Brewer, totalmente automáticos, se instalan permanentemente al aire libre, en un emplazamiento que ofrezca una buena visión del Sol y de la Luna a una elevación mayor de 15° todos los días del año. Estos instrumentos se nivelan y se les da una alineación fija hacia el Sol, de manera que puedan orientarse automáticamente hacia el Sol y la Luna.

Los instrumentos de detección y localización por ondas luminosas (LIDAR) y los instrumentos de microondas funcionan desde un laboratorio provisto de una escotilla de techo o una cúpula, y las mediciones se efectúan generalmente sobre el cielo en el cenit. En algunos casos, los LIDAR se utilizan para medir en otras direcciones, modificando la orientación del haz de rayo láser y del detector. Los LIDAR deben estar protegidos de las interferencias procedentes de otras fuentes de rayos UV, mientras que los instrumentos de microondas deben evitar la interferencia de transmisores de radio y de microondas.

16.3.4 Errores de medición del ozono total

La ecuación 16.B.4 en el Anexo 16.B es la base fundamental para la medición del ozono total según el método de la radiación solar directa. Algunos de los errores que se producen en la medición del ozono total con este método se explican por las incertidumbres que comportan los distintos elementos de la ecuación.

La constante extraterrestre de un instrumento (F_o en la ecuación 16.B.4) es el valor que indicaría el instrumento si estuviera expuesto a la radiación solar fuera de la atmósfera terrestre y sin ozono presente en el trayecto. Ese valor no se mide directamente, pero se determina sea por un número de extrapolaciones de la masa atmosférica, sea por la calibración de un instrumento con respecto a un patrón cuya constante F_o es conocida. Puede que se produzcan errores en la evaluación de F_o debido a la incertidumbre de la calibración inicial o a una variación (deriva gradual o cambio brusco) de las propiedades ópticas del instrumento. La incertidumbre de la calibración inicial entraña, generalmente, errores de medición de menos del 0,5 por ciento, mientras que la variación en el tiempo puede falsear la medición hasta en un 20 por ciento. La variabilidad del espectro energético emitido por el Sol puede también provocar un error en la evaluación de la constante F_o , que se estima en menos del 0,25 por ciento.

Los valores que indica un instrumento pueden ser inexactos (F en la ecuación 16.B.4). Una fuente potencial de error es la respuesta no lineal del instrumento a la variable medida. En el caso de los espectrofotómetros de Dobson, las irregularidades de la cuña óptica provocan inevitablemente una no linealidad. La no linealidad de los espectrofotómetros de Brewer se atribuye al tiempo muerto del sistema de cuenta de los fotones. Ambos efectos se corrigen con mediciones de calibración de la linealidad. Sin embargo, la no linealidad de los instrumentos de Dobson puede variar con el tiempo debido a cambios en la cuña óptica. Esa incertidumbre es generalmente inferior al 0,3 por ciento en el caso del instrumento de Brewer y al 0,5 por ciento (OMM, 1982) con el espectrofotómetro de Dobson. El valor (F) registrado por el instrumento puede también ser inexacto a causa de la incertidumbre aleatoria (ruido) con la que se mide una señal. Cuando se mide de manera tradicional la radiación solar directa con los instrumentos de Brewer y de Dobson, ese error es generalmente inferior al 0,3 por ciento. Otro error en el valor F surge cuando se mide la irradiancia de una longitud de onda equivocada. Este error es inferior al 0,5 por ciento cuando los valores de la masa atmosférica (μ) son menores que 3,5.

Otra fuente de error en la determinación del ozono total es el valor de la masa atmosférica (μ) en la ecuación 16.B.4. Ese valor se calcula en función de la hora y de la situación geográfica (latitud y longitud) del instrumento. Un error de 1' en la latitud o la longitud o de 10 segundos en la hora, puede falsear el valor en un 0,1 por ciento. Cuando se calcula ese valor, se supone

que la capa de ozono está centrada ópticamente a 22 km por encima de la estación. Una desviación de altura de 2 km podría dar como resultado un error de 0,25 por ciento en el valor μ .

La incertidumbre del coeficiente de absorción (α en la ecuación 16.B.4) proviene, para un instrumento concreto, de la falta de precisión de las funciones de transmisión de la rendija. Esa incertidumbre es del orden del 2 por ciento para un espectrofotómetro de Dobson y del 0,5 por ciento para un espectrofotómetro de Brewer. Otra fuente de error en lo que se refiere a los coeficientes de absorción del ozono se debe a que dependen de la temperatura. Si, por ejemplo, la temperatura de la capa de ozono es 10° más baja que la temperatura supuesta, es decir -55°C, los coeficientes reales de absorción con el espectrofotómetro de Dobson se reducen en aproximadamente 1,2 por ciento para AD y en alrededor del 3 por ciento para CD, con respecto a lo que serían a -45°C. Ese efecto de la temperatura puede por tanto entrañar un error más. AD y CD son las diferencias entre la absorción de los pares de longitudes de onda más comúnmente usados para calcular el ozono total, donde las longitudes de onda (en mm) son:

A: 305,5/325,4

C: 311,4/332,4

D: 317,6/339,8

La presencia de otros gases absorbentes (como el dióxido de azufre y el dióxido de nitrógeno) en la atmósfera puede también falsear la medición del ozono. Esos errores son generalmente inferiores al 3 por ciento con el espectrofotómetro de Dobson y al 2 por ciento con el instrumento de Brewer.

Los efectos de la calima, los aerosoles y las nubes delgadas sobre la medición de la radiación solar directa son inferiores al 0,5 por ciento con los espectrofotómetros de Brewer y de Dobson. En cambio, las mediciones de la radiación solar difusa en el cenit, y de la radiación solar directa con los ozonómetros M-83 y M-124 son mucho más sensibles a los efectos de la turbiedad.

Una capa densa de nubes puede dar lugar a errores de hasta un 10 por ciento en las mediciones de la radiación solar difusa en el cenit, y del 3 por ciento en las mediciones obtenidas con los espectrómetros TOMS y con los detectores SBUV instalados a bordo de satélites.

La variación de la altura de la capa de ozono puede provocar errores de hasta el 5 por ciento cuando se mide el ozono total por satélite y con el método de la radiación solar difusa en el cenit.

La medición del ozono total por el método de la radiación solar retrodispersada no está tan bien definida, desde el punto de vista físico, como la medición en tierra por la radiación solar directa. La inversión se basa en los resultados de atmósferas de modelos de ordenador y es necesario formular varias hipótesis sobre la dependencia estacional y latitudinal del perfil vertical del ozono. La medición del ozono troposférico es bastante inexacta porque la señal de absorción más fuerte procedente del ozono estratosférico impide ver la absorción que se

produce en la capa baja de ozono. La reflectividad del suelo o de las nubes troposféricas debe tomarse en consideración porque también afecta las mediciones. La variación de la reflectividad de la placa difusora que se utiliza para determinar la radiación solar incidente ha sido la causa de graves errores en la medición del ozono total con espectrómetros TOMS y sensores SBUV.

16.3.5 *Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono total*

16.3.5.1 CALIBRACIÓN DE UN INSTRUMENTO PATRÓN PRIMARIO

Para calibrar un instrumento de campo se sigue un patrón de referencia. En el caso del espectrofotómetro de Dobson la referencia consiste en el instrumento patrón primario de Dobson N° 83, reconocido por la OMM, que mantiene el Organismo Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) en Boulder, Colorado. Para el espectrofotómetro de Brewer, la referencia consiste en un trío de instrumentos patrón primarios que mantiene el Servicio del Medio Ambiente Atmosférico en Toronto (Canadá). Todos los ozonómetros M-83 y M-124 instalados sobre el terreno hacen referencia a un instrumento patrón regional de Dobson y son mantenidos en San Petersburgo (Rusia).

Es necesario utilizar el método de medición de la radiación solar directa bien definido, para determinar la cantidad de ozono total de manera absoluta y con un mínimo de incertidumbre. Ese método, representado por la ecuación 16.2, se describe en el Anexo 16.B. El valor del ozono total se obtiene transformando la ecuación 16.2 como sigue:

$$X = \frac{1}{\mu\alpha} \cdot \log\left(\frac{I_o}{I}\right) \quad (16.3)$$

La exactitud absoluta de la medición del ozono total depende de la exactitud de todas las variables que componen la ecuación (16.3) *supra*. El valor de μ se determina por la geometría, la elevación del Sol y la altitud de las observaciones; su incertidumbre nominal es inferior al $\pm 0,2$ por ciento. Las propiedades de un instrumento que afectan la exactitud de la medición del ozono son las siguientes:

- la respuesta del instrumento (linealidad) a la irradiancia (I) absoluta o relativa;
- el coeficiente real de absorción del ozono (α) aplicable al instrumento;
- la constante extraterrestre del instrumento (I_o).

Un instrumento que dé una respuesta no lineal provocará un error aleatorio no lineal en la medición del ozono. Un error en la evaluación del coeficiente de absorción entraña un error inverso en la medición absoluta del ozono. Un error en la constante extraterrestre trae consigo variaciones diurnas y anuales ficticias de la cantidad de ozono total.

Otro aspecto importante que afecta la exactitud de la medición del ozono total es la pureza espectral del instrumento, es decir su capacidad de captar la irradiancia en una longitud de onda discreta y de rechazarla en las demás longitudes de onda. La irradiancia que proviene de longitudes de onda no deseadas modifica los valores de I , I_o y α en la ecuación 16.3. Así, la falta de pureza espectral impide la calibración absoluta del ozonómetro porque el fuerte gradiente que se produce en el espectro de absorción del ozono a través de los filtros de paso de banda ancha da como resultado un valor que no es constante en la gama de la concentración de ozono medida.

La respuesta lineal de los espectrofotómetros de Dobson se determina calibrando la cuña óptica. Esa calibración es necesaria para que el ajuste mecánico de la cuña corresponda al logaritmo de la relación entre las señales de irradiancia en las longitudes de onda corta y larga. Se utilizan para ello dos lámparas con la misma potencia de salida y se mide la posición equilibrada de la cuña cuando se enciende una sola lámpara o las dos simultáneamente. Esa medición indica el ajuste del incremento necesario para reducir la irradiancia de un factor de dos en cada posición de la cuña. La operación se realiza en unas 50 graduaciones sobre toda la longitud de la cuña para los cuatro pares de longitudes de onda. Esa calibración debe efectuarse cada cuatro años o más a menudo si existen motivos para pensar que las propiedades ópticas de la cuña han sufrido un deterioro.

La respuesta del instrumento de Brewer es fundamentalmente lineal, salvo cuando la irradiancia es elevada. En la práctica, esta pequeña corrección se realiza con precisión y las correcciones más importantes se evitan reduciendo los valores de la irradiancia mediante la utilización de filtros de densidad neutra.

Los coeficientes de absorción de un espectrofotómetro de Dobson se han calculado aplicando las características de transmisión según la longitud de onda indicadas por el instrumento patrón primario del National Bureau of Standards de los Estados Unidos, a una medición en laboratorio del espectro de absorción del ozono a $-46,3^\circ\text{C}$ (temperatura que se considera representativa de la estratosfera) efectuada por Bass y Paur (1985). El coeficiente de absorción para el doble par AD fue recomendado por la Comisión Internacional del Ozono (CIO) y adoptado por la OMM el 1° de enero de 1992, como norma para todos los instrumentos de Dobson.

Los coeficientes de absorción de un instrumento de Brewer que sirve de patrón primario se calculan midiendo las funciones de transmisión del instrumento según la longitud de onda, y aplicando las mediciones del espectro de absorción del ozono a $-46,3^\circ\text{C}$. Se ha observado que los instrumentos de Brewer difieren ligeramente en cuanto a la longitud de onda utilizada para la transmisión, y que cada instrumento tiene su propio conjunto de valores para el coeficiente de absorción que varían en un 1 por ciento aproximadamente de un instrumento a otro.

Las constantes extraterrestres aplicadas a los instrumentos patrón de Dobson y de Brewer se obtienen por

extrapolación de la masa atmosférica según el método descrito en el Anexo 16.B. Muchas mediciones se efectúan los días despejados cuando la cantidad de ozono es constante. El observatorio de Mauna Loa, en Hawái, es un buen lugar para realizar estas observaciones debido al porcentaje elevado de días ideales. En general, es posible evaluar bien las constantes extraterrestres a partir de datos de extrapolación recogidos durante varios días. Tales calibraciones se realizan habitualmente en el patrón primario de Dobson N° 83 cada dos o tres años.

16.3.5.2 TRANSFERENCIA Y MANTENIMIENTO DE LA CALIBRACIÓN

La calibración absoluta de los instrumentos primarios de referencia debe transferirse a todos los instrumentos de campo, y la calibración debe mantenerse con cuidado.

Para transferir los valores indicados por el instrumento de Dobson que sirve de patrón primario a un instrumento de campo se pueden utilizar dos métodos: el método de la lámpara patrón móvil y el método de la radiación solar directa simultánea. Con el primer método, el espectrofotómetro de Dobson patrón mide la irradiancia relativa procedente de una lámpara bien estabilizada en las cuatro posiciones de longitud de onda. Luego la lámpara se envía a una estación donde se efectúa la misma medición con el instrumento de Dobson y se ajustan las constantes extraterrestres en función de un valor determinado por las mediciones efectuadas con la lámpara. Este método es útil pero tiene aplicaciones limitadas porque no abarca la gama completa de cuñas.

Con el método de la radiación solar directa simultánea, el ozono total se mide en el mismo momento y desde el mismo sitio con el instrumento patrón y con el instrumento de campo. Las mediciones deben efectuarse por lo menos durante media jornada, en buenas condiciones de observación, y abarcando una gama adecuada de valores μ . La constante extraterrestre del instrumento de campo se corrige de manera que concuerde lo mejor posible con los valores del ozono total indicados por el instrumento de referencia. Como no es posible trasladar regularmente todos los instrumentos de campo al lugar donde se encuentra el instrumento patrón, se utilizan ocho patrones secundarios regionales para transferir la calibración sobre el terreno. Periódicamente se realizan intercomparaciones entre el patrón primario y varios aparatos que se convertirán en patrones secundarios y que luego se utilizarán para calibrar los instrumentos de campo.

Las constantes de calibración se transfieren a los instrumentos de Brewer de campo por intercomparación directa con el patrón primario de referencia situado en Toronto, o por comparación sobre el terreno con un patrón secundario móvil. El instrumento patrón y el aparato de campo miden simultáneamente el ozono por la radiación solar directa durante un día, en buenas condiciones de observación, y sobre una gama suficiente de valores. Los coeficientes de absorción y las constantes extraterrestres del instrumento de campo se determinan ajustando los datos proporcionados por este último a los

valores indicados por el patrón. La calibración del patrón secundario móvil se verifica en Toronto antes de su partida hacia el terreno, y a su regreso, para asegurarse de que la calibración no ha variado durante el viaje.

Los ozonómetros M-83 y M-124 se recalibran en promedio cada dos años, por intercomparación directa con un instrumento de Dobson. El instrumento de campo se reemplaza por un instrumento recientemente calibrado y se traslada al lugar de calibración donde mide la radiación solar directa al mismo tiempo que el instrumento de Dobson. Se determinan los valores indicados por el instrumento en función del ángulo cenital del Sol y de la cantidad de ozono total (medida por el instrumento de Dobson). Una vez calibrado, el instrumento se instala en un sitio diferente sobre el terreno.

Es necesario efectuar controles y pruebas sistemáticos para conservar la calibración de todos los instrumentos de referencia y de campo. Así se verifica que cada instrumento funciona correctamente y, en caso contrario, se señala al operador que existe un problema real o potencial. Los resultados de las pruebas sirven para determinar si un instrumento debe ser recalibrado y para realizar, si procede, dicha operación.

Dos veces por mes se verifica la regulación de las longitudes de onda, la respuesta a las señales de irradiancia relativa y la calibración de la cuña sobre los instrumentos de Dobson. La regulación de la longitud de onda se controla y se corrige midiendo las líneas de emisión de una lámpara de vapor de mercurio. La respuesta de los instrumentos a la irradiancia relativa se verifica en los cuatro pares de longitudes de onda midiendo los valores de la radiación emitida por una lámpara patrón de cuarzo con halógeno. Esa medición se utiliza para corregir la constante extraterrestre del instrumento, cuando procede. La calibración de la cuña óptica se verifica por medio de chapas de cuarzo con revestimiento de rodio, y una lámpara patrón permite efectuar mediciones en más de una posición a lo largo de la cuña.

En el caso del instrumento de Brewer se verifican diariamente la regulación de las longitudes de onda, la respuesta a los niveles de irradiancia y el tiempo muerto. Las líneas de emisión de una lámpara de vapor de mercurio sirven para calibrar y regular las longitudes de onda. Las mediciones efectuadas con una lámpara patrón de cuarzo con halógeno sirven para controlar la respuesta del instrumento a la irradiancia y corregir las constantes extraterrestres. La linealidad se verifica midiendo el tiempo muerto.

16.4 Medición del perfil vertical del ozono

16.4.1 Instrumentos de medición del perfil vertical del ozono

El perfil vertical del ozono se mide con una sonda que se compone de un analizador y una radiosonda acoplados. Esa sonda, instalada sobre un globo, mide la concentración del ozono en función de la altura mediante un muestreo del aire ambiente durante la ascensión del

globo hasta una altitud situada generalmente entre 30 y 40 km. Las sondas de ozono más corrientes son las sondas de Brewer-Mast y las sondas de célula de concentración electroquímica (Komhyr, 1986), o bien versiones modificadas de esos instrumentos.

Los instrumentos terrestres miden regularmente el perfil del ozono utilizando técnicas de teledetección. Las mediciones de la radiación UV procedente del cielo en el cenit durante el crepúsculo, efectuadas con un espectrofotómetro de Dobson o de Brewer, sirven para establecer los perfiles del ozono utilizando el método Umkehr. Recientemente se han perfeccionado sistemas LIDAR ultravioleta (radar óptico) que ya están en servicio en algunas estaciones.

El perfil del ozono se mide también corrientemente con instrumentos a bordo de satélites. El detector SBUV utiliza la radiación UV solar retrodispersada del nadir para determinar perfiles. En el Experimento sobre Gases y Aerosoles Estratosféricos (SAGE) se utiliza el método de ocultación del Sol para medir el perfil del ozono. Otros aparatos a bordo de satélites han obtenido mediciones del perfil del ozono utilizando técnicas de emisión infrarroja y de microondas, pero sus períodos de actividad han sido relativamente cortos.

16.4.2 Métodos de medición del perfil vertical del ozono

Para obtener mediciones *in situ* de la distribución vertical del ozono se utilizan sondas instaladas en globos. Las mediciones por teledetección se realizan desde el suelo utilizando las técnicas Umkehr y LIDAR, y/o desde el espacio por los métodos de ocultación del Sol y de radiación ultravioleta retrodispersada.

16.4.2.1 MEDICIÓN DEL OZONO POR MEDIO DE SONDA

El perfil vertical del ozono se mide corrientemente mediante un analizador de ozono instalado en un globo, que funciona juntamente con una radiosonda. El aparato asciende generalmente a una altitud de 30 a 40 km transportado por un globo radiosonda de gran volumen. La radiosonda capta la señal del analizador de ozono y la transmite por telemetría al receptor en tierra. Durante la ascensión del globo se obtienen continuamente muestras de ozono, lo que da un perfil que va del suelo hasta el nivel máximo de ascensión, con una resolución vertical de aproximadamente 200 m. Existen también otras técnicas con las cuales se obtienen muestras del ozono durante el descenso de la sonda en paracaídas (De Muer y Malcorps, 1984), pero sus ventajas son discutibles.

Los aparatos de Brewer-Mast y los de células de concentración electroquímica son analizadores que funcionan según el principio de la reacción entre el ozono y el yoduro de potasio, que produce yodo libre. En efecto, cada molécula de ozono introducida en la célula entraña la producción de dos electrones. Una pequeña bomba alimentada por batería hace pasar el aire ambiente por la solución que se encuentra en la célula de reacción, y la señal de

salida obtenida es proporcional al número de moléculas de ozono presentes en la muestra de aire. Efectuando la conversión necesaria se obtiene una medición del ozono en unidades de presión parcial o en relación de mezcla.

Es necesario aplicar un factor de corrección del ozono total a los valores del perfil indicados por la sonda, porque resulta difícil mantener la exactitud del analizador. Gracias a ese factor de corrección, la integral del perfil concuerda con una medición en tierra representativa del ozono total, habiendo generalmente una diferencia de ± 5 por ciento entre esos dos valores. Sin embargo, la sonda debería alcanzar una altura de presión superior a 15 hPa. Es necesario formular algunas hipótesis respecto de la distribución del ozono más allá del perfil medido (por ejemplo, una relación de mezcla constante).

16.4.2.2 MEDICIÓN SEGÚN EL MÉTODO UMKEHR

El perfil vertical del ozono se mide a distancia, desde el suelo, con el método Umkehr. Este método se basa en que la absorción diferencial de la radiación UV solar en dos longitudes de onda que atraviesa el ozono atmosférico, y se dispersa desde el cielo en el cenit hacia la superficie de la Tierra, depende de la distribución vertical del ozono. Esa dependencia aumenta a medida que el Sol se acerca al horizonte. La relación de la radiación de un cielo despejado en el cenit en dos longitudes de onda UV se mide con respecto a los ángulos cenitales solares comprendidos entre 60° y 90° . El logaritmo de la relación se representa como una función del ángulo cenital y la pendiente de la curva cambia de signo en un ángulo cenital determinado. Esa curva se denomina curva Umkehr, palabra alemana que significa "inversión".

El método Umkehr estándar se utiliza desde hace varios años para analizar las mediciones efectuadas por el espectrofotómetro de Dobson. Las mediciones de la radiación de un cielo azul en varios ángulos cenitales solares comprendidos entre 60° y 90° se comparan con los resultados obtenidos a partir de un modelo de radiación de difusión múltiple. Se supone que el perfil vertical del ozono es uniforme en el plano horizontal y que se mantiene constante durante el período de medición. Es necesario incluir una medición representativa del ozono total como parte de los datos de entrada. El análisis se basa en una primera aproximación climatológica y se obtiene una solución iterativa. El perfil resultante se traduce en valores medios de presión parcial para las nueve capas de presión siguientes.

Capa número	Gama de presión (hPa)
1	500 - 250
2	250 - 125
3	125 - 62,5
4	62,5 - 31,2
5	31,2 - 15,6
6	15,6 - 7,8
7	7,8 - 3,9
8	3,9 - 1,96
9	1,96 - 0,98

Recientemente se ha elaborado el método Umkehr simplificado para los instrumentos de Dobson y de Brewer, que ya se utiliza en algunas estaciones. Esta técnica ofrece una precisión similar a la del método estándar pero presenta varias ventajas operativas porque la gama de ángulos cenitales solares se reduce a los ángulos comprendidos entre 80° y 90°. El período de medición es notablemente más corto, lo que aumenta la probabilidad de obtener un período de observación sin nubes. La temporada de observación también se alarga en las latitudes elevadas porque hay más días en el año en que el Sol alcanza una elevación de 10°. Además, como se trata de un período de observación más corto, los efectos de las variaciones del ozono son menos probables. Pero sigue siendo necesaria una medición del ozono total como dato de entrada.

16.4.2.3 MEDICIONES A TRAVÉS DE LA DETECCIÓN Y LOCALIZACIÓN POR ONDAS LUMINOSAS

Las mediciones en tierra del perfil del ozono se efectúan con un sistema de LIDAR (radar óptico). Un corto impulso láser cuya longitud de onda se encuentra en el espectro UV de absorción del ozono se emite hacia el cenit. Luego se mide la radiancia retrodispersada como una función del tiempo después de la emisión del pulso. El momento de llegada indica la altura de dispersión, y la variación de la radiancia como una función del tiempo da una medición de la cantidad de absorción del ozono. El perfil del ozono se determina efectuando las calibraciones pertinentes.

La técnica del LIDAR se puede utilizar sólo de noche, cuando no hay una abundante nubosidad. La medición del perfil se obtiene por integración de muchas descargas de láser durante un período de aproximadamente cuatro horas. Los aerosoles atmosféricos perturban la medición, que es menos fiable a una altura donde los aerosoles presentes provienen de fuentes como las erupciones volcánicas.

16.4.2.4 MEDICIÓN POR LA RETRODISPERSIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

El método de la retrodispersión ultravioleta solar (SBUV) permite medir el perfil vertical del ozono desde el espacio con un SBUV instalado en un satélite. La radiación solar dispersada desde la atmósfera hacia el espacio se mide en varias longitudes de onda ultravioleta entre 250 nm y 400 nm. La altura de difusión real en la atmósfera se determina por la cantidad de ozono presente por encima de esa altura y por el coeficiente de absorción del ozono. Dado que este último fluctúa en varios órdenes de magnitud entre 250 y 340 nm, la capa de difusión efectiva depende de la longitud de onda. Basta efectuar mediciones en varias longitudes de onda para determinar el perfil del ozono, comparando las mediciones con los resultados obtenidos por un modelo de computadora de una atmósfera de dispersión. El algoritmo de inversión requiere un perfil de primera aproximación estacional y latitudinal *a priori*, y se calcula una solución

por iteración. La resolución vertical de la medición del perfil obtenida con el SBUV es comparable a la que se obtiene con el método Umkehr.

16.4.2.5 MEDICIÓN POR LA OCULTACIÓN DEL SOL

El perfil del ozono se mide corrientemente desde el espacio mediante la técnica de ocultación del Sol, con el instrumento satelital SAGE II. La irradiancia solar directa se mide a partir de un satélite en órbita durante los períodos de ocultación que se producen a la salida y la puesta del Sol, y la absorción por la atmósfera se determina en la banda de absorción del ozono de 600 nm en la región visible del espectro. Durante la ocultación, el haz de rayos solares medidos asciende o desciende rápidamente a través de la atmósfera. El rayo tangencial que pasa por la capa más baja de 1 km de espesor recorre un trayecto de más de 200 km de largo, lo que aumenta notablemente la absorción debida al ozono en la capa tangencial.

La curva de absorción obtenida se invierte para trazar el perfil vertical del ozono, basándose en el supuesto de que la distribución horizontal es uniforme. El grado de absorción del ozono atmosférico se mide como una función del tiempo; el trayecto recorrido por la luz a través de cada capa atmosférica se define precisamente por la órbita del satélite y por la geometría.

16.4.2.6 OTRAS TÉCNICAS DE MEDICIÓN

Existen otras técnicas que permiten medir el perfil vertical del ozono. Esas técnicas especiales no proporcionan datos regularmente y suponen el empleo de instrumentos colocados en tierra o a bordo de globos, cohetes o satélites. Entre esos métodos figuran:

- a) la emisión térmica por microondas;
- b) la fotometría de absorción UV *in situ*;
- c) la absorción diferencial de la radiación solar UV;
- d) la emisión térmica por infrarrojo;
- e) la absorción infrarroja.

El perfil del ozono se puede medir desde el suelo utilizando el método de la emisión térmica por microondas. Para ello se hacen mediciones de las líneas de emisión térmica del ozono en 109,559 ó 110,836 GHz. Es posible determinar el perfil del ozono a partir de la forma de las líneas emitidas ya que ésta depende de la presión.

El fotómetro de absorción UV *in situ* que se utiliza generalmente para medir el ozono de superficie ha sido modificado para medir el ozono desde la plataforma de un globo. La concentración de ozono se mide en función de la altitud a medida que el instrumento asciende (o desciende) en la atmósfera.

La técnica de absorción diferencial de la radiación solar UV permite medir el ozono total desde una plataforma ascendente (globo o cohete) como una función de la altitud. El perfil del ozono se determina por la diferencial de la cantidad de ozono total con respecto a la curva de altitud.

La radiación infrarroja y de microondas emitida térmicamente por el ozono se mide con un instrumento instalado en un globo o un satélite que explora el limbo

de la Tierra. La señal de radiancia obtenida como una función del ángulo de observación se puede invertir para determinar la distribución vertical del ozono.

La absorción de la radiación solar en el infrarrojo se determina durante la salida o la puesta del Sol desde la plataforma de un globo. El perfil vertical del ozono se determina invirtiendo la señal como una función del trayecto tangencial por las capas atmosféricas debajo del globo.

16.4.3 *Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del perfil vertical del ozono*

Los aspectos relativos al emplazamiento y la exposición de estos instrumentos se describen en la sección 16.3.3.

16.4.4 *Errores de medición del perfil vertical del ozono*

Existen varias fuentes de error cuando se mide el perfil del ozono por medio de una sonda. Si la solución de yoduro de potasio está contaminada, la sonda es menos sensible al ozono. Un error en la medición de la corriente de aire generada por la bomba entrañaría un error sistemático en la medición del ozono en todos los niveles. También es posible que las características de bombeo se modifiquen durante el vuelo.

La exactitud absoluta del perfil integrado (ozono total) para un perfil obtenido por una sonda se determina por la exactitud absoluta de la medición del ozono total en tierra, puesto que el perfil integrado se normaliza en función de esa medición. Se estima que el error es de entre 3 y 5 por ciento. La exactitud de una medición a una altura determinada en la atmósfera depende de la altitud. En general, se estima que el valor obtenido presenta una exactitud de ± 10 por ciento en la troposfera y de ± 5 por ciento en la estratosfera, a menos de 10 hPa. Por encima de 10 hPa, el aumento de las incertidumbres relativas a la eficiencia y al caudal de la bomba hace que el error estimado aumente al 15 por ciento a una presión de 5 hPa.

El método Umkehr (de inversión técnica) tiene también algunas fuentes de error. Se producen errores cuando la distribución horizontal del ozono no es uniforme o cuando la cantidad de ozono total o la distribución vertical del ozono varían durante el período de medición. La exactitud disminuye con la presencia de aerosoles en la estratosfera como consecuencia de una actividad volcánica. Un error en la evaluación del perfil de primera aproximación *a priori* entraña errores en la inversión final. Se estima que la exactitud global del método Umkehr es de ± 50 por ciento en la troposfera (capas 1 y 2), de ± 10 por ciento en la estratosfera inferior (capas 3 a 6) y de ± 20 por ciento en la estratosfera superior (capas 7 a 9).

En lo que se refiere a las mediciones obtenidas por LIDAR la exactitud del perfil del ozono se estima en $\pm 3,0$ por ciento y depende de la incertidumbre en la exactitud absoluta del coeficiente de absorción del ozono. El error aleatorio se evalúa en $\pm 2,0$ por ciento hasta 30 kilómetros de altura, y alcanza $\pm 18,0$ por ciento a una altitud de 45 kilómetros. La incertidumbre de las mediciones es

mayor en presencia de calima o de aerosoles.

Varios errores son posibles cuando se efectúa la medición del perfil del ozono con un SBUV. La presencia de aerosoles estratosféricos afecta la exactitud de la medición. Las incertidumbres vinculadas con las simulaciones de modelos y con el perfil de la primera aproximación pueden entrañar errores. La inestabilidad de las propiedades ópticas de la placa difusora puede entrañar un error de medición. Se estima que la exactitud global del perfil obtenido con el SBUV es similar a la del perfil establecido por el método Umkehr en la baja estratosfera, y ligeramente mayor que la del perfil obtenido con dicho método en la alta estratosfera.

16.4.5 *Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del perfil vertical del ozono*

Los métodos de operación de los espectrofotómetros y ozonómetros figuran en la sección 16.3.5. Las ozonosondas son instrumentos descartables que generalmente se utilizan una sola vez, a menos que sean recuperados y restaurados. No es necesario conservar durante un largo período los patrones de calibración para un tipo particular de sonda, y no existe una ozonosonda patrón que sirva para calibrar las demás. Existen procedimientos estándar que se utilizan para preparar las diferentes ozonosondas previamente a su lanzamiento. Esos procedimientos han sido descritos en detalle por Komhyr (1986), para las sondas de célula de concentración electroquímica (CCE), y en el informe OMM (1992) para sondas de Brewer Mast.

16.5 *Correcciones de las mediciones del ozono*

Los datos del ozono recogidos en las estaciones de la Red Mundial de Vigilancia del Ozono se transmiten al Centro Mundial de Datos sobre el Ozono (CMDO) de Toronto, donde se archivan y se presentan en la publicación bimensual titulada *Datos mundiales sobre el ozono*. El CMDO está dirigido por el Servicio del Medio Ambiente Atmosférico del Canadá, en cooperación con la OMM. También recibe y publica las mediciones sobre el ozono de superficie, el ozono total (obtenidas por la radiación solar directa, la radiación lunar y la radiación celeste en el cenit), y de la distribución vertical del ozono (obtenidas con el método Umkehr, las ozonosondas y la LIDAR).

Las características de los instrumentos que pueden falsear una medición del ozono de superficie y del ozono total (como la respuesta en función de la temperatura y la no linealidad) se corrigen generalmente en el procedimiento de observación o en el momento de determinar los valores del ozono a partir de las indicaciones del instrumento. En algunas situaciones se corrige la medida del ozono total obtenida por la radiación solar directa para tener en cuenta la impureza espectral y poder efectuar las mediciones cuando la masa atmosférica es superior a 3,5 (cuando esta última es inferior a 3,5 los efectos de la impureza espectral son generalmente insignificantes). Es

el caso de los datos obtenidos a altitudes elevadas en invierno. Las correcciones son empíricas y se basan en las observaciones efectuadas los días en que las mediciones obtenidas con valores elevados de masa atmosférica (aproximadamente 6) pueden compararse con aquellas mediciones hechas con valores inferiores (menos de 3).

Las mediciones obtenidas con el método Umkher se envían al CMDO donde se procesan para determinar la distribución vertical del ozono, que luego se publica juntamente con los datos en bruto. Los demás tipos de datos se procesan en la propia estación que transmite los valores del ozono total o de la concentración de ozono obtenidos.

Las mediciones del perfil vertical del ozono efectuadas con sondas se corrigen normalizando el perfil integrado en función de una medición en tierra del ozono total. Se deben formular hipótesis sobre la cantidad de ozono presente en la atmósfera por encima del perfil medido. Cuando no se conoce la medida del ozono total, el factor de corrección es 1.

Incumbe a cada estación velar por que sus datos sean correctos. En caso de duda, el CMDO señala los supuestos errores para que la estación pueda verificar y corregir los datos si fuera necesario. Los datos Umkher procesados en el CMDO deben ser objeto de un control de calidad antes de ser publicados. Con mucha frecuencia una estación corrige datos ya transmitidos y los vuelve a presentar para que se publiquen ulteriormente. En general, la necesidad de corregir datos transmitidos anteriormente se basa en que se ha obtenido nueva información sobre una constante de un instrumento o se ha descubierto un error o una mejora en el proceso de reducción de los datos. Los datos corregidos se publican con el mismo formato, pero suelen ir acompañados de la mención "corregido". Los datos corregidos figuran también con esa mención en el catálogo anual que contiene todos los datos proporcionados.

Los datos obtenidos por los instrumentos satelitales TOMS/SBUV y SAGE son procesados y archivados por la NASA. Esos datos se pueden obtener dirigiendo una solicitud a la NASA. Los algoritmos de inversión y los métodos de calibración para los aparatos TOMS/SBUV han mejorado con el tiempo, y en la actualidad se dispone de datos corregidos en base a los criterios más recientes de análisis.

Referencias

- Atmospheric Environment Service of Canada/World Meteorological Organization. *Ozone Data for the World*, Downsview, Ontario.
- Attmannspacher, W. y Hartmannsgruber, R., 1982: Intercomparison of instruments measuring ozone near the ground at Hohenpeissenberg Observatory, 1 October 1978-30 April 1979. *Berichte des Deutschen Weiterdienstes*, N° 161, Offenbach am Main.
- Bass, A. M. y Paur, R. J., 1985: The ultraviolet cross-sections of ozone, I: The measurements. En: Zerefos, C. S. y Ghazi, A. (eds.), *Atmospheric Ozone*. Reidel, Dordrecht, págs. 606-610.
- De Muer, D. y Malcorps, H., 1984: The frequency response of an electrochemical ozone sonde and its application to the deconvolution of ozone profiles. *Journal of Geophysical Research*, 89, págs. 1361-1372.
- Dobson, G. M. B., 1957: Observer's handbook for the ozone spectrophotometer. *Annals of the International Geophysical Year*, 5, págs. 46-114.
- Evans, W. F. J., y otros, 1987: *Stratospheric Ozone Science in Canada: An Agenda for Research and Monitoring*. International Report ARD-87-3, Atmospheric Processes Research Branch, Atmospheric Environment Service, Canadá.
- Gushchin, G. P., 1963: *Studies of Atmospheric Ozone*. Hydrometeorological Press, Leningrado.
- Gushchin, G. P., Sokolenko, S. A. y Kovalyev, V. A., 1985: Total ozone measuring instruments at the USSR station network. En: Zerefos, C. S. y Ghazi, A. (eds.), *Atmospheric Ozone*. Reidel, Dordrecht, págs. 543-546.
- Heath, D., Krueger, A. J. y Park, H. 1978: The solar backscatter ultraviolet (SBUV) and total ozone mapping spectrometer (TOMS) experiment. En: Madrid, C. R., *The NIMBUS 7 User's Guide*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. págs. 175-211.
- Komhyr, W. D., 1986: *Operations Handbook — Ozone Measurements to 40-km Altitude with Model 4A Electrochemical Concentration Cell (ECC) Ozonesondes*. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-149.
- Paur, R. J. y McElroy, F. F., 1979: *Technical Assistance Document for the Calibration of Ambient Ozone Monitors*. EPA-600/4-79-57.
- Planet, W. G., y otros, 1984: Determination of total ozone amount from TIROS radiance measurements *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, págs. 308-316.
- Organización Meteorológica Mundial, 1980: *Operations Handbook — Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer* (W. D. Komhyr). WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 6, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Review of the Dobson Spectrophotometer and its Accuracy* (R. E. Basher). WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 13, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: *Reglamento Técnico*, Volumen I, OMM-N° 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Measurement of Atmospheric Ozone Profiles using the Brewer/Mast Sonde: Preparation, Procedure, Evaluation* (H. Claude, R. Hartmannsgruber y U. Köhler). WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 17, WMO/TD-No. 179, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993: *Cuadragésimo cuarta reunión del Consejo Ejecutivo (1992) - Informe Abreviado y Resoluciones*. OMM-N° 780, Ginebra.

ANEXO 16.A

UNIDADES DE MEDICIÓN DEL OZONO TOTAL Y LOCAL

Micrómetro a TPN	1 μm a TPN	= 0,1 UD = $2,687 \cdot 10^{19}$ moléculas m^{-2} = $2,687 \cdot 10^{15}$ moléculas cm^{-2} = 1 parte por millón metro (= 1.0 ppmm a TPN)
Unidad Dobson	1 UD	= 1 miliatmósfera centímetro (matm cm) = 10^{-5} m de ozono a TPN

CUADRO 16.A.1

Cantidades que expresan el ozono local, unidades del Sistema Internacional, e integración vertical

Cantidad por	Densidad			Concentración relativa con respecto al aire local [relación de mezcla]		Presión parcial
	Número volúmico	Masa volúmica	Con respecto a TPN [total diferenciado]	En masa	En volumen	
	m^3	kg m^{-3}	[TPN]	/	/	Pa
	n	ρ	s	m	v	P
Número volúmico	////	$\frac{\rho^o M}{n \cdot L}$	$\frac{1}{n \cdot L}$	$n \cdot \frac{M}{L} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$n \cdot \frac{1}{L} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$\frac{P^o}{n \cdot L} \cdot T^*$
Masa volúmica	$\frac{L}{\rho \cdot M}$	////	$\frac{1}{\rho \cdot M}$	$\rho \cdot \frac{1}{\rho^o} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$\rho \cdot \frac{1}{\rho^o M} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$\frac{P^o}{\rho \cdot M} \cdot T^*$
Masa volúmica con respecto a TPN	$s \cdot L$	$s \cdot \rho^o M$	////	$s \cdot M \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$s \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$s \cdot P^o \cdot T^*$
Relación de mezcla en masa	$m \cdot \frac{L}{M} \cdot \frac{P}{T^*}$	$m \cdot \frac{P^*}{\rho^o T^*}$	$m \cdot \frac{1}{M} \cdot \frac{P^*}{T^*}$	////	$m \cdot \frac{1}{M}$	$m \cdot \frac{P^o}{M} \cdot P^*$
Relación de mezcla en volumen	$v \cdot L \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot \rho^o M \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot M$	////	$v \cdot P^o \cdot P^*$
Presión parcial	$P \cdot \frac{L}{P^o} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{\rho^o M}{P^o} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{1}{P^o} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{M}{P^o} \cdot \frac{1}{P^*}$	$P \cdot \frac{1}{P^o} \cdot \frac{1}{P^*}$	////
Concentración típica a 25 km	$4,97 \cdot 10^{18}$	$3,96 \cdot 10^{-7}$	$1,85 \cdot 10^{-7}$	$10 \cdot 10^{-6}$	$6,03 \cdot 10^{-6}$	$1,51 \cdot 10^{-2}$
Integración vertical (z en metros)	$\int n \cdot dz = L \cdot x$	$\int \rho \cdot dz = \rho^o M \cdot x$	$\int s \cdot dz = x$	$\int m \cdot dP = -Mg \cdot x$	$\int v \cdot dP = -g \cdot x$	$\int P \cdot d(\ln P) = -g \cdot x$

$P^* = P/P^o, T^* = T/T^o$
 P^o, T^o
 ρ^o
 L
 g
 M
 x
 P, T

presión y temperaturas locales normalizadas
 presión y temperaturas normales (TPN)
 masa volúmica del aire a TPN
 número de Loschmidt
 aceleración de la gravedad
 relación molecular: ozono/aire
 ozono total
 presión del aire local, temperatura

$1,013 \cdot 10^5$ Pa, 273,15 K
 $1,293 \text{ kg m}^{-3}$
 $2,687 \cdot 10^{25} \text{ m}^{-3}$
 $9,807 \text{ m s}^{-2}$
 1,657
 unidad m [a TPN]
 unidades Pa, K

CUADRO 16.A.2
Unidades corrientes para medir el ozono local y su conversión

Unidad	Masa volúmica			Relaciones de mezcla		Presión (hPa)
	(10^{11} mol cm $^{-3}$)	(μ g m $^{-3}$)	(UD km $^{-1}$)	(μ g g $^{-1}$)	(ppmv)	
10 11 mol cm $^{-3}$ [10 17 mol m $^{-3}$]	—	7,97	0,371	0,022 9 $\frac{T}{P}$	0,013 8 $\frac{T}{P}$	0,013 8 T
1 μ g m $^{-3}$ [10 $^{-9}$ kg m $^{-3}$]	0,125	—	0,046 7	0,002 87 $\frac{T}{P}$	0,001 73 $\frac{T}{P}$	0,001 73 T
1 UD km $^{-1}$	2,69	21,4	—	0,061 4 $\frac{T}{P}$	0,037 0 $\frac{T}{P}$	0,037 0 T
1 μ g g $^{-1}$ [10 $^{-6}$ en volumen]	43,7 $\frac{P}{T}$	348 $\frac{P}{T}$	16,3 $\frac{P}{T}$	—	0,603	0,603 P
1 ppmv [10 $^{-6}$ en volumen]	72,4 $\frac{P}{T}$	578 $\frac{P}{T}$	27,0 $\frac{P}{T}$	1,657	—	P
1 hPa [10 $^{-4}$ Pa]	72,4 $\frac{1}{T}$	578 $\frac{1}{T}$	27,0 $\frac{1}{T}$	1,657 $\frac{1}{T}$	$\frac{1}{P}$	—

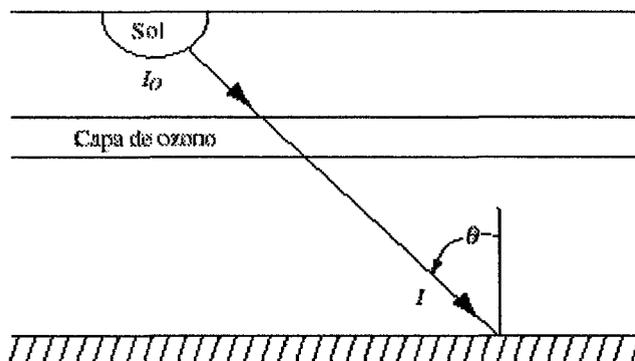
NOTA:

Presión (P) en hectopascal.

Temperatura (T) en kelvin.

Las cantidades entre corchetes indican el valor equivalente en unidades del Sistema Internacional.

ANEXO 16.B
TEORÍA DE LA MEDICIÓN



Ozono total con espectrofotómetro.

La figura *supra* representa la trayectoria de la radiación solar a través de la capa de ozono de la atmósfera terrestre. La irradiancia solar en la longitud de onda λ (I_λ) medida en la superficie de la Tierra se expresa como sigue:

$$\log(I_\lambda) = \log(I_{0\lambda}) - \alpha_\lambda X \mu - \alpha'_\lambda X' \mu' - \beta_\lambda m - \delta_\lambda \sec(\theta) \quad (16.B.1)$$

donde: I_0 es la irradiancia fuera de la atmósfera terrestre (valor extraterrestre) en la longitud de onda λ ;

α_λ es el coeficiente de absorción del ozono en longitud de onda λ (nm);

X es la cantidad de ozono total en la atmósfera (m a TPN);

μ es la acentuación geométrica efectiva de la trayectoria de la radiación solar a través de la columna de ozono;

α'_λ es el coeficiente de absorción de dióxido de azufre o anhídrido sulfuroso en la longitud de onda λ (nm);

X' es la cantidad de dióxido de azufre en la atmósfera (m a TPN);

μ' es la acentuación efectiva a través de la columna de dióxido de azufre;

β_λ es el coeficiente de difusión molecular en la longitud de onda λ ;

m es el número de atmósferas moleculares a lo largo de la trayectoria de la luz incidente;

δ_λ es el coeficiente de difusión de partículas en la longitud de onda λ ; y

θ es el ángulo cenital aparente del Sol.

En la práctica, no se puede obtener una medición exacta del ozono midiendo la irradiancia en una sola longitud de onda, porque es difícil mantener la sensibilidad absoluta de un instrumento durante un largo período de tiempo. Además, la difusión de partículas debido a la calima y a las nubes delgadas modifica notablemente la irradiancia transmitida.

Por tanto es necesario efectuar la medición en varias longitudes de onda y determinar la cantidad de ozono a partir de la absorción diferencial. Las medi-

ciones de irradiancia efectuadas en N longitudes de onda se expresan con N ecuaciones que tienen la forma dada en la ecuación 16.B.1 con valores diferentes para $I_{0\lambda}$, α_λ , α'_λ , β_λ y δ_λ . Esas N ecuaciones combinadas linealmente resultan en lo siguiente:

$$\sum w_\lambda \log(I_\lambda) = \sum w_\lambda \log(I_{0\lambda}) - (\sum w_\lambda \alpha_\lambda) X \mu - (\sum w_\lambda \alpha'_\lambda) X' \mu' - (\sum w_\lambda \beta_\lambda) m - (\sum w_\lambda \delta_\lambda) \sec(\theta) \quad (16.B.2)$$

en donde \sum representa la suma de 1 a N , y w_λ es un conjunto de N valores de ponderación, uno para cada longitud de onda

Los valores de ponderación en cada longitud de onda (w_λ) se seleccionan de manera que se minimicen los efectos de los demás componentes de la atmósfera. Los valores de ponderación atribuidos a las mediciones Dobson AD atenúan los efectos de la calima. No se tiene en cuenta el efecto del dióxido de azufre sobre la medición Dobson del ozono, a pesar de que la presencia de ese gas añade entre 1 y 2 por ciento de ozono ficticio a las observaciones efectuadas en ciertas estaciones. Los valores de ponderación establecidos para las mediciones estándar del ozono con un espectrofotómetro de Brewer atenúan los efectos debidos a la presencia de calima y de dióxido de azufre. En el siguiente cuadro se indican las longitudes de onda utilizadas para las mediciones Dobson AD y Brewer estándar con los correspondientes valores para w_λ .

Longitudes de onda y valores de ponderación efectivos utilizados para la medición del ozono con los instrumentos de Dobson y de Brewer estándar

MEDICIÓN DOBSON AD		MEDICIÓN BREWER ESTÁNDAR	
Longitud de onda (λ) (nm)	Valor de ponderación (w_λ)	Longitud de onda (λ) (nm)	Valor de ponderación (w_λ)
305,5	Par A	310,1	1,0
325,4		313,5	-0,5
317,6	Par D	316,8	-2,2
339,8		320,0	1,7

Si no se toman en consideración los efectos del dióxido de azufre y de la calima, la ecuación 16.B.2 se puede reformular como sigue:

$$F + \beta m = F_o - \alpha X \mu \quad (16.B.3)$$

donde: $F = \sum w_\lambda \log(I_\lambda)$

$$F_o = \sum w_\lambda \log(I_{o\lambda})$$

$$\beta = \sum w_\lambda \beta_\lambda$$

$$\alpha = \sum w_\lambda \alpha_\lambda$$

Por consiguiente, el valor del ozono total se obtiene con la siguiente fórmula:

$$X = \frac{(F_o - F - \beta m)}{\alpha \mu} \quad (16.B.4)$$

En esa ecuación, F es un valor medido, F_o es una constante igual al valor de F fuera de la atmósfera terrestre (la constante extraterrestre del instrumento), y βm y $\alpha \mu$ son valores calculados.

Para poder determinar la cantidad de ozono total es necesario conocer F_o , un valor propio para cada instrumento. Esa constante se determina, en el caso de la

mayoría de los instrumentos de campo, mediante inter-comparaciones directas con un instrumento patrón primario de Dobson N° 83. El instrumento patrón se calibra en función de su valor extraterrestre mediante la técnica de extrapolación de la masa atmosférica nula. Resulta evidente en la ecuación 16.B.3 que existe una relación lineal entre $(F + \beta m)$ y μ , la masa atmosférica. Las mediciones se efectúan durante todo un día, sobre una gama suficiente de valores de masa atmosférica, y se procede a la regresión de $(F + \beta m)$ con respecto a μ . La pendiente de la recta obtenida es αX , y la ordenada en el origen es la constante extraterrestre F_o . Es necesario que la cantidad de ozono y de los otros componentes atmosféricos se mantenga constante durante el día.

En la práctica, las mediciones para la extrapolación de la masa atmosférica nula se efectúan en un sitio donde las condiciones de observación suelen ser buenas. El observatorio de Mauna Loa, en Hawai, ha resultado ser el sitio ideal para efectuar esas mediciones porque se encuentra a una altitud suficiente para evitar la mayoría de los aerosoles troposféricos, y el cielo está generalmente despejado. Además está situado en los trópicos, donde las variaciones cotidianas del ozono son pequeñas.

CAPÍTULO 17 — MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA

	<i>Página</i>
17.1	Generalidades..... I.17-1
17.2	Medición de las variables específicas I.17-1
17.2.1	Gases de efecto invernadero I.17-1
17.2.2	Ozono I.17-3
17.2.3	Radiación y profundidad óptica de la atmósfera I.17-3
17.2.4	Deposición atmosférica I.17-3
17.2.4.1	Deposición húmeda I.17-3
17.2.4.2	Deposición seca I.17-4
17.2.5	Gases reactivos I.17-4
17.2.5.1	Monóxido de carbono I.17-5
17.2.5.2	Dióxido de azufre I.17-5
17.2.5.3	Óxidos de nitrógeno I.17-6
17.2.6	Propiedades químicas de las partículas I.17-7
17.2.7	Gases radiactivos I.17-8
17.2.7.1	Radón I.17-8
17.2.7.2	Kriptón-85 I.17-8
17.3	Garantía de calidad I.17-9
Referencias I.17-9

MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA

17.1 Generalidades

La finalidad principal del presente Capítulo de la *Guía* es exponer, para los especialistas en instrumentos, diversos métodos de medición de varios componentes de la atmósfera, y especialmente de los componentes antropógenos incluidos en el concepto general de contaminación. Este tipo de mediciones suelen ir acompañadas de mediciones de las variables meteorológicas básicas, tal como se describe en los capítulos precedentes de la *Guía*.

El objetivo principal al que responden es estudiar el cambio climático, e introducir medidas para reducir los efectos negativos sobre el medio ambiente y proteger directamente la salud humana. En el seno de la OMM, la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) fue creada para coordinar las mediciones de la contaminación atmosférica realizadas por los países Miembros de la OMM.

El programa VAG engloba numerosas actividades de seguimiento continuo y de investigación que conllevan la medición de las propiedades químicas y físicas de la atmósfera. Sirve como sistema de alerta inmediata, para detectar nuevos cambios en relación con los gases de efecto invernadero de la atmósfera, la capa de ozono, el transporte de contaminantes atmosféricos a largas distancias, la acidez y toxicidad de la lluvia, y la carga de aerosoles en la atmósfera. La VAG fue aprobada en junio de 1989 por el Consejo Ejecutivo de la OMM, y ha sido pensada para reforzar y coordinar el programa de la OMM sobre recopilación de datos medioambientales iniciado en la década de 1950. La nueva VAG ha integrado el Sistema Mundial de Observación del Ozono (SMO₃), la Red de estaciones de control de la contaminación general atmosférica (BAPMoN) y otras redes menores. La nueva VAG proporciona un marco de diseño, patrones, intercalibraciones y sistemas de recopilación de datos para el seguimiento y evaluación de datos a nivel mundial.

Las principales variables a determinar son:

- a) Gases de efecto invernadero: en particular, el dióxido de carbono, los clorofluorocarbonos, el metano y el óxido nitroso;
- b) Ozono: en particular, el ozono de superficie, la columna de ozono total, el perfil vertical, y los gases precursores;
- c) Radiación y profundidad óptica o transparencia de la atmósfera; en particular, turbidez, radiaciones solar y ultravioleta B, visibilidad, carga total de partículas de aerosoles en la atmósfera, y vapor de agua;
- d) Composición química de la deposición: en particular, deposición seca y húmeda de compuestos de azufre y de nitrógeno, y deposición húmeda de metales pesados (con la precipitación);
- e) Especies de gases reactivos: en particular, dióxido de azufre y especies de azufre reducido, óxidos de nitrógeno y especies de nitrógeno reducido, monóxido de carbono;

f) Concentración de partículas, y características de su composición;

g) Radionucleidos: en particular, kriptón-85, radón, tritio, y composición isotópica de determinadas sustancias.

Los instrumentos y métodos empleados para determinar cuantitativa y cualitativamente los constituyentes atmosféricos son con frecuencia complejos y, en ocasiones, difíciles de utilizar. Por ello, además del funcionamiento adecuado, es esencial una calibración frecuente del equipo que permita efectuar mediciones exactas y fiables, y es también muy importante la garantía de calidad. En la práctica, no es posible obtener buenos resultados para la mayoría de las mediciones aquí indicadas sin una intervención directa de especialistas a nivel profesional.

17.2 Medición de las variables específicas

En la práctica, medir con exactitud la composición de la atmósfera sigue siendo una tarea difícil, debido principalmente a las bajísimas concentraciones de especies químicas de gran interés, a una necesidad frecuente de protocolos de medición y análisis complicados, y a diversos problemas derivados de la calibración del equipo requerido. Es extremadamente importante exponer y colocar de manera adecuada los sensores/equipos. En las secciones siguientes se describirá sucintamente la medición de ciertas variables. Puede obtenerse información más detallada en OMM (1993).

17.2.1 Gases de efecto invernadero

El aumento de los niveles de gases de efecto invernadero, particularmente del dióxido de carbono (CO₂), amenazan transformar el clima y el tiempo de la Tierra, y podrían inducir un calentamiento mundial progresivo durante el siglo próximo. La magnitud de este calentamiento y la gravedad de sus efectos dependerán de las concentraciones futuras de esos gases en la atmósfera. Por ello, un seguimiento continuo de las concentraciones de dichos gases es de importancia vital para el futuro del planeta. Otros gases de efecto invernadero sometidos a seguimiento en diversos lugares del mundo son el metano (CH₄), los clorofluorocarbonos (CFC) y el óxido nitroso (N₂O). El ozono troposférico está también considerado como un gas de efecto invernadero.

La OMM vigila la evolución de los niveles de CO₂ desde los años 60, en que puso en marcha una extensa red, posteriormente integrada en la VAG; dicha red es su principal fuente de información sobre la química de la atmósfera. El Centro Mundial de Datos sobre Gases de Efecto Invernadero, ubicado en Tokio (Japón), fue creado

en 1990 con objeto de archivar datos acerca de la serie completa de gases de efecto invernadero (OMM, 1995a).

El CO_2 es uno de los gases vestigiales más comunes e importantes del sistema Tierra-océano-atmósfera, y procede tanto de fuentes naturales como industriales. En el ciclo natural del carbono, el CO_2 desempeña un papel clave en cierto número de procesos biológicos. Dado que este gas es uno de los gases de efecto invernadero más importantes, los científicos han intentado comprender sus posibles efectos sobre el cambio del clima a nivel mundial.

En el momento actual, las mediciones de la concentración "de fondo" de CO_2 en la atmósfera se efectúan principalmente mediante analizadores de gas en infrarrojo (NDIR). Aunque estos instrumentos están diseñados para usos industriales, poniendo especial cuidado, por ejemplo al utilizar los gases de referencia, la mayoría de ellos pueden alcanzar la precisión adecuada ($\pm 0,1$ partes por millón (ppm)). Básicamente, una fuente infrarroja genera un haz de radiación que pasa a través de una celda de referencia y otra de muestreo. La intensidad relativa de la radiación transmitida al paso por las dos celdas denota la diferencia entre las concentraciones de CO_2 en dichas celdas. Durante el funcionamiento normal, se hace pasar a través de la celda de referencia un gas comparativo de concentración constante, aunque no necesariamente conocida con exactitud. En un segundo proceso, se hace pasar por la celda el gas de muestra, cuya concentración de CO_2 se desea determinar. La concentración en CO_2 de la muestra se determina a partir de la diferencia entre las concentraciones del gas de muestra y del gas de referencia medidas por el analizador.

Para poder intercomparar las mediciones de CO_2 de fondo a nivel mundial, se ha desarrollado un sistema de calibración basado en la utilización de gases de referencia en tres niveles. El sistema utiliza un gas de referencia primario, otro secundario y otro operativo, y requiere un intercambio de gases de referencia entre los diferentes programas nacionales y un laboratorio de calibración central. El laboratorio de calibración está situado en la Scripps Institution of Oceanography, en La Jolla, California, y está siendo actualmente transferido al Laboratorio de vigilancia y diagnóstico del clima (CMDL) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), en Boulder, Colorado. El análisis infrarrojo proporciona una traza constante de la concentración de CO_2 en el ambiente, intercalada, con mediciones de un gas de calibración conforme un intervalo prefijado. Al menos una vez a la semana, se efectúa una prueba de calibración con los patrones secundarios.

Otro método posible para medir el CO_2 , que es aplicable, en general, a muchos otros gases vestigiales, conlleva la toma de aire en recipientes de vidrio o de acero inoxidable especialmente diseñados. Estos recipientes son devueltos a un laboratorio central, donde se determinan los valores de CO_2 mediante analizadores NDIR (Komhyr, y otros, 1989). Este método es ya una técnica estándar en diversos países.

CLOROFLUOROCARBONOS

Los clorofluorocarbonos (CFC), y en particular el CFC 11 (CFCl_3) y el CFC 12 (CF_2Cl_2), son una familia de compuestos que no existen en estado natural en el medio ambiente. Desde que se empezaron a fabricar en los años 30, los CFC se han utilizado como gases refrigerantes, como disolventes en aplicaciones industriales y para limpieza en seco, y como propelentes en atomizadores de aerosol. Su resistencia a ser destruidos en la troposfera, así como el aumento de su producción con el paso del tiempo, ha hecho que su presencia en la atmósfera inferior crezca en torno a un 4 por ciento anual (el CFC 11 y el CFC 12 únicamente).

Además de contribuir al efecto invernadero, los CFC son una fuente de cloro en la atmósfera y tienden a destruir el ozono, como se ha observado, particularmente, en la región antártica. Su período de permanencia en la atmósfera es largo.

La técnica típicamente utilizada para analizar los CFC consiste en hacer pasar una muestra completa de aire por una secadora, inyectándola a continuación en un cromatógrafo de gas (CG). Para detectar los diferentes gases se utilizan detectores por captura de electrones (DCE). Las mediciones del gas de calibración se intercalan con mediciones de la muestra de aire, a fin de obtener valores de concentración absolutos. Una alternativa a la determinación *in situ* consistiría en tomar muestras en recipientes limpios de acero inoxidable y reenviarlos a un laboratorio central para su análisis (Prinn, y otros, 1983).

ÓXIDO NITROSO

El óxido nitroso (N_2O) es un gas de procedencia tanto natural como antropógena, y contribuye a acentuar el efecto invernadero (en torno a un 6 por ciento de dicho efecto es atribuible al N_2O). Su período de permanencia en la atmósfera es muy largo (150 años), y su concentración aumentan a razón de 0,7 partes por cada mil millones (ppmm) al año. Este gas puede provenir de los océanos, del quemado de combustibles de origen fósil o de biomasa, o de fertilizantes agrícolas. El óxido nitroso es inerte en la troposfera, y su sumidero principal es su proceso de transformación fotoquímica en la estratosfera.

Para medir el N_2O se utiliza, al igual que para ciertos gases vestigiales, un cromatógrafo de gas por captura de electrones. Las concentraciones se determinan interpretando las mediciones mediante gases de calibración cuya concentración de N_2O es conocida. Otro método para vigilar la evolución de las concentraciones consistiría en recoger una muestra de óxido nitroso en un recipiente y reenviarla a un laboratorio central para su análisis (Elkins, y otros, 1996).

METANO

El metano (CH_4) es el hidrocarburo más abundante en la atmósfera. Su química troposférica afecta a las concentraciones de radical hidroxilo (OH) y de monóxido de

carbono (CO). En la estratosfera, la oxidación del metano por OH es una importante fuente de vapor de agua. Su reacción con los átomos de cloro constituye una de las fases finales de la destrucción de ozono en presencia de cloro como catalizador. Su banda infrarroja de intensa absorción a 7,66 μm , en la cual la absorción de CO_2 y de agua (H_2O) es débil, hace del metano un eficaz gas de efecto invernadero. Las causas por las que su presencia en la atmósfera aumenta un 0,8 por ciento al año son aún mayormente desconocidas.

La mayoría de las mediciones de metano atmosférico se realizan mediante cromatografía de gas con detección de ionización de llama (DIL). Los sistemas de cromatografía de gas son muy fiables, y técnicamente menos difíciles de operar y de mantener que otros métodos. Normalmente, se separa el CH_4 de otros componentes de una muestra de aire mediante una columna de criba molecular a temperatura constante. Para el CH_4 , la DIL tiene un límite de detección inferior a 20 partes por mil millones en volumen (ppmmv) ($1 \text{ ppmmv} = 1$ molécula de cada 10^9). Las mediciones se realizan con referencia a un patrón.

Los patrones constituidos por una mezcla de aire con CH_4 en una proporción estable y adecuadamente caracterizada son esenciales para los programas de medición. A medida que se agotan los patrones, se hace necesario propagar la escala de mediciones a nuevos patrones de trabajo. La intercalibración de diferentes escalas de calibración de CH_4 sigue siendo un tema sin resolver.

Para la introducción de las muestras pueden emplearse diversos métodos. La instalación central en que se procesen las muestras contenidas en recipientes debería estar provista de un colector distribuidor automatizado para la introducción de otro recipiente de muestra y de un patrón en el sistema de análisis, aunque esta operación se puede realizar manualmente. En los instrumentos fuera del laboratorio, se utiliza una válvula de selección automatizada de corriente para escoger entre los patrones y las muestras.

Otra técnica de medición consiste en utilizar un láser de diodo afinable para determinar las proporciones de mezclado de CH_4 , por absorción infrarroja. Este método conlleva una instalación y un mantenimiento costosos, y requiere un alto grado de experiencia técnica para su funcionamiento (Dlugokencky, y otros, 1995).

17.2.2 Ozono

Aunque el ozono (O_3) representa menos de 0,5 ppm de la atmósfera total, sus propiedades químicas y radiativas hacen de él un constituyente de la atmósfera muy importante. En el Capítulo 16 se describen diversos métodos para la medición del ozono.

17.2.3 Radiación y profundidad óptica de la atmósfera

La medición de las cantidades de radiación solar y de la profundidad óptica de la atmósfera es necesaria en numerosos estudios sobre los efectos de la contaminación

atmosférica. En el Capítulo 7 se describen diversos métodos para realizar esas mediciones.

17.2.4 Deposición atmosférica

Varios de los componentes de la atmósfera se depositan en la superficie de la Tierra. En las secciones siguientes se expondrán los principios en que se basa la medición de los componentes de deposición húmeda y seca.

La deposición húmeda en lluvia y en nieve es un buen proceso integrador de las sustancias químicas y de las partículas contenidas en la atmósfera; la química de la precipitación consiste en recoger y analizar la precipitación. La deposición seca consiste en el depósito o adherencia de aerosoles y gases en una superficie, y requiere de sistemas de medición propios. La medición de las deposiciones húmeda y seca tiene aplicación en el estudio de los efectos de los nutrientes, ácidos y materiales tóxicos y de su transporte a largas distancias.

17.2.4.1 DEPOSICIÓN HÚMEDA

Las mediciones de la química de la precipitación proporcionan información sobre el intercambio de materiales vestigiales entre la atmósfera y la tierra/los océanos, por lo que constituyen un eslabón importante en la comprensión de los ciclos químicos de sustancias tales como el azufre, el nitrógeno u otros componentes vestigiales.

Al planificar las mediciones de la química de la precipitación, deberá ponerse gran cuidado en no desvirtuar las mediciones por la presencia de contaminación local, por ejemplo en forma de polvo, trazas de aceite o transpiración debida al contacto humano. Para ello, habrá que atenerse estrictamente a las condiciones de instalación y protocolos de trabajo locales (Bigelow, 1987).

En líneas generales, el seguimiento de la química de la precipitación puede dividirse en dos fases: recogida de la muestra, y análisis en laboratorio. Cuando en un emplazamiento llueve o nieva, se activará un colector de apertura-cierre para captar la muestra, o bien se levantará la tapa del colector manual. Se registrará también la cantidad de lluvia del pluviómetro nacional. Lo ideal sería tomar las muestras cada semana o cada día, según los fondos o el personal de que se disponga, y según el uso a que se destinen los datos. A juzgar por la experiencia adquirida, la toma diaria de muestras y la lectura del colector a una hora fija todos los días es el método más útil a efectos científicos, ya que las muestras pueden preservarse rápidamente, evitando así una degradación biológica apreciable de las especies lábiles. Los datos diarios son también más sencillos de manejar en los ejercicios de modelización de fuente-receptor. Cuando el protocolo es semanal, los sucesos aparecen totalizados en un período de siete días, con lo que podría desvirtuarse la medición de algunos iones, aunque el costo del programa sería claramente menor. En algunas redes, la acidez (pH) y la conductividad se determinan *in situ*, en el marco del programa de control de calidad, añadiéndose biocidas (por ejemplo, cloroformo o timol) a la muestra, antes de su envío al laboratorio (Keene y Galloway, 1984; Gillett y Ayers, 1991).

La fase de análisis comienza cuando se recibe la muestra en el laboratorio o en las instalaciones de análisis. Para optimizar el análisis y conseguir un alto nivel de calidad, se recomienda acudir a laboratorios centrales y/o nacionales, y realizar las pruebas de efectividad de rutina en el marco del programa de garantía de calidad de la VAG. En dichos laboratorios se determinan los principales iones (sulfato (SO_4), cloro (Cl), nitrato (NO_3), hidrógeno (H(pH)), calcio (Ca), magnesio (Mg), sodio (Na), amoníaco (NH_4) y potasio (K). Algunos ácidos biogénicos, como el ácido fórmico y el acético, son una fuente importante de presencias ácidas en áreas prístinas, y deberían ser medidos en las estaciones como valores de fondo (Keene, Galloway y Holden, 1983). La conductividad es otra de las magnitudes habitualmente medidas en el marco de un programa amplio de garantía de calidad. Aunque en los distintos laboratorios se emplean técnicas de análisis muy diversas, la cromatografía de iones y la espectrofotometría de absorción atómica suelen ser las técnicas de análisis automatizado preferidas (James, 1991).

17.2.4.2 DEPOSICIÓN SECA

El término "deposición seca" suele hacer referencia a los intercambios químicos atmósfera-superficie que tienen lugar en ausencia de precipitación. Sin embargo, esta denominación puede inducir a error, ya que algunas sustancias químicas experimentan un intercambio bidireccional con la atmósfera. El intercambio aire-superficie es un proceso complejo cuya intensidad en el tiempo está determinada por diversos factores, y en particular: turbulencia y estratificación de la atmósfera, características físicas y químicas del compuesto depositado, presencia y alcance de algún gradiente químico entre la atmósfera y la superficie del receptor, y características químicas, físicas (altura, área, etc.) y biológicas de las superficies de vegetación receptoras.

La deposición seca es un flujo lento pero continuo de contaminantes presentes en el aire hacia o desde una superficie inferior. Es muy diferente de la deposición húmeda, que es una aportación rápida de contaminantes altamente concentrados en la precipitación mientras ésta ocurre. Además, la deposición seca arrastra forzosamente contaminantes presentes en las capas más bajas de la atmósfera, en el aire que está en contacto con la superficie. La importancia de la deposición seca en muchas partes del mundo nunca ha sido documentada adecuadamente. La deposición seca suele ser un problema mucho más local que la húmeda. Sin embargo, en las áreas muy industrializadas está considerada también de gran importancia regional, en razón del gran número de fuentes de emisión típicamente asociadas a la generación de energía. En algunas áreas, es probable que la deposición seca sea al menos tan importante como la húmeda.

Existen muy diversos métodos para estimar la deposición seca en un punto determinado. A continuación se examinarán dos enfoques habituales: la medición del flujo turbulento, y el seguimiento deductivo de deposición

seca (DDIM). No se abordarán, en cambio, otros métodos tales como las técnicas de precipitación directa en suelo/escurrida, o la de acumulación de manto de nieve.

Las mediciones de correlación de turbulencia son aplicables a determinados contaminantes clave (dióxido de azufre (SO_2), ozono (O_3), óxidos de nitrógeno (NO_x), etc.). Permiten efectuar mediciones directas comparadas después con estimaciones basadas en modelos deductivos, mediante el empleo de equipos meteorológicos de respuesta rápida y lenta (> 1 Hz) y de sensores químicos de respuesta rápida. Es posible realizar mediciones de flujo fiables mediante técnicas micrometeorológicas, siempre y cuando el usuario opere en un marco teórico definido dentro de un estrecho margen, que dependa en cierta medida del gas vestigial o de la especie de la partícula que se someta a medición. En Baldocchi, Hicks and Meyers (1988) se ofrece una buena panorámica de la teoría micrometeorológica, y un breve compendio de los sensores químicos y técnicas micrometeorológicas utilizados para medir flujos turbulentos.

Las estaciones de DDIM hacen uso de registradores de datos modernos y de mediciones medias de variables meteorológicas, así como de dispositivos de filtrado para un muestreo de las concentraciones integrado a lo largo del tiempo. Aunque los datos meteorológicos suelen estar promediados en períodos de 30 minutos, los dispositivos de filtrado se recambian semanalmente. Actualmente, este tipo de dispositivos se utiliza ordinariamente para diversas configuraciones. Una configuración típica constará de un prefiltro de teflón en su parte delantera, que eliminará partículas de la corriente de aire, a continuación del cual habrá un filtro de nilón para eliminar el ácido nítrico, y un tercer filtro de celulosa impregnado, por ejemplo, de carbonato potásico, a fin de eliminar el azufre. El carbonato de potasio (CO_3K_2) se utiliza habitualmente para limpiar los filtros (antes de utilizarlos), aplicando a continuación una solución de hidróxido de potasio para la impregnación. Opcionalmente, pueden utilizarse también dispositivos de burbujeo, separadores y monitores pasivos, aunque estas técnicas no se han utilizado asiduamente en los programas de mediciones reticuladas, al contrario que con los dispositivos de filtrado. Algunos de los datos meteorológicos requeridos son: velocidad del viento, desviación típica de la dirección, radiación solar de onda corta entrante, temperatura y humedad del aire, humedad de la superficie, y cantidad de precipitación. Se encontrará una discusión a fondo de las técnicas deductivas de medición de la deposición seca en Hicks, y otros (1991).

17.2.5 Gases reactivos

Algunos de los gases reactivos sometidos a seguimiento en el marco de la VAG son CO , SO_2 y NO_x . Aunque estos gases no contribuyen directamente al efecto invernadero, pueden influir en la química de los principales gases de efecto invernadero a través de su interacción con el OH en la atmósfera. Además, al ser gases contaminantes, influyen de considerablemente sobre el medio ambiente en la superficie de la Tierra. Así, por ejemplo, tanto el SO_2

como los NO_x reaccionan fotoquímicamente y son los principales precursores de la lluvia ácida. Los NO_x desempeñan también un papel crucial en la determinación de las concentraciones de O_3 en la niebla fotoquímica a nivel del suelo, y en la eutroficación de los estuarios costeros.

17.2.5.1 MONÓXIDO DE CARBONO

En la troposfera no urbana, el monóxido de carbono es frecuentemente el sumidero primario de OH. Es, por lo tanto, un componente íntimo de la serie de reacciones fotoquímicas que en última instancia oxida los gases vestigiales de carbono, nitrógeno y azufre reducidos. Aunque el CO por sí mismo no contribuye directamente al efecto invernadero, su influencia sobre el OH hace que las concentraciones de CO tengan importancia a efectos climatológicos, ya que afectan indirectamente a las concentraciones de muchos gases de efecto invernadero.

Existen varias técnicas analíticas para medir el CO a niveles atmosféricos. Las mediciones pueden efectuarse mediante CG con DIL o bien con un detector de reducción de óxido mercúrico (Peterson y Rosson, 1993). La cromatografía se realiza mediante dos columnas en serie, la primera de gel de silicio para la eliminación de impurezas, seguida de una separación de CO, hidrógeno (H_2) y CH_4 en una criba molecular. Mediante DIL, el CO es convertido analíticamente en CH_4 antes de penetrar en el detector. En este caso puede utilizarse un mismo cromatógrafo de gas para medir tanto el CH_4 como el CO (así como otros hidrocarburos). Resulta fácil obtener una precisión de 5-10 por ciento. Cuando se utiliza el detector de reducción de óxido de mercurio (HgO), el CO reacciona con el HgO caliente, liberando vapor de mercurio (Hg), que es detectado por absorción ultravioleta. Mediante este método se detecta también hidrógeno molecular. La precisión es del orden de 1-2 por ciento. Los detectores de HgO suelen exhibir una respuesta no lineal en el intervalo de valores del CO atmosférico; este problema, sin embargo, se reduce a un mínimo utilizando más de un patrón de calibración. Los métodos de cromatografía de gas requieren la calibración de las muestras a fin de cuantificar sus cocientes de mezclado de CO (Novelli, y otros, 1994).

La espectroscopía láser diódica afinable (TDLS) mide también los niveles ambientales de CO mediante absorción infrarroja. Los inconvenientes de este método son: los costos de puesta en marcha son mucho mayores que para la CG, se requiere un alto grado de preparación técnica para mantener los instrumentos, y éstos no son muy aptos para ser operados a distancia (Sachse, y otros, 1987).

Unos patrones de referencia consistentes en aire desecado en el que se habrán determinado cuidadosamente las proporciones de mezclado de CO son esenciales en los programas que se realizan mediante CG, cromatógrafos de fluido gaseoso (CFG) o TDLS para medir el CO. Hasta hace poco, era difícil obtener unos patrones de CO representativos de los niveles atmosféricos.

Recientemente, la OMM designó el CMDL de Boulder, Colorado, como instalación central de calibración para el CO. El CMDL trabajará en coordinación con el Fraunhofer Institut (Garmisch-Partenkirchen, Alemania), los Laboratorios Federales Suizos de Prueba e Investigación de Materiales (EMPA) (Dübendorf, Suiza), y el Grupo sobre óxido nitroso y halocompuestos (NOAA/CMDL, Estados Unidos), con objeto de proporcionar a la comunidad de investigadores unos patrones de CO de alta calidad. No obstante, habrá que ser cautos al comparar los conjuntos de datos previamente obtenidos de diversos laboratorios, a fin de evaluar los cambios geográficos o temporales del CO. Ello responde principalmente a la utilización de diferentes escalas patrón, que podrían variar hasta en un 30 por ciento (Weeks, y otros, 1989).

La medición de CO en muestras contenidas en recipientes trae aparejado un problema de contaminación muy importante. Las muestras de aire en recipiente suelen analizarse mediante algunos de los métodos de CG. En muchos tipos de recipientes, el nivel de CO puede aumentar o disminuir considerablemente en el plazo de unos cuantos días o semanas. Antes de iniciar las mediciones *in situ*, convendría poner rigurosamente a prueba tanto los métodos como los materiales, por si existiera contaminación.

17.2.5.2 DIÓXIDO DE AZUFRE

Algunas de las fuentes de dióxido de azufre (SO_2) en la atmósfera son el mar, la actividad volcánica, las emisiones antropógenas y los procesos de degradación de la biomasa. El tiempo de permanencia del SO_2 , suele ser de horas o días. Las concentraciones de dióxido de azufre en áreas apartadas pueden ser inferiores a 0,05 ppb, mientras que en áreas urbanas las concentraciones pueden ascender a más de 10 ppb. Los humos de las centrales eléctricas y las emisiones volcánicas pueden emitir concentraciones tan altas como 1.000 ppb. El SO_2 es un gas de efecto invernadero por absorber radiaciones infrarrojas. Sin embargo, como su concentración es baja comparada con la de otros gases de efecto invernadero, su importancia es menor.

El SO_2 de la atmósfera es una especie vestigial climáticamente activa. La razón de ello es que reacciona fotoquímicamente (conversión homogénea) y con las partículas presentes en el aire (conversión heterogénea) para producir sulfatos. Las partículas de sulfatos de la atmósfera son núcleos de condensación de nubes activos. Un aumento del número de núcleos de condensación de nubes a escala mundial podría intensificar el albedo debido a las nubes (Charlson, y otros, 1987). Y un aumento de partículas de sulfatos de la atmósfera en la estratosfera podría incrementar la reflexión en onda corta hacia el espacio (Charlson, y otros, 1991). El SO_2 desempeña también un papel importante en la producción y deposición. Esta sustancia forma las partículas de sulfatos, que retornan a superficie de la Tierra mediante procesos de deposición seca o húmeda. Ambos tipos de

procesos transfieren el exceso de acidez a los lugares de deposición. Esta acidez puede dañar a ciertos ecosistemas sensibles.

Las concentraciones de SO_2 pueden medirse de manera continua, bien mediante un analizador de fluorescencia por impulsos o bien mediante un dispositivo fotométrico de llama. El tiempo de respuesta del sensor de fluorescencia por impulsos es menor, pero su facilidad de calibración, fiabilidad y exactitud en las mediciones, y la circunstancia de ser específico para el SO_2 , lo hacen preferible (Luke, 1997; Kok, y otros, 1990). Pueden utilizarse también otras técnicas de cromatografía de gas más sensibles. Esas técnicas requieren unos conocimientos técnicos considerables y una atención asidua. Las concentraciones de SO_2 pueden medirse también utilizando materiales filtrantes. Este método arroja, potencialmente, un resultado más exacto. Se trata de una técnica integrativa que requiere atención frecuente, y los costos del análisis mediante filtros son elevados.

Dado que el SO_2 tiene un corto período de vida en la atmósfera, para comprender el ciclo del azufre es necesario conocer los términos de fuente y de sumidero. Para ello, lo mejor es emplear frecuencias de muestreo inferiores a una hora. Por consiguiente, la mejor técnica para el seguimiento del SO_2 a largo plazo podría consistir en combinar el analizador de fluorescencia por impulsos y el muestreo mediante filtros. Las muestras de filtro se expondrían a intervalos, pero con la frecuencia suficiente para que realicen un control de calidad del analizador continuo.

El SO_2 debería considerarse como un gas reactivo. Puede adherirse a los conductos de admisión, u oxidarse en el interior de gotas de agua condensadas en los conductos. Por ello, los conductos de admisión deberían estar hechos de un material inerte (teflón, acero inoxidable) y deberían ser lo más cortos posible.

17.2.5.3 ÓXIDOS DE NITRÓGENO

Los óxidos de nitrógeno (NO_x) son un grupo considerable de gases vestigiales omnipresentes en la troposfera de la Tierra. Tienen su origen tanto en los procesos antropógenos (combustión) como naturales (quemado de biomasa, descarga de rayos, actividad microbiana en los suelos); se cree que se hacen presentes, también, por transporte desde la estratosfera. Los NO_x desempeñan un papel crucial a la hora de determinar la concentración de ozono en el aire, y contribuyen de manera importante al problema de la precipitación ácida, especialmente en América del Norte. Aunque es indudable la necesidad de conocer la abundancia de estos compuestos, incluso a nivel de partes por billón en volumen (ppbv) (1 ppbv = 1 de cada 10^{12} moléculas), son muy escasos los datos observacionales de áreas no urbanas de que se dispone actualmente, por carecerse del equipo necesario para determinar un nivel de concentración tan bajo. Los compuestos de óxido de nitrógeno más importantes son el óxido nítrico (NO), el óxido de nitrógeno (NO_2), (la suma de estos dos compuestos se suele indicar como NO_x , el ácido nítrico (HNO_3), el

nitrito en aerosol, y el nitrito de peroxiacetilo (PAN). El NO_x y el NO_2 son los compuestos iniciales producidos, mientras que los restantes son producto de conversiones químicas en la atmósfera a partir de los primeros. El N_2O es un caso especial; su química es muy diferente de la de otros óxidos de nitrógeno, ya que es esencialmente inerte en la troposfera. Se examina en la sección 17.2.1 como uno de los gases de efecto invernadero.

Al medir estos gases, conviene tener presente que las conversiones entre los diferentes compuestos son, por lo general, rápidas, y que los datos más precisos sobre los NO_x , suelen estar expresados como la suma de todos los compuestos (a excepción del N_2O), denominada también a veces nitrógeno reactivo total (NO_y). Hay, evidentemente, ciertas precauciones que adoptar en lo que se refiere a la interferencia humana. Puesto que los niveles son tan bajos, incluso en lugares menos apartados, habrá que poner gran cuidado en reducir a un mínimo las posibilidades de contaminación procedente de medios de transporte motorizados, que son una de las principales fuentes de NO_x (United States Environmental Protection Agency, 1996).

ÓXIDO NÍTRICO Y ÓXIDO DE NITRÓGENO

Los niveles de fondo de óxido nítrico (NO) y de óxido de nitrógeno (NO_2) pueden medirse de manera fiable mediante instrumentos basados en quimioluminiscencia de NO (con O_3) o de NO_2 , utilizando indirectamente la quimioluminiscencia (obtenida tras la conversión en NO). El NO_2 puede también medirse directamente a partir de una solución de luminal.

La técnica de quimioluminiscencia de ozono es un método de medición continua basado en la determinación de fotones liberados por reacción de ozono con NO. Mediante una bomba de vacío mecánica y un controlador de flujo másico, se introduce en una vasija de reacción aire ambiente a un caudal controlado. Seguidamente, se genera O_3 en el interior del instrumento como reactivo haciendo pasar un flujo de oxígeno puro y seco por un electrodo a alto voltaje, y a continuación se envía a la vasija de reacción, donde reacciona con el NO contenido en el flujo de aire ambiente para formar NO_2 . Una fracción del NO_2 se forma con electrones en estado excitado, algunos de los cuales emiten un fotón al caer al estado fundamental. Para detectar el espectro de emisión se utiliza un tubo fotomultiplicador sensible al rojo. Como ya se ha señalado, el NO_2 deberá ser convertido en NO antes de la detección, por lo general utilizando superficies de precalentados de molibdeno o de oro, a fin de convertir todas las especies de nitrógeno reactivo en NO. Para la medición de gradientes (técnica de medición de deposición seca) existen a la venta en el mercado instrumentos apropiados. En diversos estudios de correlación de turbulencia de emisiones de NO en suelos (Luke y Valigura, 1997) se han utilizado, sin embargo, instrumentos fabricados *ad hoc*.

El NO_2 puede medirse directamente mediante su reacción de quimioluminiscencia con luminal. La

solución desciende, a un caudal controlado, sobre una mecha de tejido situada ante un tubo fotomultiplicador, y se emiten fotones azules por quimioluminiscencia. Existen versiones comercializadas de este instrumento, y la técnica proporciona mediciones rápidas y sensibles. El método, sin embargo, adolece de no linealidad a concentraciones de NO_2 inferiores a 2 o 3 ppmv, y acusa una ligera interferencia por O_3 y una fuerte interferencia por NPA (Luke y Valigura, 1997).

NITRATO DE PEROXIACETILO

El nitrato de peroxiacetilo (NPA) es omnipresente en la troposfera, y especialmente abundante en el aire contaminado de las ciudades, debido a la mayor reactividad de muchos hidrocarburos antropógenos. Los estudios sobre esta sustancia son relativamente escasos; no obstante, el NPA puede ser importante en razón de su fitotoxicidad y de su abundancia. En Roberts (1990) se realiza un examen a fondo de las fuentes, sumideros y química atmosférica del NPA.

Normalmente, el NPA se mide mediante cromatografía de gas automatizada, provista de detección por captura de electrones o de descomposición térmica seguida de detección de NO_2 por quimioluminiscencia con luminal. La utilización de un detector de luminal presenta ventajas, dada su sensibilidad y su especificidad respecto del NO_2 . El principal problema de las mediciones de NPA es la fiabilidad de la calibración. Los patrones tienen que ser producidos en el laboratorio y calibrados con gran cuidado. Esos patrones tienen un período de vida relativamente corto, y una calibración frecuente es inviable en un seguimiento de larga duración (Luke y Valigura, 1997).

ÁCIDO NÍTRICO Y NITRATO DE AEROSOL

La especie primaria antropógena de nitrógeno emitido a la atmósfera es el NO . Esta sustancia se transforma rápidamente en NO_2 , y, finalmente, en ácido nítrico (HNO_3). El ácido nítrico se deposita eficientemente en la superficie de la Tierra por mecanismos de deposición húmeda y seca. Véase en la sección 17.2.4.1 más información sobre la vía de deposición húmeda.

Tanto el HNO_3 como los nitratos en aerosol son susceptibles de un seguimiento mediante filtros. Un procedimiento estándar requeriría una cascada de filtros en serie, con un primer filtro de teflón para capturar partículas de aerosol, y en particular de nitrato en aerosol, seguido de otro filtro de nilón o impregnado de álcali para capturar gases ácidos, entre ellos HNO_3 . Generalmente, esos filtros se exponen por períodos de muchas horas y aspiran varios litros de aire por minuto. Luego se los transporta a un laboratorio donde se extraen y analizan los iones de nitrato por cromatografía iónica. Para determinar el volumen de aire recogido se ha de vigilar constantemente el flujo de aire aspirado. El problema más grave relacionado con el método de los filtros en serie es la posibilidad de que se formen partículas aberrantes como consecuencia de la acumulación y volatilización de aerosoles de nitrato de amonio. Esos problemas pueden evitarse en gran medida

si el tiempo de muestreo es breve (Anlauf, y otros, 1985; Luke y Valigura, 1997). Se han empleado también separadores, pero su uso no está tan extendido como el de los filtros en serie, ya que es un procedimiento que requiere mucha dedicación (Luke y Valigura, 1997). Existen también métodos de cámara de niebla, desarrollados como alternativa al método de filtros en serie. Klemm, y otros (1994) sometieron a prueba esta metodología en la taigá canadiense durante un reciente programa sobre el terreno.

NITRÓGENO REACTIVO TOTAL

Colectivamente, la familia de los NO_x responde a la denominación de nitrógeno reactivo total (NO_y):

$$\text{NO}_y = \text{NO}_x + \text{NO}_3 + \text{HONO} + \text{HNO}_3 + \text{HO}_2\text{NO}_2 + 2[\text{N}_2\text{O}_5] + \text{PAN} + \text{RONO}_x + \text{aerosol NO}_3^-$$

donde NO_x representa la suma de NO y de NO_2 . El NO_y se mide convirtiendo cada uno de estos compuestos en NO o NO_2 y midiéndolos como compuestos, según se ha explicado.

Esta conversión se obtiene haciendo pasar el aire por un tubo convertidor recubierto de oro o de molibdeno y mantenido a unos 300°C , junto con una pequeña cantidad de CO puro o de hidrógeno gaseoso (Luke y Valigura, 1997).

17.2.6 Propiedades químicas de las partículas

Las propiedades químicas de las partículas atmosféricas pueden afectar al medio ambiente por muy diversos medios. Se ha vinculado a los aerosoles tóxicos del tipo de los metales pesados (entre ellos, particularmente, plomo (Pb), cadmio (Cd) o arsénico (As) o a las partículas de contaminantes orgánicos semivolátiles (por ejemplo, compuestos de bifenilo policlorado (PCB) a muy diversos efectos perjudiciales sobre los seres humanos y los animales, en particular sobre sus sistemas reproductivo, nervioso, inmunitario y endocrino, y a alteraciones de sus funciones enzimáticas (Organismo de Protección del Medio Ambiente de los Estados Unidos, 1997). Los aerosoles higroscópicos, por ejemplo las partículas de sal, sulfatos y nitratos, son núcleos activos de condensación de nubes que rigen la concentración y distribución en tamaño de las gotículas de las nubes, afectando con ello a la duración, cantidad y albedo de las nubes y al clima en su conjunto (Parungo, y otros, 1992). Los aerosoles hidrófobos, por ejemplo el polvo del suelo y los detritus biológicos descompuestos, pueden hacer de núcleos de condensación y controlar, de ese modo, la cantidad de precipitación. A fin de mejorar nuestra comprensión de las tendencias y del alcance del efecto de los aerosoles sobre el cambio del clima, es importante medir la variabilidades espacial y temporal de las propiedades químicas de los aerosoles.

La técnica de muestreo más simple y directa consiste en recoger partículas en filtros. Las muestras pueden obtenerse en una sola operación para analizarlas en bloque, o en una serie de etapas, para separarlas por tamaños. Seguidamente, se envían a un laboratorio centralizado

para someterlas a análisis químico. Las partes solubles de las partículas de aerosol pueden extraerse mediante agua para, utilizando un cromatógrafo de iones, determinar su concentración de aniones y de cationes. La composición elemental de las partículas insolubles se determina, por lo general, mediante análisis por activación neutrónica instrumental (INAA), emisión de rayos X inducida por protones (PIXE), o espectrogrameía de masa de plasma con acoplamiento inductivo (ICP-MS). Los componentes semivolátiles suelen analizarse mediante cromatografía de gas, bien empleando un detector de captura de electrones, o bien acoplado aquélla con un espectrómetro de masa (Parungo, y otros, 1992, Baker, 1997).

Los procedimientos de muestreo y análisis deberían estar normalizados en la medida de lo posible, para todas las muestras recogidas y para todos los emplazamientos. Sin embargo, resulta difícil especificar regímenes de muestreo para una tal diversidad de materiales, enormemente variables en el espacio y en el tiempo, particularmente entre regiones urbanas y regiones "de fondo". Para muchas regiones urbanas y rurales, varios muestreos semanales de 12 horas permiten comprender adecuadamente el régimen de concentraciones, mientras que en las áreas "de fondo" pueden ser necesarias exposiciones más prolongadas. Si se acoplan las concentraciones en los filtros con los modelos fuente-receptor, podría ser necesario ajustar las frecuencias de muestreo para adecuarlas a las necesidades que impongan las condiciones meteorológicas (Harris y Kalil, 1990).

17.2.7 Gases radiactivos

Los gases radiactivos son gases vestigiales del sistema atmosférico, tanto de origen natural como industrial. En este último caso, los gases radiactivos son producidos especialmente en la generación de energía eléctrica de origen nuclear, en otros procesos industriales y en las pruebas de armamento nuclear realizadas en el pasado. La concentración de sus diferentes componentes es variable y, para valores suficientemente elevados, puede tener efectos perjudiciales en los seres humanos.

El comportamiento de los contaminantes radiactivos en la atmósfera está regido por sus características químicas y físicas. La dinámica de transporte, difusión, deposición y condensación de estos materiales será casi la misma que para sus equivalentes no radiactivos. Una posible excepción estribaría en que las partículas radiactivas producen la ionización del aire circundante, y dejan cargas en las partículas; este factor podría modificar los procesos que dependen de los efectos de las cargas. Las propiedades radiactivas de los radioisótopos, o de determinadas mezclas de éstos, son importantes a la hora de determinar la cantidad y naturaleza de los materiales radiactivos que llegan al receptor, así como la dosis de radiación resultante (Slade, 1968).

17.2.7.1 RADÓN

El radón es un gas inerte producido por desintegración alfa del radio, y su período de semidesintegración es de

3,82 días. Como las emanaciones de radón son 100 veces mayores en el suelo que en los océanos, este gas es un útil trazador de las masas de aire que han pasado recientemente sobre la tierra. Estudios realizados en el observatorio de Mauna Loa, Hawai, han identificado episodios diurnos (es decir, de 24 horas de duración) de transporte de radón desde fuentes locales, y episodios de larga duración de transporte de aire desde continentes distantes. Combinados con otras mediciones, los datos sobre radón aportan una útil restricción a la hora de evaluar los modelos de transporte de aire y de conocer las condiciones atmosféricas de referencia. Dado su breve período de permanencia en la atmósfera y la gran diversidad de sus caudales de emanación en la superficie, la interpretación de los resultados de las mediciones relativas gas está, muy ligada al lugar de medición (Liu, MeAfee y Cicerone, 1984; Hansen, y otros, 1990).

El radón-222 se desintegra a través de cinco elementos intermedios en plomo 210 que, con un período de semidesintegración de 22 años, es relativamente estable. Dos de estos elementos intermedios experimentan una desintegración alfa. Los derivados son muy reactivos, y forman rápidamente iones hidratados complejos que se ligan en muy breve plazo a las partículas y a las superficies.

En un instrumento típico de seguimiento de radón, se hace pasar aire a través de un filtro que elimina todos los derivados dejando pasar el radón inerte. Éste penetra entonces en una cámara amplia que ocasiona un retardo durante el cual se producen sus derivados. Éstos son recogidos en un segundo filtro, midiéndose entonces su actividad alfa mediante un detector de centelleo. La respuesta de un instrumento dependerá de diversos factores, tales como el caudal, la geometría de la cámara, la eficiencia de captura de derivados, el intervalo de muestreo y la eficiencia de recuento. La frecuencia de muestreo habitual es de una o dos muestras por hora (Thomas y LeClare, 1970).

17.2.7.2 KRIPTÓN-85

El kriptón-85 (^{85}Kr) es un gas noble radiactivo que se desintegra con un semiperíodo de 10,76 años, emitiendo principalmente partículas β con una energía media de 251 kilo-electronvoltios (KeV). Las fuentes principales del ^{85}Kr son las plantas reprocesadoras de combustible nuclear y diversos tipos de reactores nucleares. Las pruebas de armamento nuclear de los años 1945-1963 produjeron aproximadamente un 5 por ciento del ^{85}Kr total en la atmósfera, en tanto que las fuentes naturales de este gas son desdeñables. La desintegración radiactiva es prácticamente el único mecanismo de eliminación del ^{85}Kr de la atmósfera. La concentración de fondo de este gas en la atmósfera se cifra en torno a 1 Bq/m³ y se duplica cada 20 años. Aunque a los niveles actuales el ^{85}Kr no reviste peligro para las personas, la ionización del aire causada por su desintegración afectará a las propiedades eléctricas de la atmósfera. Si su presencia continúa aumentando, podrían producirse cambios en procesos y propiedades

atmosféricos tales como la conductividad eléctrica de la atmósfera, la corriente de iones, el campo magnético de la Tierra, la formación de núcleos de condensación de nubes y aerosoles, y la frecuencia de descargas eléctricas, alterando así las pautas de equilibrio térmico y de precipitación del planeta. Estas consecuencias hacen necesario un seguimiento del ^{85}Kr (OMM, 1995b).

Para medir el ^{85}Kr se toman muestras de aire mediante una trampa de carbón vegetal sumergida en un contenedor de nitrógeno líquido. Se preparan cromatográficamente las muestras y, tras reducir las a temperaturas criogénicas, se las hace pasar por un concentrador y, a continuación, son desorbidas por un flujo portador de helio gaseoso. Al salir del cromatógrafo, se introduce la mezcla en la trampa refrigerada por aire líquido. Seguidamente, se efectúa un análisis radiométrico mediante un detector de centelleo (Novichkov, 1997).

La precisión requerida en relación con el ^{85}Kr dependerá del uso que se dé a la información. Si se desea investigar sobre el cambio climático, sólo será de interés el orden de magnitud de la concentración atmosférica. En tal caso, bastaría con una precisión de aproximadamente 10 por ciento. Pero si el ^{85}Kr se utiliza como trazador para estudiar los procesos de transporte y de mezclado, se necesitará una precisión del orden del 1 por ciento. La medición del ^{85}Kr constituye un buen medio para validar, o incluso calibrar, las características de transporte y mezclado a escala mundial (Novichkov, 1997).

17.3 Garantía de calidad

Para generar un conjunto de datos de alta calidad será necesario definir claramente la finalidad del programa de medición; a partir de ahí, habrá que tomar decisiones sobre las necesidades respecto de la toma de muestras y sobre los procedimientos de garantía de calidad. Los Centros de garantía de calidad/actividad científica (CGC/AC) de la OMM fueron concebidos con el objetivo básico de establecer y mantener una calidad uniforme de los datos en el programa VAG, a fin de que éste pueda lograr sus objetivos de investigación, seguimiento continuo y evaluación. El Plan estratégico CGC/AC (OMM, 1997) ha determinado las prioridades siguientes para el período 1997-2000:

- a) Adquirir y distribuir datos de calidad conocida y alta, mediante la implantación de procedimientos de control de calidad sólidos y uniformes, y mediante el desarrollo de capacidades de intercambio de datos a escala mundial, bien por Internet, o bien por otras redes internacionales;
- b) Fortalecer el liderazgo de la VAG, definiendo claramente y asignando responsabilidades directivas en relación con diversos aspectos del programa entre los integrantes del Grupo de expertos, del Grupo de apoyo a operaciones, de los diversos grupos asesores científicos y de la Secretaría, reforzando en su conjunto el apoyo de la Secretaría de la OMM, y mediante un mayor esfuerzo de planificación y notificación;

- c) Crear unas instalaciones centrales para la VAG y ampliar la base de apoyo, definiendo con claridad la estructura organizativa del programa, ganándose el apoyo de los mejores investigadores e institutos del mundo en las actividades directivas y programáticas de la VAG, y trabajando en estrecha unión con los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales para apoyar e incorporar las actividades de la VAG tanto en sus organizaciones como en sus países;
- d) Mejorar y ampliar la red de mediciones estableciendo las operaciones en las estaciones actualmente existentes, mediante una ampliación selectiva de las capacidades de medición y la incorporación de estaciones situadas en regiones del mundo con cobertura escasa o nula, y mediante una armonización de los componentes mundiales y regionales de la VAG;
- e) Ampliar la base de usuarios de los datos VAG mediante actividades de extensión decididas entre la comunidad científica, mejorando la disponibilidad de los productos de datos de la VAG e intensificando los esfuerzos en apoyo de la creación de modelos, de las aplicaciones y de las evaluaciones científicas basadas esencialmente en datos VAG;
- f) Convertir la VAG en una red de observación mundial tridimensional, mediante la integración de observaciones basadas en la superficie, de aeronaves, de satélites y de otros tipos de teledetección, y mediante una mejora de la red VAG, con objeto de crear una capacidad de seguimiento en tiempo casi real.

Los CGC/AC han constituido una alianza mundial con institutos/organizaciones de investigación reconocidos a nivel internacional, con objeto de compartir responsabilidades en materia de garantía de calidad y de intercambiar conocimientos científicos prácticos, particularmente en materia de patrones de calibración. Hasta la fecha, aunque la OMM ha servido para mantener a una gran parte del mundo al tanto de las novedades relativas a los principales programas de seguimiento, es poco lo que se ha avanzado hacia la normalización del equipo y hacia la instauración de prácticas de control de calidad/garantía de calidad bien definidas o adecuadamente aplicadas. La tarea que tenemos ahora ante nosotros consistirá en definir programas de seguimiento integrados de amplio alcance, cuidadosamente coordinados, que proporcionen información de calidad suficiente para impulsar las investigaciones y evaluaciones orientadas a los procesos.

Referencias

- Anlauf, K. G., y otros, 1985: A comparison of three methods for measurement of atmospheric nitric acid and aerosol nitrate and ammonium. *Atmospheric Environment*, 19, págs. 325-333.
- Baker, J. E. (ed.), 1997: *Proceedings From A Session at the SETAC Fifteenth Annual Meeting*, 30 de octubre-3 de noviembre de 1994, Denver Colorado, SETAC Press, Pensacola, Florida, págs. 347-377.

- Baldocehi, D. D., Hicks, B. B. y Meyers, T. P., 1998: Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, Volumen 69. Número 5, págs. 1331-1340.
- Bigelow, D. S., 1987: *Siting and Sampling Characteristics of the National Atmospheric Deposition Program and the National Trends Network: Regional influences*. EMEP Workshop on Data Analysis and Presentation. Colonia, República Federal de Alemania, 15-17 de junio de 1987. EMEP/CCC-Report 7/87, Instituto Noruego de Investigación de la Atmósfera, Postboks 64-N-2001 Lillestrom, Noruega, diciembre de 1987, págs. 149-160.
- Charlson, R. J., y otros, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo, and climate. *Nature*, 326, págs. 655-661.
- Charlson, R. J., y otros, 1991: Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols, *Tellus*, 43AB, págs. 152-163.
- Dlugokencky, E. J., y otros, 1995: Atmospheric methane at the Mauna Loa and Barrow observatories: Presentation and analysis of *in situ* measurements. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 100, Número D11:23,103-113.
- Elkins, J. W., y otros, 1996: Airborne gas chromatograph for *in situ* measurements of long lived species in the upper troposphere and lower stratosphere. *Geophysical Research Letters*, Volumen 23, Número 4, págs. 347-350.
- Gillett, R. W. y Ayers, G. P., 1991: The use of thymol as a biocide in rainwater samples. *Atmospheric Environment*, Volumen 25, Número 12, págs. 2677-2681.
- Hansen, A. D. A., y otros, 1990: Aerosol black carbon and radon as tracers for air mass origin over the North Atlantic ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 4, págs. 189-199.
- Harris, J. M. y Kalil, J. D., 1990: A descriptive atmospheric transport climatology for the Mauna Loa observatory using clustered trajectories. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 95, Número D9, págs. 13651-13667.
- Hicks, B. B., y otros, 1991: Dry deposition inferential measurement techniques - 1: Design and tests of a prototype meteorological and chemical system for determining dry deposition. *Atmospheric Environment*, Volumen 25A. Número 10, págs. 2345-2359.
- James, K. O., 1991: Quality Assurance Report. NADP/NTN Deposition Monitoring, Laboratory Operations. Illinois State Water Survey, Champaign, Illinois.
- Keene, W. C., y Galloway, J. N. 1984: Organic acidity in precipitation of North America. *Atmospheric Environment*. Volumen 18, Número 11, págs.2491-2497.
- Keene, W. C., Galloway, J. N. y Holden, J. D. Jr. 1983: Measurement of weak organic acidity in precipitation from remote areas of the world. *Journal of Geophysical Research*, 88, págs. 5122-5130.
- Klemm, O., y otros, 1994: Low to middle tropospheric profiles and biosphere/troposphere fluxes of acidic gases in the summertime Canadian Taiga. *Journal of Geophysical Research*, 99, págs. 1687-1698.
- Kok, G. L., y otros, 1990: An airborne test of three sulfur dioxide measurement techniques. *Atmospheric Environment*, 24, págs. 1903-1908.
- Komhyr, W. D. y otros, 1989: Atmospheric carbon dioxide at the Mauna Loa observatory, 1: NOAA global monitoring for climatic change measurements with a nondispersive infrared analyser, 1974-1985, *Journal of Geophysical Research*, 94, págs. 8533-8547.
- Liu, S.C., McAfee, J. R. y Cicerone, R. J., 1984: Radon 222 and tropospheric vertical transport. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 89, Número D5, págs. 7291-7297.
- Luke, W. T., 1997: Evaluation of a commercial pulsed fluorescence detector for the measurement of low-level SO₂ concentrations during the gas-phase sulfur intercomparison experiment. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 102, Número D13, págs. 16255-16265.
- Luke, W. T., y Valigura, R. A., 1977: Methodologies to estimate the air-surface exchange of atmospheric nitrogen compounds. En: *Atmospheric Deposition of Contaminants to the Great Lakes and coastal waters* (J. E. Baker, ed.). *Proceedings from A Session at the SETAC Fifteenth Annual Meeting*, 30 de octubre-3 de noviembre de 1994, Denver Colorado, SETAC Press, Pensacola, Florida, págs. 347-377.
- Novelli, P. C., y otros, 1994: Reevaluation of the NOAA/CMDL carbon monoxide reference scale and comparisons with CO reference gases at NASA-Langley and the Fraunhofer Institut. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 99, Número D6, págs.12833-12589.
- Noviclikov, V., 1997: *Measurement Content of Krypton-85 in Earth Atmosphere and Validate of Global Model of Atmospheric Transport*. IGAC-SPARC-GAW Conference on Global Measurements of Atmospheric Chemistry, Toronto, Canadá. 20-22 de mayo 1997.
- Parungo, P., y otros, 1992: Aerosol particles in the Kuwait oil fire plumes: Their morphology, size, distribution, chemical composition, transport, and potential effect on climate. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 97, Número D1-4, págs. 15867-15882.
- Peterson, J. T. y Rosson, R. M., 1993: *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory. Summary Report 1992, No. 21*, Environmental Research Laboratories, Boulder.
- Prinn, R. G., y otros, 1983: *The atmospheric lifetime experiment, 1: Introduction, instrumentation, and*

- overview, *Journal of Geophysical Research*, Volumen 88, Número C13, págs. 8353-8367.
- Roberts, J. M., 1990: The atmospheric chemistry of organic nitrates. *Atmospheric Environment*, 24A, págs. 243-287.
- Sachse, G. W., y otros 1987: Fast-response, high-precision carbon monoxide sensor using a tunable diode laser absorption technique. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 92, Número D2, págs. 2071-2081.
- Slade, D.H. (ed.), 1968: *Meteorology and Atomic Energy*. United States Atomic Energy Commission, Office of Information Services.
- Smith, R. A., 1872: *Air and Rain: The Beginnings of a Chemical Climatology*. Longmans, Green, Londres.
- Thomas, J. W., y LeClare, P.C., 1970: A study of the two filter method for radon-222. *Health Physics*, 18, págs. 113-122.
- United States Environmental Protection Agency, 1996: *National Air Quality and Emissions Trends Report*, 1995. EPA 454/R-96-005. Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, North Carolina.
- United States Environmental Protection Agency, 1997: *Deposition of Air Pollutants to the Great Waters: Second Report to Congress*. EPA 453/R-97-011, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, North Carolina.
- Weeks, I. A., y otros, 1989: Comparison of the carbon monoxide standards used at Cape Grim and Aspendale. En: *Baseline Atmospheric Program 1987* (B. W. Forgan y G. P. Ayers, eds.). Australian Government Department of Science and Technology, Canberra, Australia, págs. 21-25.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993: *Global Atmosphere Watch Guide*. Global Atmosphere Watch Report No. 86, OMM/TD-Nº 553, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1997: *The Strategic Plan of the Global Atmospheric Watch (GAW)*, Informe Nº 113 de la Vigilancia de la Atmósfera Global, OMM/TD-Nº 802, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995a: *Report of the Meeting of Experts on the WMO World Data Centres* (E. W. Hare), Informe de la Vigilancia de la Atmósfera Global Nº 103, OMM/TD-Nº 879, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995b: *Report of An Expert Consultation on ⁸⁵Kr and ²²²Rn: Measurements, Effects and Applications*. Informe de la Vigilancia de la Atmósfera Global Nº 109, OMM/TD-Nº 73, Ginebra.
-

CAPÍTULO 1 — MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

	<i>Página</i>
1.1	Generalidades II.1-1
1.1.1	Definición II.1-1
1.1.2	Finalidad II.1-1
1.1.3	Requisitos meteorológicos..... II.1-1
1.1.4	Tipos de estaciones meteorológicas automáticas..... II.1-1
1.1.5	Redes II.1-2
1.2	Equipo de las EMA..... II.1-2
1.2.1	Sensores II.1-2
1.2.2	Sistema central de procesamiento..... II.1-5
1.2.2.1	Acopio de datos II.1-6
1.2.2.2	Procesamiento de datos II.1-7
1.2.2.3	Transmisión de datos II.1-8
1.2.3	Equipo periférico II.1-8
1.3	Programas de las EMA II.1-9
1.3.1	Programas de sistemas..... II.1-9
1.3.2	Programas de aplicaciones..... II.1-9
1.3.2.1	Inicialización II.1-9
1.3.2.2	Muestreo y filtrado II.1-10
1.3.2.3	Conversión de datos sin procesar..... II.1-10
1.3.2.4	Valores meteorológicos instantáneos..... II.1-10
1.3.2.5	Introducción manual de observaciones..... II.1-11
1.3.2.6	Reducción de datos..... II.1-11
1.3.2.7	Codificación de mensajes II.1-11
1.3.2.8	Control de calidad..... II.1-11
1.3.2.9	Almacenamiento de datos..... II.1-13
1.3.2.10	Transmisión de datos II.1-13
1.3.2.11	Mantenimiento y calibración II.1-13
1.3.2.12	Visualización de datos II.1-13
1.4	Consideraciones sobre el emplazamiento de las EMA..... II.1-13
1.5	Procesamiento centralizado de datos de la red II.1-14
1.5.1	Composición II.1-14
1.5.2	Control de calidad de datos de la red..... II.1-14
1.6	Mantenimiento..... II.1-15
1.7	Calibración..... II.1-16
1.8	Formación..... II.1-16
Referencias II.1-17

CAPÍTULO 1

MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

1.1 Generalidades

1.1.1 Definición

Una estación meteorológica automática (EMA) está definida en esta *Guía* (OMM, 1981) como una estación en la que los instrumentos efectúan y transmiten o registran automáticamente las observaciones, realizando directamente, en caso necesario, la conversión a la clave correspondiente, o bien realizándose esa conversión en una estación transcritora.

1.1.2 Finalidad

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para aumentar el número y la fiabilidad de las observaciones en superficie. Y lo hacen:

- a) aumentando la densidad de una red existente y proporcionando datos desde nuevos emplazamientos, así como desde otros de difícil acceso o inhóspitos;
- b) proporcionando, para las estaciones atendidas por personal, datos fuera de las horas normales de funcionamiento;
- c) aumentando la fiabilidad de las mediciones mediante el uso de nuevas tecnologías;
- d) asegurando la homogeneidad de las redes a través de la normalización de las técnicas de medición;
- e) respondiendo a nuevas necesidades y requisitos de observación;
- f) reduciendo los errores humanos;
- g) disminuyendo los costos de explotación gracias a la reducción del número de observadores.

1.1.3 Requisitos meteorológicos

La OMM (1981-1988a) prescribe los requisitos generales, los tipos, la ubicación y la composición, la frecuencia y el momento de las observaciones.

Teniendo en cuenta que las estaciones meteorológicas automáticas son plenamente aceptadas como estaciones meteorológicas cuando proporcionan datos con una precisión comparable a la de las estaciones tradicionales, las exigencias de precisión que figuran en el Capítulo I de la Parte I de esta *Guía* también pueden aplicarse, cuando procede, a las estaciones meteorológicas automáticas.

El contenido del presente capítulo ha de leerse en conjunción con los capítulos sobre mediciones de los diversos elementos meteorológicos de que se trata en la Parte I y, en particular, con los capítulos de la Parte III sobre muestreo (Capítulo 1), reducción de datos (Capítulo 2) y gestión de la calidad (Capítulo 3).

El desarrollo y la instalación de estaciones meteorológicas automáticas debe derivarse de un plan debidamente coordinado para obtener datos destinados a los usuarios en el formato requerido. Para lograrlo, lo primero que hay que hacer es negociar con los usuarios a

fin de elaborar una lista de todos los requisitos funcionales, y desarrollar los medios prácticos para cumplirlos.

Además, no siempre es satisfactorio depender de los proveedores del equipo para determinar los requisitos de funcionamiento. La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) da el siguiente asesoramiento a los miembros de la OMM y, por deducción, a cualesquiera organizaciones que efectúen mediciones meteorológicas.

Al considerar la introducción de nuevos sistemas de instrumentos en la EMA, las organizaciones meteorológicas deben¹:

- a) poner en servicio sólo los sistemas de eficacia suficientemente bien documentada para facilitar un conocimiento y una comprensión adecuados de sus capacidades, características y algoritmos utilizados;
- b) conservar o desarrollar conocimientos técnicos suficientes para especificar las necesidades de los sistemas y evaluar si son útiles tanto las capacidades y características de esos sistemas como los algoritmos utilizados en los mismos.

Al considerar el desarrollo y aplicación de algoritmos para EMA, las organizaciones meteorológicas deben²:

- a) alentar a los diseñadores de instrumentos y sistemas a cooperar estrechamente con los usuarios para comprender plenamente sus necesidades e intereses;
- b) colaborar con los diseñadores de sistemas para publicar y difundir descripciones de uso generalizado de los algoritmos de procesamiento de datos utilizados en sus sistemas;
- c) verificar y evaluar plenamente los nuevos algoritmos y sistemas que se están introduciendo y difundir a los usuarios de las observaciones los resultados de las verificaciones en forma de características operativas de los instrumentos;
- d) evaluar plenamente, mediante verificaciones sobre el terreno, la relación de los nuevos algoritmos y sistemas con los métodos anteriores, y establecer funciones de transferencia para utilizarlas a efectos de continuidad de los datos, y difundir éstos a los usuarios.

1.1.4 Tipos de estaciones meteorológicas automáticas

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para satisfacer diversas necesidades, desde una ayuda al

¹ Recomendación 7 (CIMO-XI), incluida en el Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1994.

² Recomendación 5 (CIMO-XI), incluida en el Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1994.

observador en estaciones atendidas por personal hasta la sustitución completa de observadores en estaciones totalmente automáticas. Se pueden clasificar las EMA en varios grupos funcionales; ahora bien, como se superponen frecuentemente entre sí, la clasificación comienza a descomponerse. Las estaciones podrían clasificarse con carácter general en estaciones que proporcionan datos en tiempo real y estaciones que registran datos para análisis en diferido o fuera de línea. Sin embargo, con frecuencia las mismas EMA cumplen ambas funciones.

EMA en tiempo real: estación que proporciona datos a los usuarios de observaciones meteorológicas en tiempo real, normalmente todas programadas, pero también en condiciones de alarma o previa petición. Los usos típicos en tiempo real son la provisión de datos para uso sinóptico y la verificación de estados de aviso críticos como niveles de temporales, ríos o mareas.

EMA fuera de línea: estación que registra datos sobre el terreno en dispositivos de almacenamiento de datos internos o externos, combinados con una visualización de datos reales. Se requiere la intervención de un observador para enviar datos almacenados a usuarios distantes. Las estaciones típicas son estaciones climatológicas y estaciones en que simplemente se proporciona ayuda al observador.

Se puede dotar facultativamente a ambos tipos de estaciones de medios para la introducción o edición manual de observaciones visuales u objetivas que no pueden hacerse aún en forma totalmente automática, como el tiempo presente o pasado, u observaciones que suponen elevados costos, como las relacionadas con la altura de las nubes y la visibilidad. Este tipo de estación puede describirse como parcialmente automática o semiautomática.

Como el costo de las EMA puede ser muy alto, también pueden utilizarse las instalaciones de una estación para responder a necesidades y requisitos comunes y específicos de varias aplicaciones, entre ellas las sinópticas, las de meteorología aeronáutica y agrícola, hidrología y climatología. También pueden utilizarse para fines especiales, por ejemplo seguridad con respecto a la energía nuclear, calidad del aire y del agua, y meteorología en las carreteras. Por lo tanto, algunas EMA son estaciones meteorológicas automáticas polivalentes.

1.1.5 *Redes*

La EMA forma normalmente parte de una red de estaciones meteorológicas, cada una de las cuales transmite sus datos procesados a un sistema central de procesamiento de red por diversos medios de transmisión de datos. Como las tareas que ha de ejecutar este sistema central están muy relacionadas y con frecuencia son complementarias de las tareas de las EMA, deben coordinarse muy bien los requisitos funcionales y técnicos de ambos, del sistema central y de las EMA.

Al planificar la instalación y el funcionamiento de una red de EMA es sumamente importante considerar los diversos problemas relacionados con los medios de

mantenimiento y calibración y su organización, así como la formación e instrucción del personal técnico. Las consideraciones de densidad de las redes exceden del ámbito de esta *Guía*, pues dependen de aplicaciones particulares. Sin embargo, el emplazamiento y la exposición óptimos de las estaciones influyen considerablemente en su rendimiento, y han de estudiarse antes de instalar las estaciones.

1.2 *Equipo de las EMA*

En general, una EMA consta de:

- a) Sensores instalados a lo largo y alrededor de una torre meteorológica, con protecciones ambientales apropiadas, y conectados a un sistema central de procesamiento mediante cables blindados, de fibra óptica o por radioenlace.
- b) Un sistema central de procesamiento (SCP) para el acopio de datos de sensores y la conversión en formato legible por ordenador; un procesamiento adecuado de los datos mediante un sistema basado en microprocesador de conformidad con algoritmos especificados; el almacenamiento temporal de datos procesados y su transmisión a usuarios de información meteorológica distantes.
- c) Equipo periférico que incluya el suministro de energía estabilizado a diversas partes de la estación; un reloj en tiempo real, y un equipo de prueba incorporado para la verificación automática del estado de las partes esenciales de la estación. En el caso de terminales locales de aplicaciones específicas para la introducción y edición manual de datos, se agregan a la estación dispositivos de visualización e impresoras o registradores.

Con la creciente interacción entre nuestra sociedad y la atmósfera, cambian y aumentan las necesidades, entre ellas la demanda de más estaciones y la medición de más variables, la transmisión a intervalos más frecuentes, nuevos formatos y mejor rendimiento. Como consecuencia de ello, el equipo y la programación de las EMA han de adaptarse a las nuevas exigencias. Esto sólo puede hacerse si la EMA está debidamente planificada sobre una base modular. Las adaptaciones y las pruebas son con frecuencia más complejas de lo previsto. Una EMA bien planificada comprende opciones de prueba previa que permiten modificar la configuración y los parámetros del sistema. Otras características deseables son la capacidad de potencia de reserva, el espacio en los bastidores de instalación, interfaces de comunicación de reserva, capacidad de proceso de reserva, y un entorno de programación flexible.

1.2.1 *Sensores*

Las exigencias meteorológicas para los sensores que se utilizan en estaciones meteorológicas automáticas no difieren mucho de las relativas a los sensores para uso clásico. Han de ser robustos y deben carecer de distorsiones intrínsecas o incertidumbres en la manera en que muestrean la variable que debe medirse. En general,

todos los sensores con una salida eléctrica son apropiados. Ahora hay una gran cantidad de sensores de rendimiento y calidad (y precio) variables, apropiados para utilizarlos en sistemas automáticos de acopio de datos. Todos los días surgen novedades; algunas de ellas mejoran el rendimiento de los sensores existentes, en tanto que otras se basan muchas veces en nuevos principios físicos. Según sus características de salida, los sensores pueden dividirse en analógicos, digitales e inteligentes.

Sensores analógicos: la salida de sensor más común tiene forma de tensión, corriente, carga, resistencia o capacitancia. El acondicionamiento de la señal convertirá además esas señales básicas en señales de tensión.

Sensores digitales: sensores con salidas de señal digital en paralelo, con la información contenida en el estado estático de un bit o grupo de bits, y con impulso o salida frecuente.

Sensores inteligentes: incluyen un microprocesador que realiza funciones básicas de adquisición y proceso de datos, y proporciona una salida digital en serie o en paralelo.

La Parte I de la presente *Guía* proporciona una descripción completa de los aspectos generales, los tipos de sensores, los métodos de medición, las unidades, las escalas, la exposición, las fuentes de error, la calibración y el mantenimiento de sensores meteorológicos. La CIMO ayuda a los miembros mediante la organización regular de intercomparaciones internacionales de instrumentos. Los resultados pueden ser muy valiosos para evaluar diferentes métodos de medición. Desde 1968, la CIMO utiliza cuestionarios para obtener información sobre el desarrollo de instrumentos, y cada cuatro años se publica un informe titulado *Instrument Development Inquiry* (Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos). Los informes contienen información sobre los instrumentos que se desarrollan y los instrumentos que se ponen en funcionamiento. La información sobre esa evolución y la experiencia práctica se encuentra en los documentos oficiales de simposios nacionales, en revistas y boletines, y también en los documentos de las conferencias organizadas periódicamente por la CIMO. En esas conferencias técnicas se organiza además una exposición de instrumentos meteorológicos en la que los fabricantes presentan sus últimas novedades. La OMM da a conocer los resultados de las intercomparaciones de la CIMO, los informes relativos a la Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos, así como los documentos de las conferencias técnicas de la CIMO, en las publicaciones sobre Instrumentos y Métodos de Observación (IMO). También se recomienda como medio de obtener información el intercambio directo de experiencias entre operadores de redes de EMA, en particular los que operan estaciones en condiciones ambientales similares.

En los próximos párrafos figuran algunas consideraciones específicas sobre sensores de EMA. Las precisiones de observación que pueden alcanzarse se exponen

en el Anexo 1.B³ del Capítulo 1 de la Parte I de la presente *Guía*. A medida que se disponga de experiencia sobre los experimentos, la CIMO actualizará en el futuro esas estimaciones en la forma apropiada. La precisión en la calibración de los sensores (laboratorio) debe ser mejor en un factor de dos, por lo menos, que permite la transformación en funciones de respuesta lineal. La resolución del sensor debe ser mejor en un factor de tres, aproximadamente, respecto del requisito estipulado (que comprende el rendimiento de la interfaz).

Presión atmosférica: existe una amplia variedad de dispositivos, fundados sobre todo en una cápsula aneroide, hilo vibratorio o cristal de cuarzo, que proporcionan una señal de salida en forma eléctrica, ya sea analógica o digital. Para los sensores digitales se hace referencia a OMM (1992). Los principales problemas que debe estudiar cuidadosamente quien proyecte o especifique una EMA son los efectos adversos de la temperatura, las desviaciones a largo plazo, las vibraciones y la exposición del instrumento. Los efectos de la temperatura son grandes y no siempre se eliminan totalmente mediante circuitos incorporados para la compensación de la temperatura. Los sensores de presión de una EMA tienen una desviación intrínseca de larga duración en cuanto a precisión, normalmente de menos de 0,2 a 0,3 hPa en 6 meses, por lo que hay que calibrarlos regularmente. Los efectos de las vibraciones y de las sacudidas mecánicas a la salida de los sensores de presión son importantes, particularmente cuando se trata de aplicaciones marítimas de las EMA. Debido a la vulnerabilidad de los sensores a presión de que se dispone más fácilmente a los efectos de la exposición externa, normalmente se alberga el instrumento de presión en una pequeña caja precintada y termoestabilizada dentro del recinto del equipo de sistema central de procesamiento (SCP). En algunos países, el sensor se ventila hacia el exterior de la caja a través de un tubo provisto de una cabeza de presión estática. Para aplicaciones aeronáuticas o en estaciones remotas, en que se requiere un elevado grado de precisión y fiabilidad, se dota a la estación de dos o más sensores de presión.

En el Capítulo 3 de la Parte I se asesora formalmente sobre la utilización de barómetros digitales en EMA.

Temperatura: los tipos más comunes de termómetro que se utilizan en una EMA son los simples termómetros de resistencia metálica o termistores. El termómetro de resistencia de platino (100 Ω a 0°C) presenta muy buena estabilidad durante un largo período, y puede considerarse el sensor preferido.

Normalmente, los termómetros eléctricos tienen una constante de tiempo muy pequeña, y cuando son muestreados mediante circuitos electrónicos rápidos los

³ Establecidas por la Reunión de Expertos sobre necesidades de precisión operativa, en 1991, y aprobadas por el Consejo Ejecutivo en su 44ª reunión (1992), para incluirlas en la sexta edición de esta *Guía*.

datos resultantes reflejan las fluctuaciones de alta frecuencia y baja amplitud de la temperatura local. Para evitar ese problema se pueden utilizar sensores con una constante de tiempo perdurable, o amortiguar artificialmente la respuesta con un circuito apropiado para aumentar la constante de tiempo de la señal de salida, o bien se pueden promediar digitalmente las salidas muestreadas en el SCP. Los termómetros de resistencia requieren linealización. Esto puede hacerse mediante circuitos apropiados en los módulos de acondicionamiento de la señal, pero también mediante algoritmos de programación. Con termistores de composición se puede obtener una salida lineal. La exposición adecuada del sensor a los efectos de radiación plantea problemas. En las EMA, los blindajes contra la radiación ajustados al tamaño del sensor se utilizan mucho, en sustitución de la garita Stevenson común, de ventilación natural. Pero en las mediciones de precisión, los blindajes contra la radiación deben ventilarse artificialmente, con una velocidad del aire de unos 3 m s^{-1} .

Humedad: en OMM (1989b) figura una descripción muy completa de los sensores de humedad para EMA.

En las EMA se utilizan generalmente sensores de resistencia y capacidad relativamente poco costosos para mediciones directas de humedad relativa, pero el rendimiento puede disminuir en presencia de contaminantes, y requieren filtros de protección especiales. Las intercomparaciones revelan que es preciso hacer correcciones adicionales para mediciones por debajo de 0°C , incluso si los sensores están provistos de circuitos de compensación de temperatura, y que pueden producirse problemas de istéresis cuando están expuestos a condiciones de saturación.

Los medidores del punto de rocío, como el sensor de cloruro de litio saturado y el sensor de espejo refrigerado, se utilizan también en las EMA. El principal inconveniente del sensor de cloruro de litio es su sensibilidad a las fallas de energía, que requiere intervenciones sobre el terreno tras un corte de energía. El medidor óptico de punto de rocío se considera la técnica más prometedora, pero habrá que continuar las investigaciones para desarrollar un buen dispositivo de limpieza automática del espejo.

Los problemas relacionados con la constante de tiempo breve de muchos sensores de humedad son incluso más graves que los que plantean los sensores de temperatura. Lo mismo que para las mediciones de temperatura, todos los tipos de sensores han de instalarse en blindajes contra las radiaciones adecuados. Debe darse preferencia a los blindajes contra las radiaciones por aspiración, de una construcción similar a los utilizados para las mediciones de la temperatura. En razón de los problemas de aspiración y de limpieza pueden producirse grandes errores.

Viento: la utilización de anemómetros tradicionales de cazoleta o de hélice con salida de impulsos o frecuencia está muy generalizada, y no presentan

problemas técnicos particulares aparte de los relacionados con el engelamiento en condiciones meteorológicas rigurosas. Esa complicación puede superarse calentando el sensor en condiciones atmosféricas no muy rigurosas, pero a expensas de un considerable aumento del consumo de energía. Se recomienda que en los nuevos anemómetros de cazoletas o de hélice la constante de la distancia sea menor de 5 metros, y que en los nuevos sistemas digitales la frecuencia de muestreo sea compatible con el filtrado aplicado. En los dispositivos de cómputo esto supone que el número de impulsos en un intervalo de cómputo se considera como una muestra.

La utilización de instrumentos tradicionales analógicos provistos de un potenciómetro para medir la dirección del viento está también muy generalizada en las AMS. Cada vez se utilizan más sistemas a base de veletas con codificadores de ángulo digital, que aparecen normalmente en una u otra forma de clave de Gray. Se recomienda utilizar veletas con una longitud de onda natural no amortiguada menor de 10 metros y una relación de amortiguación comprendida entre 0,3 y 0,7. Para veletas con codificadores digitales se requiere una resolución mínima de 7 bits.

La CIMO recomienda asimismo que en los nuevos sistemas debe ser posible informar de variaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento con una resolución de $0,1 \text{ m s}^{-1}$ y 10° , respectivamente.

Un sistema de viento con una salida digital en serie y uno o más visualizadores digitales que proporcionen una presentación directa de variables operativas (viento máximo, promedios del viento superiores a 2 y 10 minutos, dirección y extremos del viento) constituye un tipo de sensor inteligente utilizado con frecuencia.

Precipitación: el equipo más común para medir la lluvia en una EMA es el pluviómetro basculante. Los pluviómetros se ensucian rápidamente con desperdicios como hojas, arena o excrementos de pájaros, por lo que hay que utilizarlos con mucha cautela en las EMA no atendidas durante largos períodos. En diferentes partes del pluviómetro se requiere un calentamiento adecuado para mediciones de lluvia y nieve por debajo de 0°C . Esto puede dar lugar a graves problemas de energía eléctrica, en particular en el caso de EMA que funcionan con baterías. Hay que tener cuidado, pues los pluviómetros calentados introducen errores debido a pérdidas por evaporación. Una precisión en la observación de 5 a 10 por ciento se considera excelente. Puede conseguirse un mejor porcentaje rodeando el pluviómetro con un paraviento adecuado (por ejemplo, protección de Nipher). (Para una comparación de sensores de precipitación véase OMM, 1994).

Insolación: se dispone de varios registradores de duraciones de la insolación con salida de la señal eléctrica. Se hace referencia a OMM (1995b). La OMM ha adoptado un valor umbral para la radiación solar directa de 120 W m^{-2} de irradiancia solar directa, que permite resolver un antiguo problema. El inconveniente del sensor de insolación en una estación no atendida durante

largos períodos es que en el orificio de entrada se acumula la suciedad, lo que produce cambios aparentes en el umbral.

Radiación: la mayoría de los sensores utilizados para estas mediciones en estaciones tradicionales pueden conectarse, en principio, a un sistema automático. El principal problema técnico es que esos sensores son generalmente de tipo analógico y dan como señal de salida ciertas tensiones muy pequeñas que varían continuamente. Esas tensiones son muy sensibles a las interferencias electromagnéticas en los cables conductores de la señal, por lo que deben efectuarse mediciones adecuadas. El problema de la contaminación del orificio de entrada es aún más serio en el caso de mediciones de la radiación (que son mediciones absolutas), que en el caso de la insolación brillante. Se considera que los depósitos de polvo en la caperuza del piranómetro sin limpiar dan una pérdida de precisión del 2 por ciento (excluidos los días de helada y rocío). Por tanto, es difícil prever la utilización eficaz de instrumentos de radiación en lugares no atendidos durante varios días. Una precisión de observación alcanzable (media diaria) es del orden del 5 por ciento.

Altura de las nubes: actualmente, la medición de la altura de las nubes en una EMA se realiza, sobre todo, con la ayuda de nefobasímetros (láser). Para una evaluación de los sistemas reales se hace referencia a OMM (1988b). Todavía se experimentan dificultades en el procesamiento de las señales procedentes automáticamente de los sensores para realizar mediciones precisas de la altura de la base de las nubes en la amplia gama de condiciones que se dan en la naturaleza, en particular lluvia y nieve. Los sensores tienen también el inconveniente de que muestrean la nube sólo en una zona muy pequeña del cielo, directamente por encima del detector. Cuando se envía a un usuario distante dicha información, ésta puede ofrecer una imagen peligrosamente incorrecta del estado del cielo, sobre todo si los datos se van a emplear con fines aeronáuticos. Esto puede superarse utilizando algoritmos para estimar la nubosidad durante un intervalo de procesamiento de 30 minutos. Sin embargo, en algunos países el nefobasímetro se utiliza únicamente como ayuda complementaria del que observa el cielo. Los nefobasímetros consumen generalmente importantes cantidades de energía, y en general no pueden utilizarse si no se dispone de un suministro de energía clásico. Además, su rendimiento puede disminuir o distorsionarse por acumulación de nieve, polvo u otros contaminantes en las ventanas que constituyen los orificios de entrada y salida del haz de rayos ópticos o infrarrojos.

Visibilidad: se puede disponer fácilmente de una amplia gama de instrumentos para efectuar mediciones de visibilidad en las EMA. Se hace referencia a OMM (1990b).

Puede establecerse una distinción entre transmisómetros y medidores de visibilidad. Los transmisómetros de gran precisión se utilizan sobre todo en los

aeropuertos, en tanto que los medidores de visibilidad hacia atrás, hacia delante o integrados de menor precisión (y costo) son más comunes en otras EMA. Ambos tipos existen en versiones que pueden alimentarse con baterías, por lo que es posible utilizarlos en lugares remotos donde no hay suministro de corriente eléctrica. Sin embargo, consumen mucha energía y, a menos que cuenten con una fuente de energía auxiliar, normalmente no es posible mantenerlos en funcionamiento más de unas cuantas semanas sin cambiar las baterías en una EMA lejana.

1.2.2 Sistema Central de Procesamiento

Lo más importante de una estación meteorológica automática es el Sistema Central de Procesamiento (SCP). La configuración de su equipo depende de la complejidad y la magnitud de las funciones que ha de realizar, y no existe una solución única con respecto al equipo. En general, las principales funciones del SCP son: acopio de datos, procesamiento de datos, almacenamiento de datos y transmisión de datos.

En la mayoría de las EMA existentes todas estas funciones se realizan mediante un sistema basado en microprocesador, instalado en un recinto hermético lo más cerca posible de los sensores o en algún local interno. Si el equipo se encuentra cerca de los sensores, el proceso *in situ* reduce la cantidad de datos que han de transmitirse y permite presentar esos datos en una forma apropiada para transmitirlos directamente por los canales de comunicación. Pero, en esos casos, el SCP es vulnerable a fallas en el suministro de energía y hay que protegerlo del medio exterior en que ha de funcionar. Si el equipo puede instalarse en un local interno, normalmente es posible aprovisionarlo con una fuente de energía segura y hacerlo funcionar en un ambiente de oficina normal. Sin embargo, esa configuración da lugar a un mayor número de (largos) cables para transmisiones y acondicionadores de la señal apropiados.

Según las circunstancias y los requisitos locales, las diferentes funciones del SCP (acopio, procesamiento, almacenamiento y transmisión de datos) también pueden ser realizadas por unidades diferentes. En esos casos, las unidades, cada una de las cuales dispone de su propio microprocesador y programa pertinente, pueden instalarse en distintos lugares de la estación, y comunicar entre sí mediante enlaces y procedimientos adecuados de transferencia de datos entre procesadores. Funcionan en una relación principal-secundaria, en la que la unidad principal es la de procesamiento de datos. Como ejemplo cabe citar la instalación de una o más unidades de acopio de datos cerca de los sensores, conectados con el equipo de procesamiento o transmisión de los datos del SCP, mediante una o varias líneas telefónicas que utilizan la transmisión de datos digital. Esas unidades pueden consistir en un sensor (por ejemplo, un sensor inteligente, como un nefobasímetro láser), varios sensores similares (por ejemplo, termómetros) o varios sensores diferentes.

La rápida evolución tecnológica de los sistemas de control de acopio y procesamiento de datos industriales modernos ofrece nuevas posibilidades para las aplicaciones meteorológicas. El elevado grado de modularidad y flexibilidad de entrada/salida, la velocidad de funcionamiento mucho mayor de los microprocesadores, y en particular la disponibilidad de programas especiales de acopio, procesamiento y control de datos y telecomunicaciones, permiten desarrollar EMA que puedan responder a las diversas necesidades y requisitos de observación de diferentes usuarios. Como consecuencia, toda descripción de una EMA puede quedar pronto anticuada y ha de considerarse con la debida reserva. Teniendo esto presente, en los siguientes párrafos se da una idea general del estado de la tecnología.

1.2.2.1 ACOPIO DE DATOS

En general, el equipo para acopio de datos consta de:

- a) una unidad de acondicionamiento de la señal para impedir que fuentes de interferencia externas no deseadas influyan en las señales no tratadas del sensor, para proteger el equipo del SCP, y para adaptar las señales a fin de que sean apropiadas para el nuevo procesamiento de datos;
- b) dispositivos electrónicos de acopio de datos con canales y puertos de entrada analógicos y digitales, y equipo de exploración y conversión de datos para introducir las señales en la memoria del SCP.

ACONDICIONAMIENTO DE LA SEÑAL

El acondicionamiento de la señal es una función esencial en el proceso de acopio de datos, y comienza con la elección de cables y conectores que vinculan el sensor con los dispositivos electrónicos de acopio de datos. Además se realiza mediante diferentes módulos de soporte físico. Tomadas del control de proceso industrial, varias funciones de acondicionamiento están ahora integradas en un módulo móvil. El lugar más adecuado y, por lo tanto, más común para la instalación de esos módulos son los paneles de terminación de cables de sensores en el mismo recinto hermético donde se encuentran los dispositivos electrónicos de acopio de datos. Según las circunstancias del sensor y las condiciones locales, se dispone de varias técnicas de acondicionamiento de la señal.

Cables del sensor: las señales eléctricas procedentes de los sensores que entran en un sistema de acopio de datos comprenden ruido no deseado. El que ese ruido sea molesto depende de la relación señal-ruido y de la aplicación concreta. Las señales digitales son relativamente inmunes a los ruidos debido a su carácter discreto (y elevado nivel). En cambio, en las señales analógicas influyen directamente las perturbaciones de nivel relativamente bajo. Entre los principales mecanismos de transferencia de ruido figuran el acoplamiento capacitivo e inductivo. Un método para reducir errores debido al acoplamiento capacitivo consiste en emplear cables blindados, para lo que se coloca un material conductor

(en potencial de tierra) entre los cables de la señal y la fuente de interferencia. La utilización adicional de hilos de pares trenzados es eficaz para reducir el acoplamiento electromagnético.

Protección contra la sobretensión: cuando una EMA puede estar expuesta a entradas accidentales de alta tensión, es indispensable disponer de una instalación de protección para evitar la posible destrucción del equipo. Las entradas de alta tensión pueden ser inducidas por campos magnéticos, electricidad estática, y especialmente por descargas eléctricas.

Transmisores de dos hilos: a veces conviene preamplificar las señales de bajo nivel cerca del sensor para mantener la máxima relación señal-ruido. Una forma de acondicionamiento de la señal es el transmisor de dos hilos. Esos transmisores no sólo amplifican la señal de entrada sino que proporcionan aislamiento y permiten la conversión a un nivel de corriente de gran amperaje (normalmente de 4 a 20 miliamperios). La transmisión de la corriente permite enviar las señales a unos 1.500 metros de distancia.

Aislamiento digital: se utilizan módulos eléctricos para recibir señales de entrada digital interrumpiendo al mismo tiempo la conexión galvánica entre la fuente de la señal y el equipo de medición. Los módulos no sólo aíslan sino que también convierten las entradas en niveles estándar de voltaje que pueden leerse por el equipo de acopio de datos.

Aislamiento analógico: se utilizan módulos de aislamiento analógico para proteger al equipo del contacto con altas tensiones, ruptura de bucles terrestres y la supresión de grandes señales en modo común. Hoy día se utilizan mucho tres tipos de aislamientos analógicos: el acoplamiento capacitivo o "condensador volante" poco costoso, el acoplamiento óptico de buen rendimiento y moderado costo, y el acoplamiento de transformador de elevado aislamiento y gran precisión pero muy costoso.

Filtrado de paso bajo: para separar las señales deseadas de las no deseadas se utilizan filtros. Las señales no deseadas son: ruido, captación de frecuencia de línea de corriente alterna, interferencia de estaciones de radio o televisión, y frecuencias de la señal 0,5 superiores a la frecuencia de muestreo. En general, se utiliza un filtro de paso bajo para controlar esas fuentes de error no deseadas, excluida la parte del espectro de frecuencias donde no existen señales deseadas.

Amplificadores: las señales analógicas de sensor pueden variar en amplitud en una amplia gama. Sin embargo, el convertidor analógico-digital (A/D) requiere una señal de alto nivel para funcionar mejor. En muchos casos se emplea un módulo de amplificador para dar a las posibles señales de bajo nivel la amplitud deseada. También se utilizan módulos de amplificador para normalizar la salida de la tensión de todos los sensores a una tensión común; por ejemplo, 0-5 CDV.

Resistencias: se utilizan módulos especiales para convertir resistencias, por ejemplo, termómetros de platino, en una señal de tensión de salida linealizada, y

proporcionar las corrientes de excitación necesarias para esta conversión. Debe señalarse que la conversión a una señal lineal puede introducir imprecisiones, las cuales pueden resultar críticas en algunas aplicaciones.

LA FUNCIÓN DE ACOPIO DE DATOS

La función de acopio de datos consiste en explorar la salida de los sensores o los módulos de acondicionamiento de los sensores a una velocidad predeterminada, y convertir las señales en un formato legible por ordenador.

Para acomodar los diferentes tipos de sensores meteorológicos, el equipo de esta función se compone de diversos tipos de canales de entrada/salida, que abarcan las posibles características de salida eléctrica de los módulos de los sensores o de acondicionamiento de la señal. El número total de canales de cada tipo depende de las características de salida de los sensores y está determinado por el tipo de aplicación.

Entradas analógicas: el número de canales analógicos está normalmente comprendido entre 4 y 32. En general, una configuración básica puede ampliarse con módulos adicionales que incorporen más canales de entrada. Los canales de entrada analógicos son particularmente importantes, pues la mayoría de los sensores meteorológicos utilizados normalmente para medir temperatura, presión y humedad, proporcionan una señal de tensión directa, o lo hacen indirectamente a través de módulos de acondicionamiento del sensor.

Las tareas de acopio de datos son la exploración de los canales y su conversión de analógico a digital. Un analizador de barrido es sencillamente un conmutador que permite que un convertidor A/D dé servicio a muchos canales de entrada analógicos. Mediante programas informáticos se pueden controlar esos conmutadores para seleccionar cualquier canal para el procesamiento en un momento dado. El convertidor A/D transforma la información analógica original en datos legibles por ordenador (código digital, binario). La resolución A/D se especifica en bits. Una resolución A/D de 12 bits corresponde aproximadamente a 0,025 por ciento; una de 14 bits, a 0,006 por ciento, y una de 16 bits a 0,0015 por ciento de toda la gama o escala A/D.

Entrada/salida digital en paralelo: el número total de canales individuales está mayormente agrupado en bloques de 8 ó 16 bits, con posibilidades de extensión. Se utilizan para bits individuales o para detectar el estado, o para la entrada de sensores con salida digital en paralelo (por ejemplo, veletas con salidas en clave Gray).

Impulsos y frecuencias: el número de canales está limitado en general a 2 ó 4. Los sensores típicos son medidores de la velocidad del viento y pluviómetros. Se utilizan contadores de baja y alta velocidad que acumulan los impulsos en memorias SCP especiales. El sistema que registra impulsos o el estado cerrado-abierto de un transductor se conoce con el nombre de registrador de acontecimiento.

Puertos digitales en serie: se trata de canales individuales de entrada/salida en serie asíncronos para comunicación de datos con sensores inteligentes. Los puertos proporcionan comunicaciones convencionales entre dispositivos a distancias cortas (RS232, varios metros) y largas (RS422/485, varios kilómetros). En la misma línea y en el mismo puerto de entrada puede haber distintos sensores o sistemas de medición, y cada uno de los sensores es direccionado secuencialmente mediante palabras codificadas.

1.2.2.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

El equipo de procesamiento de datos forma parte del SCP, y sus principales funciones son el control maestro de la entrada/salida de los datos de un SCP y el procesamiento adecuado de todos los datos de entrada mediante el programa pertinente.

Su funcionamiento está regido por un microprocesador. Los microprocesadores no cambian los principios de mediciones meteorológicas ni las prácticas de observación, pero permiten a quien concibe el instrumento realizar funciones técnicas en una nueva forma para efectuar las mediciones más fácil y rápidamente, y con mayor seguridad, y asignar al instrumento más capacidades, sobre todo para el tratamiento de datos. La adopción de microprocesadores reduce considerablemente el costo del equipo para algunas aplicaciones. Procede señalar, no obstante, que las expectativas más amplias a que puede responder este dispositivo conducirán muchas veces a un rápido aumento del costo, con frecuencia muy subestimado, del desarrollo de los programas.

Las EMA existentes están provistas generalmente de microprocesadores de 8 bits y memoria limitada (32 a 64 kbytes). Sin embargo, en sistemas nuevos se están sustituyendo por microprocesadores de 16 bits o incluso de 32 bits, rodeados de una considerable cantidad de memoria de semiconductores (hasta 1 Mbyte), que proporcionan más facilidades de entrada/salida y operan a velocidades de procesamiento mucho más altas. Junto con los nuevos equipos han llegado también los programas informáticos que hace unos años sólo existían para sistemas de miniordenadores. Según la aplicación, se agrega un coprocesador matemático para acelerar la velocidad de procesamiento requerida a veces para cálculos complejos. La unidad puede estar provista de diferentes tipos de memoria, como memorias de acceso aleatorio (RAM) para almacenamiento de datos y programas, memorias programables sólo de lectura (PROM) no volátiles para almacenamiento de programas (los programas se introducen mediante un programador PROM) y ROM borrables eléctricas (EEPROMS) no volátiles, utilizadas sobre todo para el almacenamiento de constantes que pueden modificarse directamente por medio del programa. En la mayoría de las estaciones, la memoria RAM está equipada con una batería de seguridad que evita la pérdida de datos después de cortes de energía eléctrica. Para las estaciones que no funcionan en tiempo real y no disponen de medios de transmisión

de datos, éstos pueden almacenarse en memorias externas. Los dispositivos mecánicos con cintas utilizados con tal fin durante muchos años se están sustituyendo por tarjetas de memoria (RAM con batería de seguridad, EEPROMS, etc.), de una fiabilidad mucho mayor.

1.2.2.3 TRANSMISIÓN DE DATOS

La parte de transmisión de datos del SCP constituye el vínculo con el mundo exterior, que puede ser el observador local o el personal de mantenimiento, un sistema central de proceso en red o incluso directamente usuarios de información meteorológica. El equipo está conectado con el SCP por medio de puertos de entrada/salida en serie o en paralelo, de los que se dispone normalmente. Los medios más apropiados para la transmisión de datos dependen sobre todo del emplazamiento de que se trate y del equipo de transmisión de que se disponga. Ninguna solución única puede considerarse universalmente superior, y a veces la cadena de transmisión requiere el uso de varios medios. Los métodos de transmisión de datos utilizados son: bucle de corriente para la comunicación de datos con líneas privadas en distancias cortas, módems para distancias más largas por líneas telefónicas arrendadas o la red telefónica conmutada, la conexión télex, los radioenlaces por ondas decamétricas, métricas o decimétricas, transmisores/receptores por satélite, enlaces de dispersión meteórica, sintetizadores de voz, etc.

1.2.3 Equipo periférico

Suministro de energía: el diseño y la capacidad de una estación meteorológica automática dependen fundamentalmente del método utilizado para la alimentación en energía. Las características más importantes del suministro de energía a una EMA son la elevada estabilidad y el funcionamiento sin interferencia. Por razones de seguridad, y debido al uso generalizado y a la facilidad de disponer de acumuladores de 12 V en los automóviles, conviene considerar la posibilidad de emplear energía de 12 V en corriente continua. Cuando se dispone de la energía de la red, los acumuladores pueden ser cargados en régimen lento y continuo con la energía de la red. Este sistema tiene la ventaja de proveer automáticamente la energía de emergencia en caso de avería en la red general. Las EMA instaladas en lugares remotos donde no se dispone de red de energía eléctrica deben alimentarse con baterías recargables por medio de una fuente de energía auxiliar, por ejemplo un grupo electrógeno diesel, un generador eólico o hidráulico, o paneles solares. No obstante, esos sistemas de bajo consumo de energía no pueden, en general, dar servicio a los sensores más complicados necesarios para medir la altura de las nubes y la visibilidad, pues consumen grandes cantidades de energía. Además, las EMA provistas de equipo auxiliar como calentadores (anemómetros, pluviómetros) y aspiradores también pueden consumir mucha energía, por lo que la

instalación de una EMA queda limitada a lugares donde se dispone de energía de la red. Si, debido a la necesidad de un sistema versátil y completo, sólo la red puede suministrar suficiente energía para el pleno funcionamiento, deben tomarse medidas para apoyar, al menos con un suministro de reserva, el reloj del sistema, el procesador y cualquier memoria volátil que pueda contener datos recientes necesarios para poner de nuevo en marcha automáticamente la estación.

Reloj en tiempo real: una parte esencial de la sección de procesamiento de datos es el reloj en tiempo real durante las 24 horas del día, alimentado por una batería, lo que garantiza su funcionamiento permanente durante los cortes de energía. Debe señalarse que la precisión de los relojes de EMA todavía no es muy grande, pues hay que hacer ajustes periódicos. Por consiguiente, en algunas EMA se utilizan dispositivos para sincronizar el reloj con señales horarias de referencia difundidas por radio.

Equipo de prueba incorporado: las partes fundamentales de la EMA comprenden a menudo componentes cuyo mal funcionamiento o avería degrada considerablemente la salida principal o la priva de toda utilidad. La inclusión de circuitos para verificar automáticamente su condición es un medio eficaz de controlar continuamente su rendimiento durante el funcionamiento. Se pueden citar a título de ejemplo: detector de fallas en el suministro de energía, dispositivo que reactiva el procesador que mantiene la función automática de la estación meteorológica después de una falla de energía; un temporizador de observación para verificar el debido funcionamiento de los microprocesadores; circuitos de prueba para controlar el estado de funcionamiento de componentes de la estación, como voltaje de la batería y funcionamiento del cargador; aspiradores (pantallas de temperatura y humedad); convertidor A/D; radiadores, etc. La información sobre el estado puede mostrarse automáticamente *in situ* o pasarse al SCP con fines de control de calidad y mantenimiento.

Visualizador local y terminales: para los requisitos operativos a menudo hay que introducir observaciones o editarlas manualmente, como en las estaciones meteorológicas semiautomáticas. Para ello, según los requisitos y la concepción de la estación, se utilizan diferentes tipos de terminales locales, entre ellos un visualizador DEL numérico sencillo con teclado, que forma parte del SCP; una pantalla con teclado, o incluso un pequeño ordenador personal instalado eventualmente en el interior en un lugar lejano. Con fines de mantenimiento se emplean a veces terminales manuales especiales que pueden enchufarse directamente en la estación. Para aplicaciones particulares como EMA en aeropuertos o estaciones simples de ayuda al observador, los visualizadores digitales se conectan para la visualización de datos en uno o más lugares del emplazamiento. A petición, puede agregarse a la estación una impresora o registradores de gráficos.

1.3 Programas de las EMA

Un principio rector al concebir o especificar una estación meteorológica automática es que el costo de desarrollo y prueba de los programas sea uno de los principales elementos financieros del conjunto. A menos que se tenga sumo cuidado en la concepción preliminar y se ejerza gran disciplina durante la codificación, los complejos programas resultan pronto inflexibles, y su mantenimiento muy difícil. Ligeros cambios en los requisitos, como los que puede imponer frecuentemente la necesidad de un nuevo sensor, para modificar los códigos o introducir modificaciones en los criterios de control de calidad, pueden dar lugar muchas veces a revisiones importantes de los programas, y sumamente costosas.

En general, puede establecerse una distinción entre programas de aplicaciones que consisten en algoritmos para procesar debidamente los datos con arreglo a las especificaciones de los usuarios, y programas de sistemas intrínsecamente relacionados con la configuración del microprocesador y que comprende todos los programas para desarrollar y ejecutar programas de aplicaciones.

En el punto 1.1.3 anterior se asesora sobre el desarrollo de algoritmos para EMA. En OMM (1987) se trata sobre la concepción de algoritmos para EMA sinópticas, y en OMM (1991) para el procesamiento de datos sobre el viento en superficie. Para información más detallada sobre muestreo, reducción de datos y control de calidad, deben consultarse los capítulos apropiados de la Parte III de la *Guía*.

1.3.1 Programas de sistemas

Los programas para numerosas EMA existentes son desarrollados por el fabricante, de conformidad con las necesidades del usuario, y se ponen en la memoria del SCP en un formato no legible por el usuario (denominada memoria fija), con lo que el SCP se convierte en una especie de caja negra. El usuario sólo puede ejecutar instrucciones determinadas con anterioridad y, por lo tanto, depende totalmente del fabricante en caso de mal funcionamiento o de modificaciones.

Afortunadamente, con la creciente demanda de sistemas de acopio de datos para control de procesos industriales se han abierto nuevas posibilidades. El usuario puede desarrollar ahora sus propios programas de aplicaciones (o encargársela a una compañía de programación, o incluso al fabricante de la estación), utilizando lenguajes de programación de alto nivel como Basic, Pascal o, en particular, C, y empleando conjuntos de utilidades fácilmente disponibles para acopio, estadísticas, almacenamiento y transmisión de datos. Como consecuencia, el usuario adquiere mayor conocimiento y tiene más control sobre los diferentes procesos, por lo que depende menos del fabricante de la estación.

En sistemas recientes, cada vez se recurre más a sistemas operativos multitarea/multiusuario en tiempo real, de los que hace unos años sólo se disponía para miniordenadores. Se habla de tiempo real porque todas

las operaciones son activadas por interruptores del equipo y de los programas; multitarea porque pueden ejecutarse diversas clases de tareas casi simultáneamente de acuerdo con una prioridad determinada de antemano, y multiusuario porque diferentes usuarios pueden acceder al sistema casi simultáneamente. El programador puede centrar toda su atención en el desarrollo de programas de aplicaciones en el lenguaje que elija, dejando el difícilísimo y complejo control y la ejecución de las tareas al sistema operativo.

1.3.2 Programas de aplicaciones

Las funciones de procesamiento que han de realizarse mediante el sistema central de procesamiento o las interfaces del sensor, o una combinación de ambos, dependen hasta cierto punto del tipo de estación meteorológica automática y de su finalidad. Sin embargo, normalmente habrá que efectuar algunas o todas las operaciones siguientes: inicialización, muestreo de salida del sensor, conversión de la salida del sensor a datos meteorológicos, linealización, promediación, entrada manual de observaciones, control de calidad, reducción de datos, formateado y verificación de mensajes, almacenamiento de datos, transmisión de datos, y visualización. El orden en que pueden disponerse estas funciones es sólo aproximadamente secuencial. El control de calidad puede efectuarse a distintos niveles: inmediatamente después del muestreo, después de derivar variables meteorológicas, después de la introducción manual de datos y el formateado del mensaje. Se puede actuar sin control de calidad de los datos y sin verificación del contenido del mensaje, pero con menoscabo de la credibilidad. Si bien la linealización puede ser inherente al módulo de acondicionamiento del sensor o de la señal, debe efectuarse siempre antes del cálculo de un valor medio.

La ejecución de programas de aplicaciones se rige por un programador de tiempo que controla qué tareas han de ejecutarse y cuándo, en función del momento del día y de un interpretador de instrucciones que dirige el control a una tarea apropiada cuando recibe instrucciones externas procedentes de los canales de transmisión de datos. La descripción que se hace en los párrafos siguientes sobre los programas de aplicaciones de las EMA se limita a algunos aspectos prácticos relacionados con las estaciones meteorológicas automáticas.

1.3.2.1 INICIALIZACIÓN

La inicialización es el proceso en que se prepara toda la memoria, se determinan todos los parámetros de las operaciones y se ponen en funcionamiento los programas de aplicaciones. Para poder iniciar el funcionamiento normal, lo primero que necesita el programa es conocer cierto número de parámetros relativos a la estación (distintivo de la estación, altitud, latitud y longitud), fecha y hora, ubicación física del sensor en la sección de acopio de datos, tipo y características de los módulos de acondicionamiento del sensor, constantes de conversión y de linealización para convertir la salida del sensor en

valores meteorológicos, límites absolutos y de la velocidad de cambio con fines de control de calidad, publicación del fichero tras la puesta en memoria intermedia de datos, etc. Según la estación, la totalidad o una parte de estos parámetros deben introducirse localmente o ser modificados por el usuario utilizando menús interactivos en un terminal. En la última generación de EMA, la inicialización puede realizarse incluso a distancia; por ejemplo, con el sistema central de procesamiento de la red o en un ordenador personal remoto. Además de la inicialización completa debe programarse una inicialización parcial. De esa manera se restablece automáticamente el funcionamiento normal, sin pérdida alguna de datos almacenados, tras una interrupción temporal causada por el establecimiento del reloj el tiempo real, el mantenimiento, la calibración o un corte de energía.

1.3.2.2 MUESTREO Y FILTRADO

El muestreo puede definirse como el proceso para obtener una secuencia debidamente espaciada de mediciones de una variable. Para procesar digitalmente señales de sensor meteorológicas surge la cuestión de la frecuencia con que deben muestrearse las salidas del sensor. Lo importante es asegurarse de que las secuencias de las muestras representan debidamente los cambios importantes en la variable atmosférica a medir. Una regla empírica es muestrear al menos una vez durante la constante de tiempo de sensor. Sin embargo, como algunas variables meteorológicas presentan alta frecuencia, primero puede procederse a un filtrado o atenuación adecuados seleccionando sensores con constante de tiempo apropiada o mediante técnicas de filtrado o atenuación en los módulos de acondicionamiento de la señal.

Habida cuenta de la necesidad de que los sensores sean intercambiables y de la homogeneidad de los datos observados, se recomienda⁴:

- a) que las muestras destinadas a calcular promedios se obtengan con intervalos de tiempo regulares que:
 - i) no excedan la constante de tiempo de un sensor, o
 - ii) no excedan la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico que siga a la salida linealizada de un sensor de respuesta rápida, o
 - iii) sean suficientemente numerosas para asegurar que el error límite del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable; por ejemplo, menor que la precisión requerida del promedio;
- b) que las muestras que se utilicen para estimar los extremos de las fluctuaciones se tomen como mínimo cuatro veces, con la frecuencia que se especifica en los apartados i) o ii) del apartado a) anterior.

⁴ Recomendación 3 (CIMO-X), incluida en el Informe final abreviado de la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1989.

1.3.2.3 CONVERSIÓN DE DATOS SIN PROCESAR

La conversión de datos de sensor sin procesar consiste en la transformación de los valores de salida eléctrica de módulos de acondicionamiento de sensores o de señales en unidades meteorológicas. El proceso comprende la aplicación de algoritmos de conversión utilizando constantes y relaciones derivadas durante procedimientos de calibración.

Una consideración importante es que algunos sensores son no lineales por su propia naturaleza, es decir, que sus salidas no son directamente proporcionales a las variables atmosféricas medidas (por ejemplo, un termómetro de resistencia), que en algunas mediciones influyen variables externas en una relación no lineal (por ejemplo, en algunos sensores de presión y humedad influye la temperatura) y que, aunque el propio sensor puede ser lineal o incorporar circuitos de linealización, las variables medidas no están linealmente relacionadas con la variable atmosférica que interesa (por ejemplo, la salida de un nefobasímetro de haz rotatorio con fotodetector y codificador de ángulo del eje que proporcionan la intensidad de luz retrodifundida en función del ángulo es no lineal en la altura de las nubes). Como consecuencia, es necesario incluir correcciones para la no linealidad en los algoritmos de conversión, siempre y cuando no se haya hecho ya por los módulos de acondicionamiento de la señal. La linealización reviste particular importancia cuando hay que calcular valores medios durante un período de tiempo. En efecto, cuando la señal del sensor no es constante a lo largo del período de promediación, la secuencia de las operaciones "promediar y luego linealizar" puede producir resultados diferentes de "linealizar y luego promediar". El procedimiento exacto consiste en promediar únicamente variables lineales.

1.3.2.4 VALORES METEOROLÓGICOS INSTANTÁNEOS

La variabilidad natural en pequeña escala de la atmósfera, la introducción de ruido en el proceso de medición por dispositivos electrónicos y, en particular, la utilización de sensores en breves constantes de tiempo, hacen de la promediación un proceso sumamente deseable para reducir la incertidumbre de los datos comunicados.

Con el fin de normalizar los algoritmos de promediación se recomienda⁵:

- a) que las estaciones meteorológicas automáticas informen de la presión atmosférica, la temperatura del aire, la humedad del aire, la temperatura superficial del mar y la visibilidad empleando los promedios de períodos de uno a diez minutos, obtenidos después de la linealización de la salida del sensor;
- b) que las estaciones meteorológicas automáticas presenten informes del viento, exceptuando las ráfagas de viento, indicando cada dos a diez minutos

⁵ Recomendación 6 (CIMO-IX), incluida en el Informe final abreviado de la novena reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1985.

los promedios obtenidos después de la linealización de la salida del sensor.

Estos valores medios han de considerarse como valores "instantáneos" de variables meteorológicas para utilizarlos en la mayoría de las aplicaciones operativas, y no deben confundirse con las muestras brutas de sensores instantáneos ni los valores medios de períodos de tiempo más largos requeridos para algunas aplicaciones, como la climatología. Como valores instantáneos adecuados se sugieren para la mayoría de las variables promedios de un minuto, siempre que sean aplicables. Se exceptúan las mediciones del viento (véase anteriormente) y de las olas (promedios de 10 ó 20 minutos). Teniendo en cuenta la discrepancia de las observaciones entre los datos de ráfagas máximas obtenidos mediante sistemas de medición del viento con diferentes tiempos de respuesta, se recomienda que las características de filtrado de un sistema de medición del viento sean tales que los valores de ráfagas máximas comunicados representen un promedio correspondiente a un intervalo de tres segundos. Se comunicará el promedio más alto obtenido en un intervalo de tres segundos.

En la práctica, esto supone el muestreo de la salida del sensor, y el cálculo de la media móvil de tres segundos al menos 1 a 4 veces por segundo.

1.3.2.5 INTRODUCCIÓN MANUAL DE OBSERVACIONES

Para algunas aplicaciones hay que desarrollar rutinas de terminal interactivas que permitan al observador introducir y editar observaciones visuales o subjetivas para las que no se dispone en la estación de sensores automáticos. Estas comprenden normalmente el tiempo presente y pasado, el estado del suelo, y otros fenómenos especiales.

1.3.2.6 REDUCCIÓN DE DATOS

Además de los datos meteorológicos instantáneos, obtenidos directamente de los datos muestreados después de la conversión apropiada, hay que derivar otras variables meteorológicas operativas y calcular magnitudes estadísticas. La mayoría de ellas se basan en valores instantáneos almacenados, en tanto que otros datos se obtienen a una velocidad de muestreo más alta, por ejemplo en el caso de cálculos de ráfagas de viento. Entre los ejemplos de reducción de datos cabe citar el cálculo de valores de humedad obtenidos con mediciones originales de la humedad relativa o el punto de rocío, y la reducción de la presión a nivel del mar. Los datos estadísticos comprenden datos extremos en uno o más períodos de tiempo (por ejemplo, temperatura), cantidades totales (por ejemplo, lluvia) en períodos de tiempo concretos (de minutos a días), medias de diferentes períodos de tiempo (datos climatológicos) y valores integrados (radiación). Si bien estas variables o cantidades pueden calcularse también en el sistema central de procesamiento de la red, donde se dispone normalmente de más potencia de cálculo, muchas veces hay que calcular esas variables en la EMA en razón de sus limitaciones operativas en tiempo real, de

su limitada capacidad de almacenamiento de datos y de las exigencias locales de visualización.

La CIMO participa en un amplio programa de normalización de algoritmos para todas las variables. Los resultados se publican o publicarán en los Informes sobre Instrumentos y Métodos de Observación de la OMM.

Existen recomendaciones formales para la tendencia de la presión⁶, y cantidades de humedad⁷ (reproducidas en el Anexo 4.B del Capítulo 4 de la Parte I).

La OMM no ha aprobado ningún método uniforme para la reducción de la presión, pero se utilizan normalmente los diversos algoritmos especificados en OMM (1968), que deben normalizarse aún más.

1.3.2.7 CODIFICACIÓN DE MENSAJES

En los requisitos funcionales se estipula frecuentemente la codificación de mensajes meteorológicos conforme figura en OMM (1995a). Según el tipo de mensaje y los elementos que deban codificarse, la generación puede hacerse automática o semiautomáticamente. La generación de mensajes totalmente automática supone que todos los elementos que deben codificarse sean datos mensurables, en tanto que en la generación semiautomática ha de intervenir un observador para introducir observaciones visuales u objetivas como tiempo presente y pasado, estado del suelo y tipo de nubes. Los algoritmos de codificación de mensajes no deben subestimarse, y requieren considerables esfuerzos no sólo para prepararlos sino también para actualizarlos cuando se modifican los formatos a causa de reglamentaciones internacionales, regionales y nacionales. También ocupan una considerable cantidad de memoria, lo cual puede ser muy importante en estaciones de pequeño rendimiento. Procede señalar que los datos de observación se pueden transmitir a un sistema central de procesamiento de la red, donde generalmente se dispone de más potencia de cálculo para codificar los mensajes.

1.3.2.8 CONTROL DE CALIDAD

La finalidad del control de calidad en una EMA es minimizar automáticamente el número de observaciones imprecisas y el número de observaciones que se pierden, mediante equipo y rutinas de programas adecuados. Las finalidades se cumplen cuando se tiene la seguridad de que cada observación se calcula a partir de un número razonablemente grande de muestras de datos de calidad controlada. De esta forma, se pueden aislar y excluir las muestras con grandes errores espurios, y continuar realizando el cálculo, sin influencia alguna de esa muestra.

El control de calidad comienza ya en el minucioso diseño, selección y prueba de la EMA prototipo, antes

⁶ Recomendación 7 (CIMO-IX), incluida en el Informe final abreviado de la novena reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1985.

⁷ Recomendación 7 (CIMO-X), incluida en el Informe final abreviado de la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1989.

de adquirir, instalar y poner en funcionamiento una red de EMA. Mediante un emplazamiento y exposición adecuados de la EMA se pueden evitar considerables errores. Para garantizar la buena calidad de los datos es absolutamente necesario establecer y utilizar los debidos procedimientos e instalaciones de mantenimiento, reparación y calibración. Todavía no existe un acuerdo general sobre las rutinas de control de calidad que deben utilizarse en las mediciones de variables específicas. Por supuesto, como los requisitos de control de calidad son hasta cierto punto función del rendimiento del sensor y de las condiciones ambientales, tal vez no sea posible llegar a esos acuerdos generales. Sin embargo, en toda especificación de estación meteorológica automática debe fijarse expresamente una serie mínima de procedimientos de control de calidad.

En las EMA modernas, los resultados de los procedimientos de control de calidad de los datos para sensores que revelen las razones de una medición dudosa o errónea, y los resultados de las autoverificaciones del equipo mediante dispositivos de prueba incorporados, se almacenan en memorias intermedias de gestión interna. Los visualizadores de esos indicadores de estado constituyen un instrumento muy práctico para el mantenimiento sobre el terreno. La transmisión de las memorias intermedias de gestión interna, bien como apéndice del mensaje de observación de rutina o como mensaje de control interno temporizado o a petición, desde una red de EMA hasta un sistema central de procesamiento de la red, es un posible y valioso procedimiento para mantener el equipo meteorológico.

Los procedimientos de control de calidad en tiempo real de datos de EMA son sumamente aconsejables, y existe una recomendación detallada. A continuación figura una explicación práctica de las recomendaciones.

VERIFICACIONES EN EL SENSOR

Se trata de verificaciones en cada muestra del sensor en el momento más temprano posible del procesamiento, teniendo en cuenta las funciones de respuesta de acondicionamiento del sensor y de la señal, para un valor admisible y una velocidad de cambio admisible.

Valor admisible: con esta verificación se trata de comprobar que el valor medido se encuentra en los límites absolutos de variabilidad. Esos límites están relacionados con la naturaleza de la variable o el fenómeno meteorológico, pero dependen también de la gama de medición de los sensores seleccionados y del equipo de acopio de datos. Pueden efectuarse otras verificaciones de los límites, en función de la zona geográfica, de la estación y del momento del año. Los límites sugeridos de esas verificaciones adicionales se exponen en los Cuadros 6.3 a 6.9 del Capítulo 6 de OMM (1993). Las verificaciones dan una clasificación del estado de los valores como correctos, erróneos o dudosos.

Velocidad de cambio admisible: se trata de verificar la velocidad de cambio admisible con respecto a un nivel anterior aceptable. La eficacia de la verificación

depende de la coherencia temporal, o de la persistencia, de los datos, y lo mejor es aplicarla a datos de alta resolución temporal (elevada tasa de muestreo), pues la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la velocidad de muestreo. Una dificultad obvia es determinar realmente la rapidez con que puede cambiar una variable atmosférica, teniendo en cuenta las características de respuesta del sensor de que se trate. Pueden efectuarse verificaciones de coherencia temporal adicionales utilizando comparaciones de datos entre dos informes consecutivos. En el Capítulo 6 de OMM (1993) figuran tolerancias de verificación para diferentes períodos de tiempo en las escalas sinópticas (1, 2, 3, 6 y 12 horas) para la temperatura del aire, el punto de rocío y la tendencia de la presión.

VERIFICACIONES ENTRE SENSORES

Es posible efectuar verificaciones de coherencia interna de una variable con respecto a otras, sobre la base de principios físicos y meteorológicos establecidos. He aquí algunos ejemplos: el punto de rocío no puede exceder de la temperatura ambiente; la precipitación sin nubes en lo alto o que acaban de pasar es muy improbable; la velocidad del viento no nula y la variancia de la dirección del viento cero indican claramente un problema del sensor de dirección del viento, mientras que una velocidad media del viento nula y una dirección del viento no nula (variancia) indica un sector de velocidad del viento defectuoso.

OBSERVACIONES INTRODUCIDAS MANUALMENTE

Cuando se introduce manualmente en la EMA una cantidad observada pueden realizarse las verificaciones en el sensor y entre sensores, según se mencionan en los párrafos anteriores. Se sugieren algunas verificaciones de coherencia especiales en OMM (1993) relativas a tiempo presente con visibilidad; tiempo presente con nubosidad; información sobre nubosidad, tiempo y nubes; tiempo presente con temperatura del aire; tiempo presente con temperatura del punto de rocío; altura de las nubes con tipo de nubes; y estado del mar con velocidad del viento.

VERIFICACIONES DEL EQUIPO

Durante el funcionamiento, el rendimiento de una EMA se deteriora debido al envejecimiento de los componentes del equipo, a la exposición a situaciones no sometidas a prueba, a un mantenimiento insuficiente, a una falla del producto, etc. Por lo tanto, es importante aplicar y ejecutar periódicamente en forma automática procedimientos de autoverificación internos utilizando equipo de prueba incorporado al equipo de la EMA, y poner los resultados de esas pruebas a disposición del personal adecuado o almacenarlos en memorias intermedias de gestión interna. Se pueden examinar esas memorias, y utilizarse la información de estado para clasificar las mediciones como correctas, erróneas o dudosas.

VERIFICACIÓN DE MENSAJES

En las EMA provistas de programas para la codificación de mensajes y su transmisión por el Sistema Mundial de Telecomunicación es sumamente importante ejecutar todas las verificaciones citadas con sumo cuidado. Además, debe controlarse si se cumple la reglamentación sobre carácter, número, formato, etc. En el caso de valores clasificados como dudosos hay que considerar la adopción de medidas apropiadas.

1.3.2.9 ALMACENAMIENTO DE DATOS

Los datos procesados y observados manualmente, que comprenden la información sobre la situación del control de calidad (datos de gestión interna) han de pasarse a la memoria intermedia o almacenarse durante algún tiempo en la EMA. Esto comprende la actualización de la base de datos pertinente en tiempo real. El número de células de base de datos y la memoria requerida han de determinarse en función del posible número máximo de sensores, datos intermedios, cantidades derivadas y la autonomía requerida de la estación. En general, se adopta una estructura de memoria circular que permite escribir sobre datos antiguos nuevos datos de entrada tras un período determinado previamente. La estructura de la base de datos debe permitir el acceso fácil y selectivo a algoritmos de transferencia y transmisión de datos.

Según los requisitos de observación y el tipo de estación, los datos pueden transferirse a intervalos regulares desde la memoria principal de la EMA hasta otras clases de dispositivos de almacenamiento removibles.

1.3.2.10 TRANSMISIÓN DE DATOS

Con arreglo a los requisitos operativos y a los medios de transmisión de datos, la transmisión entre una EMA y los usuarios locales o el sistema central de procesamiento de la red se puede realizar de diferentes modos:

- a) la respuesta a instrucciones externas es el modo fundamental más frecuente, pues permite un mayor control de la estación, por ejemplo en lo que respecta a inicialización, establecimiento y restablecimiento del reloj en tiempo real, prevención de fallas de los sensores, transferencia selectiva de base de datos, etc. Al recibirse los datos, tras el control de transmisión de una instrucción externa, un programa de tareas activará la tarea o subrutina apropiada solicitada por la instrucción;
- b) a intervalos periódicos controlados por el programador horario de la EMA;
- c) en condiciones de alarma de la EMA cuando se traspasan ciertos umbrales meteorológicos.

En general, para la transferencia y el control adecuados de datos, y para los protocolos de transmisión, se pueden utilizar conjuntos de programas de transmisión de datos fácilmente disponibles. Como los medios de transmisión de datos están sometidos a diversas fuentes de interferencia, hay que prestar mucha atención

a la codificación adecuada de errores, por ejemplo bits de paridad y códigos de redundancia cíclica.

1.3.2.11 MANTENIMIENTO Y CALIBRACIÓN

En los programas de aplicaciones se incorporan rutinas específicas que permiten el mantenimiento y la calibración *in situ*. Esas actividades comprenden generalmente la utilización de programas interactivos para probar determinado sensor, la reconfiguración de la EMA en caso de sustitución de sensores o modelos, el restablecimiento de los parámetros del sistema, pruebas de telecomunicaciones, la introducción de nuevas constantes de calibración, etc. En general, el mantenimiento y la calibración se realizan en un modo de funcionamiento fuera de línea, interrumpiendo temporalmente el funcionamiento normal de la estación.

1.3.2.12 VISUALIZACIÓN DE DATOS

Además de las rutinas de visualización de datos para las diversas funciones mencionadas en los párrafos anteriores, en los requisitos sobre la explotación se especifica muchas veces que los datos seleccionados deben visualizarse localmente, con actualización periódica en tiempo real o, a petición, en visualizadores DEL, terminales existentes o pantallas especiales. Como ejemplos, cabe citar las EMA en aeropuertos y lugares de control del medio ambiente. En algunos países hay que proceder a la impresión local de datos o a la visualización gráfica mediante registradores de estilete.

1.4 Consideraciones sobre el emplazamiento de las EMA

El emplazamiento de una estación meteorológica es una cuestión muy difícil y todavía hay mucho que investigar al respecto. El principio general es que la estación debe proporcionar mediciones que sean y sigan siendo representativas de la zona circundante, cuya extensión dependerá de la aplicación meteorológica. Las directrices existentes para las estaciones clásicas también son válidas para las estaciones automáticas y figuran en la Parte I de la *Guía*, así como en otras Guías y Manuales de la OMM (OMM 1981, 1989a y 1990a).

Algunas EMA tienen que funcionar sin personal durante largos períodos de tiempo en emplazamientos de difícil acceso, tanto en tierra como en el mar. Los costos de construcción pueden ser elevados y los servicios tal vez conlleven gastos extraordinarios. Tienen que poder funcionar con suministro de energía poco fiable o procedente de emplazamientos en que no se dispone de un suministro de energía permanente. Es preciso considerar la disponibilidad de medios de telecomunicación. Por supuesto, las estaciones han de poder soportar condiciones meteorológicas extremas, y deben tomarse medidas de seguridad (contra descargas eléctricas, inundaciones, robo, vandalismo, etc.) El costo para disponer de sistemas capaces de funcionar en cualesquiera circunstancias previsibles en una estación automática es prohibitivo, y antes de especificar o

concebir una EMA es imprescindible conocer plenamente el entorno de trabajo previsto. En una de las primeras fases de la planificación se debe realizar un análisis detallado de la importancia relativa de los requisitos meteorológicos y técnicos, de manera que se puedan elegir y aprobar emplazamientos adecuados antes de hacer importantes inversiones en instalación.

1.5 Procesamiento centralizado de datos de la red

Normalmente, una EMA forma parte de una red de estaciones meteorológicas, y transmite sus datos o mensajes procesados a un sistema central de procesamiento de datos de red, a través de diversos medios de transmisión de datos. La especificación de los requisitos funcionales y, consiguientemente, técnicos de un sistema central es una tarea compleja y muchas veces subestimada. Requiere una buena cooperación entre el proyectista de la EMA, especialistas en telecomunicaciones, especialistas en programación y usuarios de datos. Es preciso tomar decisiones sobre las tareas que han de ejecutarse en el sistema central y en las EMA. En efecto, según la aplicación, ciertas funciones de una EMA pueden transferirse al sistema central, en el que se dispone de más potencia de cálculo y más memoria. Como ejemplos pueden citarse largos cálculos matemáticos, como la reducción de la presión atmosférica, y la codificación de mensajes meteorológicos. Las memorias intermedias de datos de las EMA pueden reducirse a un mínimo operativo cuando se transfieren regularmente al sistema central. Una buena práctica es llegar a un acuerdo sobre los requisitos funcionales del sistema central y de la EMA, antes de especificar sus requisitos técnicos.

1.5.1 Composición

La composición de un sistema central de procesamiento de datos de la red depende considerablemente de las funciones que vayan a realizarse, pero también de las instalaciones locales. Pueden utilizarse potentes ordenadores personales o estaciones de trabajo, que operan en un entorno de multitarea y multiusuario en tiempo real. Sin embargo, se emplean los sistemas de telecomunicación y procesamiento existentes. Los sistemas centrales de procesamiento de datos de la red se integran cada vez más en una red local que permite la distribución y ejecución de tareas en el lugar más conveniente por las personas más adecuadas.

Las principales funciones de un sistema central de red son: acopio de datos, incluida la decodificación de mensajes procedentes de la red de la EMA; control remoto y gestión interna de las EMA; verificación de la red y control de calidad de los datos; nuevo procesamiento de datos para responder a las necesidades de los usuarios; introducción en la base de datos de la red; visualización de datos y transferencia de datos a usuarios internos y externos. Esto último puede comprender el Sistema Mundial de Telecomunicación, si los datos se intercambian internacionalmente.

1.5.2 Control de calidad de datos de la red

Este tema se trata en el Capítulo 3 de la Parte III. Se recomienda⁸ que los operadores de redes:

- a) establezcan y pongan a prueba sistemas para el control de las mediciones en tiempo casi real en las cuales los valores de los informes se verifiquen periódicamente comparándolos con los campos analizados que corresponden al mismo punto de mediciones, y
- b) establezcan procedimientos efectivos de enlace entre el servicio de vigilancia y las organizaciones de calibración y mantenimiento correspondientes, a fin de facilitar la rápida respuesta a los informes de averías o desperfectos provenientes del sistema de vigilancia.

Los procedimientos automáticos de control de errores en una EMA tienen sus limitaciones, y es posible que no se puedan detectar algunos errores, incluso los controles más sofisticados, como desviaciones de larga duración en sensores y módulos. La transmisión de datos desde una EMA es otra fuente de error. Por lo tanto, se recomienda que los procedimientos adicionales de control de calidad se ejecuten mediante un sistema de verificación de la red que forme parte del sistema central de la red. Los procedimientos de control de calidad más importantes en ese sistema de verificación son:

- a) detección de errores de transmisión de datos; las rutinas requeridas dependen del protocolo de transmisión y de los códigos de redundancia cíclica utilizados;
- b) comprobación del formato y el contenido de los mensajes codificados de la OMM (véase OMM, 1993);
- c) un nuevo procesamiento de datos para excluir o tratar de otro modo datos señalados como erróneos por los ficheros de gestión interna de la EMA.

Los sistemas de visualización interactivos permiten también el control de calidad complementario de los datos de entrada. Las series temporales de una o más variables y una o más estaciones pueden presentarse en pantallas de color, y es posible utilizar análisis estadísticos realizados por personal formado y experimentado, para detectar anomalías de breve y larga duración no siempre detectadas por algoritmos de control de calidad totalmente automáticos.

Los algoritmos de verificación en que se prueban regularmente los valores comunicados en el espacio y en el tiempo cotejándolos con un campo numérico analizado son pruebas muy valiosas para identificar los errores y adoptar medidas de investigación o correctivas. Debido a las fluctuaciones de bajo nivel o turbulentas en la presión atmosférica, y a la confianza con que pueden suprimirse influencias geográficas locales normalizando todas las observaciones a un nivel de referencia común,

⁸ Recomendación 5 (CIMO-IX), incluida en el Informe final abreviado de la novena reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 1985.

la presión atmosférica es uno de los mejores medios para este tipo de control de calidad. Promediando en el tiempo diferentes observaciones también pueden someterse a este análisis otras variables. Sin embargo, es preciso considerar y tener en cuenta detenidamente los efectos orográficos locales.

1.6 Mantenimiento

El costo del servicio para una red de estaciones automáticas en tierra, y en particular en el mar, puede ser muy superior al de su adquisición. Por lo tanto, la concepción de las estaciones meteorológicas automáticas para lograr las mejores posibilidades de fiabilidad y mantenimiento reviste capital importancia. Con frecuencia se justifica la protección especial contra factores ambientales, incluso con elevados costos iniciales.

Es evidente que todo sistema complejo requiere apoyo para el mantenimiento. El mantenimiento correctivo es necesario por las fallas de los componentes. Los componentes del equipo pueden fallar por múltiples razones, pero también pueden hacerlo los programas informáticos a causa de errores de concepción, que quizá no se detecten durante mucho tiempo. En el caso de algunos componentes del sistema se requiere mantenimiento preventivo, como la limpieza de elementos y la lubricación de partes mecánicas. En vista de la creciente fiabilidad de los componentes electrónicos de una EMA, la necesidad del servicio y la calibración de los sensores pueden ser el factor determinante del mantenimiento.

El mantenimiento adaptable es necesario para tener en cuenta los rápidos cambios de la tecnología y la disponibilidad de piezas de repuesto después de algunos años. En efecto, con frecuencia sucede que los costos de reparación y de los componentes aumentan velozmente cuando deja de distribuirse un sistema, por lo que es necesario sustituir módulos por otros de tecnología diferente, pues rara vez se encuentran piezas exactas. Como ejemplos cabe citar la transferencia de datos desde un medio de registro a otro y de programas y sistemas operativos de un procesador a otro, la introducción de cambios modulares para la fiabilidad del sistema, la conexión con nuevos sistemas de telecomunicaciones, etc. Para reducir esta clase de gastos de mantenimiento conviene establecer normas ampliamente aceptadas sobre el equipo y las interfaces, así como para los programas, e incluirlas en las especificaciones técnicas de la EMA.

Dado que el mantenimiento de una red de estaciones automáticas es una tarea que frecuentemente se subestima mucho, es esencial organizar el mantenimiento según un plan racional en el que se detallen y se organicen todas las funciones de modo que se reduzcan al mínimo los costos, sin influir adversamente en los resultados. La estructura modular de muchas estaciones automáticas modernas permite realizar el mantenimiento sobre el terreno, o en centros regionales y nacionales.

Mantenimiento sobre el terreno: en general, no es aconsejable reparar los sensores u otros módulos de las

EMA sobre el terreno, pues las condiciones no son favorables para un trabajo eficaz. Además, como los costos de personal son elevados y los del equipo relativamente bajos, es más rentable desechar módulos averiados que repararlos. Se recomienda que el mantenimiento correctivo sobre el terreno lo haga personal técnico especializado de un centro regional o nacional, según la dimensión del país, y que se deje el mantenimiento preventivo sencillo al observador local (cuando existe). La transmisión periódica de información de autodiagnóstico por la EMA es una práctica muy conveniente para reparar rápidamente las averías.

Centro regional: en un centro regional se debe disponer de personal técnico para cambiar o reparar los módulos y sensores que requieran la detección y reparación de defectos sencillos. El personal debe conocer bien el funcionamiento del equipo de la estación y estar especializado en la ejecución de rutinas de mantenimiento de programas. Esos centros regionales deben estar provistos de equipo de prueba apropiado y de suficientes módulos y sensores de repuesto para facilitar el mantenimiento de las estaciones de su región. En esos centros debe haber medios de transporte adecuados para realizar la labor sobre el terreno. Se deben planificar y visitar periódicamente los emplazamientos remotos para verificar si hay problemas de funcionamiento, vandalismo, cambios en las condiciones del emplazamiento, etc. Es necesario establecer procedimientos para visitas de emergencia a las diversas estaciones, sobre la base de las prioridades determinadas de cada estación.

Centro nacional: en un centro nacional se necesita personal técnico más especializado, capaz de detectar y solucionar problemas complejos en sensores, módulos y medios de transmisión de datos. Se debe disponer del equipo necesario para comprobar y corregir todos los componentes de una EMA, y el trabajo debe efectuarse en el centro. Cualquier defecto reiterado debe comunicarse a los proyectistas o a los proveedores para corregirlo.

Como los programas desempeñan un importantísimo papel en las EMA y en el sistema central de procesamiento de la red, se necesita personal con profundos conocimientos de la EMA y del sistema central de la red. Se debe disponer de los medios necesarios para el desarrollo y las pruebas de programas. Además, el centro nacional debe poder ejecutar todas las tareas relacionadas con el mantenimiento adaptable.

En cuanto al control de calidad de los datos de la red, conviene establecer procedimientos de enlace eficaces entre el servicio de verificación y el servicio de mantenimiento y calibración adecuado, para facilitar la rápida respuesta a los informes de avería o falla procedentes del sistema de verificación.

El plan expuesto anteriormente es adecuado para países de gran extensión. En países más pequeños, las tareas de los centros regionales pueden ser asumidas por el centro nacional. Los países en desarrollo pueden considerar la posibilidad de establecer acuerdos de

mantenimiento comunes con países vecinos o con países con los que mantengan relaciones especiales. Se podría considerar el establecimiento de un centro de mantenimiento internacional común, a fin de que los costos sean razonablemente bajos; sin embargo, para que exista esa cooperación internacional probablemente haya que utilizar equipo similar. Si el servicio meteorológico no puede ampliar su personal o sus instalaciones, se puede recurrir a servicios contratados para muchas de las funciones de apoyo. Esto puede negociarse, por ejemplo, como parte de la adquisición del sistema. Ahora bien, todo contrato de mantenimiento debe prepararse minuciosamente, y la realización del contrato debe verificarla con el mayor cuidado el personal competente.

En el Capítulo 3 de la Parte III figuran sugerencias sobre técnicas de gestión de calidad.

1.7 Calibración

Los sensores, en particular los sensores de las EMA con salidas eléctricas, presentan desviaciones de precisión en el tiempo y, en consecuencia, es preciso inspeccionarlos y calibrarlos regularmente. En principio, el intervalo de calibración está determinado por las especificaciones de desviación proporcionadas por el fabricante y por la precisión requerida. Las intercomparaciones internacionales de la OMM sobre instrumentos proporcionan asimismo algunas indicaciones objetivas de las desviaciones de precisión de los sensores y los intervalos de calibración apropiados. Como los módulos de acondicionamiento de la señal, el equipo de acopio de datos y el equipo de transmisión forman igualmente parte de la cadena de medición, también hay que controlar o calibrar periódicamente su estabilidad y su correcto funcionamiento. El resumen que se ofrece a continuación se limita a los aspectos prácticos relacionados con las EMA. Para información más detallada sobre técnicas y métodos de calibración deben verse los diferentes capítulos de la Parte I, y el Capítulo 5 de la Parte III de la Guía.

Calibración inicial: es fácil pasar por alto el requisito previo, antes de adquirir e instalar una EMA, de disponer de los medios e instrumentos de calibración adecuados para poder verificar las especificaciones del fabricante, probar el rendimiento global de la estación y verificar que el transporte no haya afectado las características de medición del equipo.

Calibración sobre el terreno: la comparación periódica de sensores de las EMA con normas sobre desplazamiento en la estación es un requisito indispensable para controlar el funcionamiento de los sensores. Son preferibles las normas sobre desplazamiento con características de filtrado similares a la cadena de medición de las EMA y con lectura digital. En muchos países se utilizan dos normas sobre desplazamiento del mismo tipo para impedir posibles problemas de variación de la precisión debidos al transporte. Para poder detectar pequeñas desviaciones, las normas sobre desplazamiento deben tener una precisión muy superior

a los sensores de la estación pertinente, y deben instalarse durante el proceso de comparación en las mismas condiciones ambientales que los sensores, durante un período de tiempo suficientemente largo. Como los módulos de acondicionamiento de la señal y el equipo de acopio de datos, por ejemplo el convertidor A/D, también pueden presentar diferencias de rendimiento, deben utilizarse fuentes de referencia eléctrica adecuadas y multímetros para localizar anomalías.

Las normas sobre desplazamiento y las fuentes de referencia deben compararse con las normas de trabajo del laboratorio de calibración antes y después de las inspecciones sobre el terreno. Cuando se detecten diferencias de precisión hay que informar cuanto antes al servicio de mantenimiento.

Calibración en el laboratorio: los instrumentos que presenten una desviación de precisión que rebase los límites autorizados durante una inspección sobre el terreno, así como los instrumentos reparados por el servicio de mantenimiento, deben enviarse a un laboratorio de calibración antes de utilizarlos de nuevo. La calibración de los sensores se hará en un entorno controlado (cámaras ambientales) mediante patrones de trabajo adecuados. Esos patrones de trabajo deben compararse y calibrarse periódicamente con patrones secundarios.

También debe prestarse atención a la calibración de los diferentes componentes que constituyen la cadena de medición y de telemedición, en particular los módulos de acondicionamiento de la señal. Esto abarca la tensión, la corriente, la capacitancia y las normas de resistencia apropiadas, el equipo de prueba de transmisión y multímetros digitales de gran precisión. Para la calibración hay que utilizar instrumentos o sistemas de acopio de datos sumamente precisos. Para calcular las constantes de calibración conviene disponer de un ordenador. Esas constantes acompañarán al sensor o al módulo permanentemente hasta la siguiente calibración, y han de introducirse en la EMA siempre que se sustituya o instale un sensor o un módulo en ella durante un mantenimiento sobre el terreno.

Debe establecerse un horario para comparar periódicamente los patrones secundarios del laboratorio de calibración con los patrones primarios nacionales, internacionales o regionales de la OMM.

1.8 Formación

Como una EMA se basa en la aplicación de tecnología que difiere considerablemente del equipo de estaciones y redes tradicionales, hay que proceder a una profunda revisión de los programas de formación existentes y del personal técnico requerido. Todo nuevo programa de formación debe organizarse con arreglo a un plan racional concebido para responder a las necesidades de los usuarios. En particular, debe abarcar el mantenimiento y la calibración descritos anteriormente, y adaptarse al sistema. La conversión indispensable del personal existente, incluso si tiene muchos años de experiencia con estaciones convencionales, no es siempre posible, y

puede dar lugar a graves problemas si ese personal no dispone de los conocimientos básicos sobre los sensores eléctricos, las técnicas digitales y de microprocesador y el uso de ordenadores. Tal vez sea necesario contratar a nuevo personal que tenga esos conocimientos. El personal competente en los diferentes sectores abarcados por las estaciones automáticas debe estar presente bastante antes de instalarse una red de EMA.

Como parte de la adquisición del sistema, conviene que el fabricante esté obligado a proporcionar, al entregar el mismo, documentación operativa y técnica muy completa, así como cursos de formación técnica y operativa. En general se necesitan dos tipos de documentación del fabricante: manuales de usuario para la formación sobre el funcionamiento y el uso del sistema, y manuales técnicos con documentación más compleja en la que se describan con todos los detalles técnicos las características de funcionamiento del sistema, hasta el equipo secundario e incluso el nivel de componentes electrónicos, incluidas las instrucciones sobre mantenimiento y reparación. Puede considerarse que esos manuales constituyen la documentación básica de los programas de formación proporcionada por el fabricante del sistema, y han de poder servir de referencia cuando ya no se disponga de especialistas del fabricante para asistencia directa.

En algunos países tal vez convenga organizar cursos de formación comunes en un centro de capacitación que abarque países vecinos. Naturalmente, como mejor funcionará ese centro de formación será asociándose con un centro de instrumentos designado, y si los países que reciben el servicio se han puesto de acuerdo en la utilización de equipo normalizado similar.

Referencias

- Organización Meteorológica Mundial, 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Technical Note No. 91, WMO-No. 226, TP 120, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of Algorithms for Synoptic Automatic Weather Stations* (D.T. Acheson). Instruments and Observing Methods Report No. 19, WMO/TD-No. 230, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988a: *Reglamento Técnico*. OMM-Nº 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988b: *WMO International Ceilometer Intercomparison (Reino Unido, 1986)* (D.W. Jones, M. Ouldrige y D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 32, WMO/TD-No. 217, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989a: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989b: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, y otros). Instruments and Observing Methods Report No. 38, WMO/TD-No. 316, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990a: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*. OMM-Nº 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990b: *The First WMO International Intercomparison of Visibility Measurements (Reino Unido 1988/1989)* (D.J. Griggs y otros). Instruments and Observing Methods Report No. 41, WMO/TD-No. 401, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1991: *Guidelines on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 47, WMO/TD-No. 452, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *The WMO Automatic Digital Barometer Comparison: Final Report* (J.P. van der Meulen). Instruments and Observing Methods Report No. 46, WMO/TD-No. 474, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993: *Guía del sistema mundial de proceso de datos*. OMM-Nº 305, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994: *WMO solid precipitation measurement intercomparison: Preliminary results* (B.E. Goodison y otros). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Ginebra, 28 de febrero-2 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report, No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 15-19.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995a: *Manual de Claves*. Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995b: *WMO Automatic Sunshine Duration Measurement Comparison (Hamburgo, Alemania, 1989)* (K. Dehne) (en preparación).

**CAPÍTULO 2 — MEDICIONES Y OBSERVACIONES
EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONAÚTICAS**

	<i>Página</i>
2.1	Generalidades II.2-1
2.1.1	Definiciones II.2-1
2.1.2	Unidades II.2-1
2.1.3	Requisitos II.2-2
2.1.4	Métodos II.2-2
2.2	Viento en superficie II.2-2
2.2.1	Generalidades II.2-2
2.2.2	Instrumentos y exposición II.2-3
2.3	Visibilidad II.2-3
2.4	Alcance visual en la pista II.2-4
2.4.1	Generalidades II.2-4
2.4.2	Métodos de observación II.2-4
2.4.2.1	Mediciones efectuadas por observadores II.2-4
2.4.2.2	Medición por televisión II.2-4
2.4.2.3	Medición por transmisómetro II.2-4
2.4.2.4	Medición por difusión progresiva o retrodifusión II.2-5
2.4.3	Instrumentos y exposición II.2-5
2.4.3.1	Transmisómetros II.2-5
2.4.3.2	Sensor de luminancia de fondo II.2-6
2.4.4	Comprobación de los instrumentos II.2-6
2.4.5	Visualización de los datos II.2-6
2.4.6	Precisión y fiabilidad de las mediciones del RVR II.2-6
2.5	Tiempo presente II.2-7
2.6	Nubes II.2-7
2.6.1	Generalidades II.2-7
2.6.2	Métodos de observación II.2-7
2.6.3	Precisión de las mediciones de la altura de la base de las nubes II.2-8
2.7	Temperatura del aire II.2-8
2.8	Punto de rocío II.2-8
2.9	Presión atmosférica II.2-8
2.9.1	Generalidades II.2-8
2.9.2	Instrumentos y exposición II.2-9
2.9.3	Precisión y correcciones de las mediciones de presión II.2-9
2.10	Información adicional importante en los aeródromos II.2-9
2.10.1	Generalidades II.2-9
2.10.2	Alcance visual oblicuo II.2-10
2.10.3	Cizalladura del viento II.2-10
2.10.4	Inversiones de temperatura acusadas II.2-10
2.11	Sistemas automáticos de observación meteorológica II.2-10
2.12	Radar II.2-11
2.13	Detector de hielos II.2-11
2.14	Detección de descargas eléctricas II.2-11
Referencias II.2-11

CAPÍTULO 2

MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS

2.1 Generalidades

2.1.1 Definiciones

Este capítulo trata de los requisitos de las observaciones en estaciones meteorológicas aeronáuticas y de los instrumentos y métodos que se utilizan. En tanto que con las observaciones sinópticas se mide en un lugar un valor representativo de una zona bastante extensa, las observaciones meteorológicas con fines aeronáuticos se efectúan generalmente en diversos puntos del aeródromo y de la zona que lo rodea, a intervalos más frecuentes, con el fin de que sean representativas de zonas bastante limitadas, como las de aproximación, aterrizaje y despegue, etc.

La mayoría de las mediciones meteorológicas que han de realizarse son esencialmente las mismas que para otras aplicaciones, y se describen en otros capítulos de esta *Guía*. Las excepciones son el alcance visual en la pista, el alcance visual oblicuo y la cizalladura del viento a poca altura, que son peculiares de esta aplicación.

2.1.2 Unidades

Las unidades para medir y comunicar magnitudes meteorológicas con fines aeronáuticos son las mismas que para otras aplicaciones, salvo que

- a) el viento de superficie puede medirse en metros por segundo, kilómetros por hora, o nudos
- b) la altura de la base de las nubes puede medirse en metros o pies.

La elección de las unidades es cuestión de práctica nacional, según los requisitos de los órganos reguladores de las operaciones aeronáuticas.

2.1.3 Requisitos

Los requisitos formales para las observaciones aeronáuticas se especifican en OMM, 1992. En OMM (1990) figuran orientaciones detalladas sobre procedimientos y prácticas.

Los requisitos sobre incertidumbre, resolución y distancia, y los resultados que pueden lograrse actualmente en las mediciones meteorológicas se indican en el Capítulo 1 de la Parte I de esta *Guía* y también, en parte, en el *Reglamento Técnico* (RT) [C.3.1], Adjunto B.

A pesar del excelente rendimiento de los aviones modernos, los factores meteorológicos siguen influyendo considerablemente en sus operaciones. La fiabilidad y la representatividad de las observaciones en los aeródromos son muy importantes para realizar con toda seguridad los aterrizajes y los despegues. La observación del viento determina la pista que ha de utilizarse, y el peso máximo autorizado para el aterrizaje y para el despegue. La temperatura es igualmente importante e influye en el rendimiento de los motores. En consecuencia, puede ser necesario reducir la carga, o para el

despegue se requerirá una pista más larga, sobre todo en los aeropuertos de países cálidos.

Es preciso efectuar observaciones rutinarias en las estaciones meteorológicas aeronáuticas, en las horas y con la frecuencia determinadas por el país Miembro, para responder a las necesidades de la navegación aérea nacional e internacional, teniendo debidamente en cuenta los acuerdos regionales de navegación aérea. Según los mismos principios, también hay que proceder a observaciones especiales y otras observaciones no rutinarias. En los aeródromos deben hacerse observaciones rutinarias a intervalos de una hora o de media hora, durante la totalidad o una parte del día según las operaciones de las aeronaves, así como observaciones especiales cuando se produzcan cambios específicos entre observaciones de rutina en cuanto a viento de superficie, visibilidad, alcance visual en la pista, tiempo presente y/o nubosidad. Estos cambios especificados se recogen en RT [C.3.1] 4.3.3. Las observaciones en forma de informes codificados como METAR o SPECI se intercambian internacionalmente entre estaciones meteorológicas aeronáuticas. Otros tipos de informes están destinados únicamente a operaciones aeronáuticas, y se prepararán en una forma que decidirán de común acuerdo las autoridades meteorológicas y aeroportuarias.

En vista de la importancia de las observaciones meteorológicas para la seguridad de la aviación es esencial que los observadores estén debidamente formados y tengan buena vista. La formación de los observadores debe comprender cursos básicos y cursos regulares de repaso. En OMM (1984) figuran orientaciones sobre el contenido de los cursos.

A continuación se ofrece un resumen sobre emplazamiento, instalación y naturaleza de los sistemas meteorológicos según se especifica en RT [C.3.1] 4.

Es necesario prestar especial atención a la selección de emplazamientos apropiados para efectuar observaciones o para la instalación de instrumentos en las estaciones meteorológicas aeronáuticas a fin de que los valores sean representativos de las condiciones predominantes en el aeródromo o en sus proximidades. En algunos casos en que se requiere información acerca de una zona extensa tal vez haya que instalar determinados instrumentos en varios emplazamientos para tener la seguridad de que los valores comunicados son representativos de toda la zona. En las pistas largas o en los grandes aeródromos con varias pistas, por ejemplo, donde la distancia entre las zonas de aproximación, aterrizaje y despegue puede ser de dos a cinco kilómetros, los valores de diversos parámetros como el viento, las nubes, la altura, el alcance visual en la pista, etc., medidos en un extremo en una pista, pueden diferir bastante respecto de cualquier otro lugar de la misma

pista o sobre otras zonas del conjunto de pistas utilizadas para las operaciones aeronáuticas.

En los grandes aeródromos con mínimos de aterrizaje bajos, el emplazamiento de los instrumentos debe elegirse de manera que los valores de los diversos parámetros meteorológicos medidos sean representativos de la zona apropiada o de una pista o conjunto de pistas determinadas.

Al seleccionar los lugares donde deben ubicarse los instrumentos en los aeródromos, es particularmente importante asegurarse de que, además de cumplir los requisitos operativos, el emplazamiento y la exposición de los instrumentos o su funcionamiento no representen ningún riesgo para la navegación aérea, y que la presencia o movimiento de aeronaves en el aeródromo (maniobras de rodaje, recorridos de despegue, aterrizaje, estacionamiento, etc.) y las diversas instalaciones aeroportuarias no influyan indebidamente en los valores medidos.

Igualmente importantes son los tipos de instrumentos que deben utilizarse, así como sus características y los métodos empleados para la presentación y comunicación de los valores medidos de los parámetros. Los instrumentos meteorológicos deben instalarse, funcionar y mantenerse conforme a las prácticas, procedimientos y especificaciones recomendados en esta *Guía*. Las estaciones meteorológicas aeronáuticas deben inspeccionarse a intervalos suficientemente frecuentes para tener la seguridad de que las observaciones son siempre de gran calidad y de que los instrumentos y todos sus indicadores funcionan correctamente, comprobando si la exposición de los instrumentos ha variado notablemente.

Los instrumentos deben concebirse de manera que puedan transmitir a distancia, simultáneamente en las dependencias del servicio de tráfico aéreo y en las estaciones y oficinas meteorológicas, datos sobre los valores apropiados del viento en superficie, la temperatura, el punto de rocío, la presión atmosférica, el tiempo presente, la visibilidad, el alcance visual en la pista (cuando esté equipada para despegar y aterrizar con niebla), y la altura de las nubes, que sean representativos de las condiciones predominantes en las zonas de aterrizaje y despegue. Los sistemas instrumentales aeronáuticos de medición de la altura de la base de las nubes y el alcance visual en la pista son particularmente útiles en las estaciones aeronáuticas.

En los aeródromos en que se efectúan aproximaciones de precisión y, en particular, en los que se realizan operaciones de las Categorías II, III A y III B, y/o en los aeródromos de gran volumen de tráfico, es preferible emplear sistemas automáticos integrados para el acopio, el procesamiento y la difusión/exposición en tiempo real de datos sobre los parámetros meteorológicos que afectan a las operaciones de aterrizaje y despegue. Esos sistemas aeronáuticos deben permitir la inserción manual de datos meteorológicos que no pueden medirse automáticamente. En RT [C.3.1] 4.1 se especifican los

requisitos de los sistemas automáticos de observación meteorológica.

2.1.4 *Métodos*

Los métodos para efectuar mediciones meteorológicas en los aeródromos son esencialmente los mismos que para otras aplicaciones meteorológicas y se describen en otros capítulos de esta *Guía*. En el presente capítulo se describen algunos requisitos sobre emplazamiento y muestreo, y algunos algoritmos, propios de esta aplicación.

2.2 **Viento en superficie**

2.2.1 *Generalidades*

En aviación, las mediciones de la corriente de aire y la cizalladura del viento a baja altitud en las proximidades de las zonas de aterrizaje y despegue revisten gran interés. La reglamentación figura en RT [C.3.1] 4.5. En los aeródromos internacionales, los servicios de tránsito aéreo (ATS), las torres de control y las oficinas de control de aproximación normalmente están equipados con indicadores de dirección y velocidad del viento, y los controladores de tránsito aéreo facilitan a las tripulaciones de los aviones que aterrizan y despegan la información suministrada por esos indicadores. Para garantizar la debida coherencia, los indicadores de los ATS y los de la estación meteorológica deben estar conectados a los mismos sensores.

Se miden la dirección y la velocidad media del viento, así como las ráfagas y las variaciones importantes especificadas de dirección y velocidad. Los informes sobre el viento difundidos fuera del aeródromo (RT [C.3.1] 4.5.9) tienen el mismo contenido que los de las observaciones sinópticas (medias de 10 minutos, y dirección con respecto al norte verdadero), y los valores transmitidos deben ser representativos de todas las pistas. En las observaciones utilizadas en el aeródromo para el despegue y el aterrizaje de los aviones (RT [C.3.1] 4.5.6), la dirección se mide desde el norte magnético, el período de promediación es de 2 minutos, y los valores deben ser representativos de la pista utilizada. Las ráfagas deben determinarse a partir de medias móviles de 3 segundos. Deben consultarse el Capítulo 5 de la Parte I y el Capítulo 1 de la Parte III de esta *Guía* sobre las precauciones que deben tomarse para muestrear la salida del anemómetro a fin de medir la media, las ráfagas y la variabilidad de la velocidad y dirección del viento. Debe preferirse la promediación del vector a la promediación escalar.

Las mediciones del viento requeridas en los aeródromos, como valor medio, valores extremos, etc., deben determinarse y presentarse preferentemente en forma automática, sobre todo cuando se utilizan varios sensores en diferentes pistas. Cuando hay necesidad de varios sensores, los indicadores deben marcarse claramente para identificar la pista y la sección de pista controlada por cada sensor.

2.2.2 Instrumentos y exposición

Los instrumentos de medición del viento utilizados en las estaciones meteorológicas aeronáuticas son por lo común del mismo tipo que los descritos en el Capítulo 5 de la Parte I. Los coeficientes de inercia de los sensores de dirección y velocidad deben ajustarse a los requisitos de ese capítulo.

Los sensores de dirección y velocidad deben estar instalados a una altura de 6 a 10 metros respecto de la pista, y proporcionar mediciones representativas de las condiciones imperantes en las zonas medias de despegue y aterrizaje de la pista. Sin embargo, para la compatibilidad con las observaciones sinópticas es preferible la altura de 10 metros.

Para que los sensores del viento instalados en los aeródromos sean representativos de las condiciones en las zonas de despegue o aterrizaje, es preciso evitar las perturbaciones o turbulencias debidas a la proximidad y al paso de los propios aviones (indicaciones de falsas ráfagas debidas a aterrizajes y despegues). Por las mismas razones, no deberán colocarse demasiado cerca de edificios, colinas ni lugares sometidos a condiciones meteorológicas de microclima (brisa del mar, tormentas frecuentes, etc.). En la medida de lo posible, deberá respetarse la regla que prohíbe los obstáculos en un radio igual a 10 veces la altura del censor.

Se recomienda prever un equipo de reserva de socorro para evitar cualquier interrupción en la transmisión de datos a los ATS en el caso de que falle el instrumento en servicio. Cuando las condiciones locales lo justifiquen, deberá preverse para cada una de las pistas de que se trate la instalación de uno o varios conjuntos de sensores. En tales casos, se recomienda emplear técnicas digitales, puesto que permiten transmitir datos emitidos por un gran número de sensores por uno o dos pares de cables telefónicos, así como emplear indicadores digitales que muestran los valores del viento utilizando LED de colores diferentes. Las visualizaciones deben mostrar los valores "instantáneos" de la velocidad y de la dirección del viento (con una distancia constante de 2 a 5 m), la velocidad media y la dirección del viento durante dos o diez minutos, y los valores mínimos y máximos de la velocidad del viento. A veces es posible seleccionar lecturas del viento para diferentes puntos de medición en el mismo indicador (con lo que se reduce el número de indicadores necesarios).

Al instalar sensores del viento en el aeródromo hay que prestar particular atención a la protección contra las descargas de tormentas atmosféricas (pararrayos, puesta a tierra del poste y cables blindados o de fibra óptica); también es preciso proteger el equipo electrónico de procesamiento de datos.

Con el fin de mantener la precisión requerida, los instrumentos de medición del viento deben mantenerse en buen estado, y verificarse y recalibrarse con regularidad. Hay que verificar de vez en cuando el funcionamiento del sensor en el túnel aerodinámico, sobre todo en el caso de sistema analógicos. Cuando se emplean técnicas

digitales con prueba automática de ciertas funciones hay que efectuar menos verificaciones, pero no se eliminan los errores debidos a la fricción. Mediante verificaciones regulares se detectan los componentes defectuosos y el deterioro de ciertas partes de los sensores.

Las fuentes de error comprenden la fricción, un emplazamiento deficiente, y el equipo de transmisión o visualización. Los errores pueden deberse asimismo al diseño de los propios sensores, y se manifiestan sobre todo en casos de vientos débiles (umbral de rotación demasiado grande, inercia excesiva) o vientos variables (sobrestimación o subestimación de la velocidad del viento o dirección incorrecta debido a un amortiguamiento excesivo o inadecuado).

2.3 Visibilidad

La definición del alcance óptico meteorológico (AOM), y su estimación o medición instrumental se tratan en el Capítulo 9 de la Parte I. La medición de la visibilidad en aeronáutica es una aplicación específica del AOM. Sin embargo, el término AOM no se utiliza todavía corrientemente en aeronáutica, por lo que en ese capítulo se conserva el término visibilidad para describir las necesidades operativas. Los instrumentos utilizados para medir el AOM también pueden emplearse en la medición del alcance visual en la pista. En RT [C.3.1] 4.6 figuran las prescripciones formales para la aviación internacional.

En los aeródromos internacionales, las observaciones de la visibilidad para los informes difundidos fuera del aeródromo deben ser representativas de las condiciones que imperan en el aeródromo y en sus proximidades inmediatas. Las que se utilizan en los informes para el aterrizaje y el despegue, y que se difunden solamente en el aeródromo, deben ser representativas de las zonas de aterrizaje y de despegue, teniendo en cuenta que esas zonas pueden estar situadas a varios kilómetros de la estación de observación.

Para fines operativos, conviene lograr una precisión de ± 50 metros hasta 600 metros, ± 10 por ciento entre 600 metros y 1.500 metros y ± 20 por ciento por encima de 1.500 metros (Adjunto B de OMM (1992)). Para orientación sobre la precisión de las mediciones véase el Capítulo 9 de la Parte I.

En razón de los mínimos meteorológicos prescritos para determinar las decisiones operativas acerca de si un avión puede aterrizar o despegar o no, hay que proporcionar información segura sobre si la visibilidad rebasa ciertos límites, es decir, si disminuye por debajo o aumenta por encima de los valores de 800, 1.500 ó 3.000 y 5.000 metros, en el caso, por ejemplo, del comienzo, la desaparición o la evolución de la niebla o de las precipitaciones (RT [C.3.1] 4.3.3 e)).

Cuando se producen variaciones de dirección importantes en la visibilidad, en particular cuando afectan a las zonas de despegue y aterrizaje, debe proporcionarse esta información adicional con indicación expresa de la dirección de las observaciones; p. ej. "VIS 2000 M TO S".

Cuando la visibilidad es menor de 500 m debe expresarse en intervalos de 50 m en formato VIS 350M; cuando es de 500 o más, pero menos de 5 km, en intervalos de 100 m; cuando es de 5 km o más, pero menos de 10 km, en intervalos de 1 km en formato VIS 7KM; y cuando es de 10 km o más deberá expresarse como 10 km, excepto cuando rijan las condiciones que prescriben el empleo de CAVOK (RT [C.3.1] 4.6.4).

Se aplican los métodos descritos en el Capítulo 9 de la Parte I. Las observaciones de visibilidad meteorológica ha de realizarlas un observador dotado de visión "normal", que observe las marcas o señales seleccionadas que presentan características específicas situadas a distancias conocidas de la estación meteorológica. Esas observaciones también pueden realizarse utilizando instrumentos de medición de la visibilidad como transmisómetros y difusómetros. La ubicación de los puestos de observación debe elegirse de manera que pueda verse en todo momento la totalidad del aeródromo, comprendidas todas las pistas.

Cuando se utilizan transmisómetros para medir la visibilidad, para las operaciones aeronáuticas es apropiada una longitud de la línea de base de 75 m. Sin embargo, si el instrumento ha de emplearse también para medir el RVR, la longitud de la línea de base debe elegirse teniendo en cuenta las categorías de operaciones que rigen en el aeródromo.

2.4 Alcance visual en la pista

2.4.1 Generalidades

El alcance visual en la pista (RVR) se define como la distancia máxima a la que el piloto de un avión situado sobre el eje de una pista puede ver las señales de superficie de la misma o las luces que la delimitan o que identifican su eje. Esto se trata en RT [C.3.1] 4.7. Se recomienda que esa medición se realice durante los períodos en que la visibilidad horizontal es inferior a 1.500 metros.

Se considera que el nivel medio de los ojos del piloto de un avión situado sobre el eje de una pista corresponde a una altura de 5 metros, aproximadamente. Cabe señalar que para los grandes aviones de transporte la altura de los ojos del piloto puede alcanzar al menos 10 metros. En la práctica, el RVR no puede medirse directamente a partir de la posición del piloto que mira el eje de la pista, sino que constituye una estimación de lo que el piloto vería desde esa posición.

Cada vez que haya un cambio en el RVR en concordancia con la escala de notificación, deberá comunicarse a los servicios de tránsito aéreo. La transmisión de esos informes debe quedar terminada normalmente en los 15 segundos que siguen al fin de la observación. Esa información debe facilitarse en lenguaje claro.

2.4.2 Métodos de observación

El RVR puede medirse indirectamente, bien por medio de observadores con equipo suplementario o sin él, o mediante equipo instrumental, como el transmisómetro

o los sensores que miden la luz difusa, o por televisión. En los aeródromos internacionales, en los que se realizan aproximaciones de precisión y, en particular, se llevan a cabo operaciones de Categorías II, III A y III B, las mediciones del RVR deben efectuarse continuamente utilizando los instrumentos apropiados.

2.4.2.1 MEDICIONES EFECTUADAS POR OBSERVADORES

El simple recuento de las luces de la pista visibles con niebla (o de las luces instaladas especialmente paralelas a la pista con tal fin) por los observadores puede constituir un método sencillo y conveniente para determinar el alcance visual en la pista. Pero este método tiene la limitación que supone la capacidad de resolución del ojo humano, que a partir de cierta distancia (que depende del observador) no permite ya distinguir y contar las luces de la pista.

Como la posición del observador cuando examina las luces de la pista no es la misma que la del piloto, es esencial utilizar curvas de conversión para determinar el verdadero RVR. Para evaluar el RVR durante el día también pueden utilizarse paneles indicadores concebidos especialmente, situados a lo largo de la pista.

2.4.2.2 MEDICIÓN POR TELEVISIÓN

Para determinar el RVR por el método de televisión se utiliza una cámara y un receptor de televisión para observar las marcas consistentes en luces, lámparas especiales o balizas dispuestas a lo largo de la pista. En general se utilizan dos métodos.

En uno de ellos se emplea una cámara de televisión situada a 5 metros de altura, con una hilera de luces idénticas a las de la pista, a 75 metros del borde y paralela a ella. Las cámaras se sitúan a lo largo de las pistas, en los puntos especificados para las mediciones del RVR. Las luces se colocan a distancias predeterminadas, como las que se recomiendan en RT [C.3.1] 4.7. Para examinar grupos de tres luces, iluminadas sucesivamente (luces 1-2-3, luego 2-3-4, etc.) se emplean lentes especiales (zoom con enfoque automático). El observador utiliza una pantalla de televisión para identificar el grupo de luces más próximo, en el que sólo dos de ellas son visibles, no pudiendo verse la tercera a causa de la niebla. La distancia entre la cámara y la segunda luz representa el alcance visual en la pista.

En otro sistema se emplea una cámara de televisión además de los transmisómetros, con el fin de detectar bancos o capas de niebla. A lo largo de una pista se observa la hilera de luces con una cámara situada a 1,20 m de altura. En otra pista, con una cámara colocada cerca de la zona de toma de contacto se observa una hilera especial de luces de la pista. Si estas cámaras detectan bancos o capas de niebla, el RVR calculado (por transmisómetro) puede modificarse manualmente.

2.4.2.3 MEDICIÓN POR TRANSMISÓMETRO

El instrumento más utilizado en la actualidad para determinar el RVR es el transmisómetro, que mide el factor

de transmisión a lo largo de un recorrido finito a través de la atmósfera. Véase el Capítulo 9 de la Parte I de esta Guía:

- a) RVR cuando predominan las luces de la pista: el RVR depende del factor de transmisión del aire, de la intensidad de las luces de la pista y del umbral de iluminancia del observador (y del piloto), el cual depende a su vez de la luminancia de fondo. Puede calcularse mediante la fórmula:

$$E_t = I R^{-2} T^{R/a} \quad (2.1)$$

donde E_t es el umbral visual de iluminancia del observador (del piloto), que depende de la luminancia de fondo; I es la intensidad efectiva de las luces del eje o de los bordes hacia el observador (o el piloto); T es el factor de transmisión, medido por el transmisómetro; R es el alcance visual en la pista (RVR); y a es la línea de base del transmisómetro o trayecto recorrido por la luz.

En la práctica, el RVR puede determinarse utilizando tablas o, preferentemente, equipo automático con indicación digital del alcance visual en la pista. Este debe calcularse para cada pista por separado, de conformidad con RT [C.3.1] 4.7.8;

- b) Determinación del RVR por contraste: cuando en lugar de luces se utilizan señales indicadoras que sirven de guía a los pilotos en las maniobras de aterrizaje y despegue, la determinación del alcance visual en la pista debe basarse en el contraste de indicadores específicos contra el fondo. Como base para los cálculos debe utilizarse un umbral de contraste de 0,05. La fórmula es:

$$R = a \frac{\ln 0,05}{\ln T} \quad (2.2)$$

donde R es el alcance visual en la pista por contraste.

2.4.2.4 MEDICIÓN POR DIFUSIÓN PROGRESIVA O RETRODIFUSIÓN

En el Capítulo 9 de la Parte I, se describen los instrumentos para medir el coeficiente de difusión progresiva o retrodifusión, así como sus inconvenientes. Su utilización en aeronáutica para medir el RVR no se basa en una larga experiencia, pero en estudios recientes se ha demostrado el valor de los instrumentos de difusión progresiva.

2.4.3 Instrumentos y exposición

2.4.3.1 TRANSMISÓMETROS

En el Capítulo 9 de la Parte I, se hace una descripción de los transmisómetros, su instalación en el emplazamiento, el mantenimiento y las fuentes de error, con referencia a otras publicaciones.

El sistema de transmisómetro consiste en un proyector que arroja luz de intensidad conocida sobre un aparato reflector fotoeléctrico situado a determinada distancia del proyector. Las variaciones de transmisión

atmosférica, debidas a niebla o calima, etc., se miden y registran continuamente. El instrumento se calibra para proporcionar una lectura directa, y expresa el factor de transmisión en porcentaje.

El transmisor y el receptor deben montarse a la misma altura sobre soportes rígidos, seguros y duraderos y, de ser posible, irrompibles, y de tal modo que las vibraciones del terreno, la escarcha, las diferentes temperaturas de calentamiento de las torres, etc., no afecten adversamente la alineación de las dos unidades. La altura del recorrido óptico no debe ser inferior a 2,5 metros por encima del nivel de la pista.

En un tipo de transmisómetro, el transmisor y el receptor se encuentran juntos (véase el Capítulo 9 de la Parte I). En este caso, se instala un reflector (por ejemplo, espejo) en el lugar en que se encuentra el receptor. La luz recorre un trayecto de ida y vuelta, y la longitud de la línea de base es el doble de la distancia entre el transmisor/receptor y el reflector. El transmisómetro puede tener una base simple o doble, según se utilicen uno o dos receptores o retrorreflectores situados a distancias diferentes.

La longitud de la línea de base del transmisómetro, es decir, la longitud del recorrido óptico del haz luminoso entre el transmisor y el receptor, determina la gama de medición del RVR. Para un RVR comprendido entre 50 y 1.500 metros, las longitudes de la línea de base más utilizadas están comprendidas entre 15 y 75 metros.

Sin embargo, cuanto más corta es la longitud de la línea de base del transmisómetro mayor deberá ser la precisión de la medición del factor de transmisión y mejor la linealidad del sistema. Si por razones de aterrizaje en las Categoría II y III hay que medir valores bajos del RVR deberá optarse por un transmisómetro de poca base. Sin embargo, el máximo del RVR mensurable será entonces relativamente bajo. Habrá que hallar un término medio. Existen transmisómetros de doble base, que permiten una gama más amplia de medición eligiendo una base u otra, pero al conmutar las líneas de base hay que asegurarse de que las mediciones del RVR sean coherentes entre sí.

Pueden medirse valores más altos del RVR utilizando longitudes de la línea de base del transmisómetro más largas, pero para ello se requiere una mayor potencia luminosa en la transmisión, a fin de compensar la atenuación de la luz entre el transmisor y el receptor en caso de niebla densa, y el ángulo de recepción habrá de ser más estrecho para evitar fenómenos de difusión parásita. La medición de las señales más débiles depende también del ruido de fondo del equipo de medición.

Los órganos que prestan servicios de tránsito aéreo y de información aeronáutica en el aeródromo deberán ser informados sin demora de los cambios que se produzcan en el funcionamiento del sistema de observación del RVR.

Las observaciones del alcance visual en la pista deben realizarse a una distancia lateral del eje de la misma no superior a 120 metros. El emplazamiento para

observaciones representativas de la zona de aterrizaje debe encontrarse a unos 300 metros del umbral, a lo largo de la pista. Los emplazamientos para observaciones representativas del centro y de los extremos de la pista deben encontrarse a una distancia de 1.000 a 1.500 metros del umbral a lo largo de la pista, y de unos 300 metros del otro extremo de la pista. La posición exacta de las instalaciones y, si es necesario, de otras instalaciones adicionales (en el caso de pistas largas), debe determinarse después de considerar los factores aeronáuticos, meteorológicos y climatológicos, como zonas pantanosas y otras zonas propensas a la formación de nieblas.

En general, los transmisómetros tienen sus ejes orientados paralelamente a la pista. No obstante, deben evitarse los rayos solares directos, pues pueden causar daños. Por consiguiente, el eje óptico debe orientarse en una dirección aproximada norte-sur (para latitudes inferiores a 50°), o bien utilizarse un sistema de protección.

Normalmente se utiliza un ordenador para calcular el RVR en varios puntos de medición y visualizar las mediciones en la pantalla junto con la hora de observación, los factores de transmisión, la luminancia medida en uno o varios puntos del aeródromo, y la intensidad luminosa en la pista. Los datos se transmiten a paneles de visualización en los servicios de tránsito aéreo, servicios meteorológicos y otros interesados, o a impresoras para archivarlos.

La intensidad de la luz en la pista debe introducirse automáticamente en el ordenador con arreglo al procedimiento descrito en RT [C.3.1] o según el acuerdo concertado entre los servicios de tránsito aéreo y el servicio meteorológico local.

También pueden emplearse registradores gráficos analógicos o digitales (con base de tiempo) para los factores de transmisión T y la luminancia de fondo I . Una visualización gráfica del RVR debe mostrar también debidamente el registro de E_t e I (véase la ecuación 2.1)

2.4.3.2 SENSOR DE LUMINANCIA DE FONDO

Para calcular el RVR debe conocerse el umbral de luminancia E_t . El sensor de luminancia de fondo ha de situarse al final de la pista en la que están instalados uno o más transmisómetros. En el aeropuerto pueden instalarse uno o más sensores de luminancia, según el tamaño de la instalación de transmisómetros y el número de pistas abarcadas.

El sensor de luminancia de fondo mide la luminancia del horizonte o del cielo en la dirección opuesta al Sol. En el Adjunto D de OMM (1992) y en OACI (1981) se muestra la curva de conversión de la luminancia de fondo respecto del umbral de iluminación. Una de las relaciones utilizadas para esta curva es:

$$\log_{10} E_t = 0,8875 \log_{10} L - 6,95 \quad (2.3)$$

donde L es la luminancia del horizonte.

El sensor de luminancia de fondo consiste en un fotodiodo situado en el punto focal de una lente con una

apertura angular del orden de 10° a 20°, orientada en sentido norte-sur (para evitar los rayos solares directos) y con un ángulo de elevación de 30° a 45° aproximadamente con respecto al horizonte.

En el cálculo del RVR se introducen los valores de los umbrales de iluminancia, bien continuamente o bien por pasos (de 2 a 4). Véase el Adjunto D de RT [C.3.1].

2.4.4 Comprobación de los instrumentos

Es esencial efectuar regularmente comprobaciones periódicas de todos los componentes del sistema transmisométrico RVR para asegurar el funcionamiento y la calibración adecuados del mismo. En general, las instrucciones proporcionadas por los fabricantes y las empresas técnicas que producen esos equipos contienen información detallada sobre tales comprobaciones e indican las medidas correctoras que deben adoptarse cuando no se cumplen las tolerancias especificadas de los instrumentos. Con tiempo despejado, cuando la visibilidad es mayor de 10 a 15 km, resulta sencillo comprobar si el equipo indica una transmisividad aproximada al 100 por ciento. (Véase el Capítulo 9 de la Parte I).

El mantenimiento y la calibración correctos son necesarios para:

- evitar la suciedad en las superficies ópticas;
- controlar las variaciones de la intensidad luminosa del transmisor;
- evitar desviaciones después de la calibración;
- controlar la alineación de los transmisores y de los receptores en el caso de los transmisómetros.

En emplazamientos muy contaminados el mantenimiento ha de ser más frecuente.

Durante el mantenimiento no debe ponerse fuera de servicio todo el equipo al mismo tiempo, y la interrupción no debe durar mucho, sobre todo en períodos en que se prevé niebla.

Si la niebla persiste durante varios días consecutivos, debe realizarse una comprobación del proyector para asegurarse de que su intensidad luminosa es uniforme y que el ajuste del equipo sigue siendo correcto. La comprobación de los ajustes visuales es muy difícil, si no imposible, en una situación de niebla densa; por consiguiente, es indispensable que los instrumentos sean mecánicamente fiables y ópticamente estables.

2.4.5 Visualización de los datos

La renovación de la visualización de los datos del RVR para los servicios interesados se efectúa según los acuerdos locales en vigor: entre cada 15 y 60 segundos, e incluso cada 2 minutos, a veces. Los cambios en el RVR deben transmitirse normalmente en los 15 segundos que siguen al fin de la observación.

2.4.6 Precisión y fiabilidad de las mediciones del RVR

Cuando se emplean sensores de luz difusa, en lugar de transmisómetros, las ecuaciones del RVR son aceptables en el caso de finas gotas de agua y de niebla, pero no

cuando la visibilidad se reduce a causa de otros hidrometeoros, como niebla engelante, lluvia, nieve o litometeoros (tempestades de arena). Las mediciones del AOM y del RVR han de utilizarse, pues, con mucha cautela, por no haberse aceptado todavía relaciones satisfactorias para tales casos.

La diferencia entre el RVR estimado por un piloto y el valor medido puede ser del 15 al 20 por ciento, con una desviación típica supuesta no superior al 10 por ciento. En el caso de la determinación por observadores, existen diferencias en el umbral visual y en las condiciones de observación que, conjuntamente, pueden dar lugar a disparidades en el alcance visual comunicado del 15 al 20 por ciento.

Las mediciones del RVR en que se utilizan transmisómetros o difusómetros sólo son representativas de un pequeño volumen de la atmósfera. En vista de las considerables fluctuaciones de la densidad de la niebla, tanto en el tiempo como en el espacio, es esencial establecer un valor medio basado en un gran número de muestras o mediciones. Los rápidos cambios en el RVR pueden originar dificultades para los ATS cuando transmiten la información a las aeronaves. Por tales razones, se recomienda un período de promediación comprendido entre 30 segundos y 1 minuto, en el procesamiento por el ordenador asociado al equipo en forma de una media o media móvil.

La diferencia entre el RVR obtenido por un observador o por un equipo instrumental y el RVR verdadero no debe exceder normalmente de los límites especificados en el Adjunto B de RT [C.3.1].

2.5 Tiempo presente

Las observaciones y la detección del tiempo presente se tratan en el Capítulo 14 de la Parte I, y los procedimientos se describen en RT [C.3.1] 4. 8. En aviación, lo que interesa sobre todo es la observación y la información relativa a la aparición, disipación, intensidad y localización de fenómenos significativos para el funcionamiento seguro de las aeronaves; p. ej., tormentas, precipitación engelante y elementos que restringen la visibilidad de vuelo.

Para el despegue y el aterrizaje, la información del tiempo presente debe ser representativa, en la medida de lo posible, de las condiciones en la zona de despegue y ascenso y en la zona de aproximación y aterrizaje. Para la información difundida fuera del aeródromo, las observaciones de tiempo presente deben ser representativas del aeródromo y sus inmediaciones.

La mayoría de las observaciones del tiempo presente se efectúan por medios visuales. Debe tenerse cuidado para elegir emplazamientos de observación que permitan una visión adecuada en todas las direcciones desde la estación. Pueden utilizarse instrumentos para apoyar las observaciones humanas, especialmente cuando se trata de medir la intensidad de las precipitaciones.

Se puede considerar el empleo de detectores para determinar el tipo de precipitación (lluvia, nieve,

llovizna, etc.) u otros fenómenos que reducen la visibilidad (niebla, neblina, humo, polvo, etc.) para apoyar al observador humano o con fines de automatización. Esos detectores se basan fundamentalmente en la medición del coeficiente de extinción o centelleo, y también pueden utilizar relaciones entre fenómenos meteorológicos y otras magnitudes tales como la humedad. Actualmente no existe ningún acuerdo internacional sobre los algoritmos utilizados en el tratamiento de los datos para identificar esos fenómenos. Ese equipo no es realmente indispensable en meteorología aeronáutica, en la que sí se requiere la presencia de observadores humanos.

En OMM (1975, 1987 y 1995) se describen los fenómenos comunicados en tiempo presente.

Las especificaciones sobre informes especiales relativos al tiempo presente figuran en RT [C.3.1] 4. 8. Las abreviaturas y las cifras de clave utilizadas en informes en lenguaje claro METAR o SPECI aparecen en RT [C.3.1] 4.8.4.

2.6 Nubes

2.6.1 Generalidades

Las observaciones y las mediciones de las nubes se tratan en el Capítulo 15 de la Parte I. Para las aplicaciones aeronáuticas (véase RT [C.3.1] 4.9), la información sobre las nubes (base, tipo, altura) ha de ser representativa del aeródromo y sus inmediaciones, y en los informes para el aterrizaje, sobre la zona de aproximación. Cuando se suministra información sobre la nubosidad para el aterrizaje de aviones en pistas para aproximaciones de precisión, esa información debe ser representativa de las condiciones correspondientes a la posición del indicador medio del sistema de aterrizaje por instrumentos (ILS).

En caso de cielo oscurecido o no visible, la altura de la base de las nubes se sustituye por una visibilidad vertical comunicada en formato VER VIS XXX m. También se utilizan en los informes los términos CAVOK y SKC (cielo despejado) (RT [C.3.1] 4.9.5.11).

La altura de la base de las nubes debe notificarse normalmente tomando como referencia la elevación del aeródromo. No obstante, cuando se utilice una pista para aproximaciones de precisión que presente una elevación en el umbral de 15 m o más por debajo de la elevación del aeródromo, deberán concertarse acuerdos locales para notificar a las aeronaves que llegan la altura de las nubes referida a la elevación del umbral.

2.6.2 Métodos de observación

Los principales métodos utilizados para determinar la altura de la base de las nubes son:

- a) proyector de la base de las nubes;
- b) nefobasímetro de haz rotatorio;
- c) nefobasímetro láser;
- d) globos de techo de nubes;
- e) estimación visual;
- f) informes de aeronaves.

La altura de la base de las nubes debe obtenerse siempre que sea posible por mediciones.

En aeródromos de mucho tráfico, o en aeropuertos internacionales provistos de sistemas de aproximación de precisión, las mediciones de la base de las nubes deben efectuarse automáticamente, a fin de disponer en forma continua de esa información y de los cambios que se produzcan.

El método de globos de techo de nubes es demasiado lento y propenso a errores para utilizarlo normalmente en la medición de la altura de la base de las nubes en los aeródromos, y el método visual también es muy propenso a errores, particularmente de noche, para utilizarlo cuando las observaciones son esenciales. Los informes de aeronave sobre la altura de la base de las nubes pueden proporcionar información suplementaria útil al observador. Debe tenerse cuidado al interpretar la información de los pilotos, porque puede haberse recogido a varios kilómetros del punto de observación en superficie.

2.6.3 *Precisión de las mediciones de la altura de la base de las nubes*

La naturaleza difusa, rasgada y fluctuante de numerosas bases de nubes impone una limitación al grado de precisión con que pueden medirse las alturas de la base de las nubes. Las mediciones aisladas o poco frecuentes, como las que se obtienen utilizando globos para medir la altura de la base de las nubes, pueden no ser representativas de las condiciones generales de nubosidad. Para lograr la mejor estimación hay que estudiar un registro casi continuo durante un período de varios minutos, proporcionado por uno de los instrumentos mencionados anteriormente.

La precisión de las mediciones por instrumentos indicadas por los fabricantes se obtiene normalmente utilizando objetivos sólidos o artificiales. Pero es más difícil conseguir la precisión operativa, debido al carácter inestable de la base de las nubes.

2.7 **Temperatura del aire**

En el Capítulo 2 de la Parte I figura una exposición general de los instrumentos y métodos de observación de la temperatura del aire. Para los fines de navegación aérea (véase RT [C.3.1] 4.10) es necesario conocer la temperatura del aire sobre la pista. Normalmente, los datos obtenidos con garitas bien situadas y debidamente ventiladas proporcionan aproximaciones suficientes de los valores requeridos. Las rápidas fluctuaciones de la temperatura del aire (2 a 3° cada media hora) deben notificarse inmediatamente a los ATS, sobre todo en las zonas tropicales y subtropicales.

Los sensores termométricos deben exponerse de manera que no resulten afectados por las aeronaves en movimiento o estacionadas, y deben proporcionar valores representativos de las condiciones generales por encima de las pistas. Sería preferible utilizar termómetros cuya constante de tiempo fuera de 30 a 60 segundos, para evitar fluctuaciones excesivamente pequeñas de la temperatura (viento medio de 5 m s⁻¹). Los sistemas de

indicación y registro a distancia presentan ventajas. Las mediciones de la temperatura se integran cada vez más en estaciones automáticas o sistemas de acopio de datos, y se presentan en forma digital. La temperatura mostrada debe representar un valor medio sobre 1 a 10 minutos, obtenido después de la linealización de la señal de salida del sensor. El valor obtenido debe redondearse al grado entero más próximo para usos aeronáuticos.

2.8 **Punto de rocío**

En las estaciones aeronáuticas, la humedad atmosférica se expresa normalmente en términos de temperatura del punto de rocío. El valor se redondea al grado entero más próximo, como en el caso de la temperatura del aire. Los procedimientos se prescriben en RT [C.3.1] 4.10.

El equipo instrumental utilizado normalmente en las observaciones manuales es el psicrómetro. Los métodos de observación se describen en el Capítulo 4 de la Parte I. Se prefiere el psicrómetro de tipo ventilado.

Los sensores de temperatura de resistencia variable permiten utilizar indicadores y registradores a distancia. También se emplean otros tipos de instrumentos:

- a) células de cloruro de litio, que miden la temperatura a la que una solución de cloruro de litio se encuentra en equilibrio con la humedad del aire ambiente;
- b) sensores capacitivos, basados en la medición de la capacidad de un condensador, en la que el valor del dieléctrico constituido por un polímero varía en función del contenido en vapor de agua del aire ambiente;
- c) higrómetros de punto de rocío, que miden la temperatura con la que se produce en un espejo un ligero depósito de rocío. El espejo se calienta o enfría, la mayoría de las veces por el efecto Peltier, a fin de obtener el punto de equilibrio en que se deposita el rocío. El espejo se utiliza con un sistema fotoeléctrico asociado de detección del rocío.

2.9 **Presión atmosférica**

2.9.1 *Generalidades*

En el Capítulo 3 de la Parte I figura una reseña general sobre las observaciones de la presión atmosférica; las prescripciones para la aviación se encuentran en RT [C.3.1] 4.11. Las mediciones de presión para ajustar los altímetros de las aeronaves son esenciales en una estación aeronáutica. Se calculan con una precisión de una décima de hPa (hectopascal). En el código Q se designan por sus abreviaturas QFE y QNH, donde:

- a) QFE es la presión a una altitud correspondiente a la altitud oficial del aeródromo;
- b) QNH es el valor de la presión a la que debe ajustarse el altímetro de un avión para que indique la altitud oficial del aeródromo cuando el avión se encuentra posado sobre el suelo del mismo. El QNH se calcula utilizando el valor del QFE y la relación entre la presión y la altitud de la atmósfera tipo de la OACI.

En la Figura 2.1 se indica la relación entre QFE y QNH.

Los valores medidos se redondean al hectopascal entero más próximo. Si se producen rápidos cambios importantes de presión se deben notificar a los ATS.

2.9.2 **Instrumentos y exposición**

El equipo instrumental empleado en una estación aeronáutica para la medición de la presión es idéntico al de una estación sinóptica, excepto que con frecuencia se utilizan más los barómetros aneroides de precisión por razones de comodidad y debido a la velocidad de lectura en las observaciones rutinarias. Sin embargo, las estaciones aeronáuticas deben estar equipadas con un barómetro de mercurio o un barómetro aneroides adicional, de manera que las observaciones puedan compararse con otra referencia. Debe mantenerse un programa regular de contraste de estos instrumentos con otro instrumento normalizado. En las estaciones automáticas se utilizan barómetros de salida y visualización digitales formados por cápsulas aneroides. Procede comprobar con regularidad su precisión, y la constancia de ésta en el tiempo, y es sumamente conveniente que en una estación automática haya dos o tres sensores separados, con los medios necesarios para compararlos automáticamente.

Las condiciones de exposición de los barómetros en una estación aeronáutica son las mismas que las que se aplican en una estación sinóptica. Si los aparatos deben instalarse en una atmósfera artificial, como la de una habitación con aire acondicionado, conviene que el sensor posea un respiradero hacia el exterior, utilizando una toma de aire estático de tipo Pitot debidamente situada.

Para la obtención de valores de QNH existen instrumentos de lectura directa que pueden utilizarse ventajosamente en lugar de los barómetros aneroides o de mercurio ordinarios, que requieren el empleo de tablas

para la obtención de los mencionados valores de QNH. Las lecturas obtenidas con estos instrumentos han de contrastarse periódicamente con los valores de QNH calculados a partir de las mediciones del barómetro de mercurio.

2.9.3 **Precisión y correcciones de las mediciones de presión**

Los valores de presión utilizados para el ajuste de los altímetros de los aviones deben tener una precisión superior a $\pm 0,5$ hPa o mejor. Deben efectuarse todas las correcciones aplicables a las lecturas del barómetro de mercurio, y también han de aplicarse a todos los valores obtenidos con estos últimos instrumentos, las correcciones establecidas mediante comparaciones periódicas entre los instrumentos de mercurio y aneroides empleados corrientemente en las observaciones. Cuando en las torres de los ATS se empleen altímetros aneroides, se deberá proceder a correcciones diferentes de las aplicadas en la estación de observación con objeto de reducir la presión al nivel oficial del aeródromo o de la pista (RT [C.3.1.] 4.11).

Con el fin de determinar los valores de la presión utilizados para el ajuste de los altímetros se deberá tomar como nivel de referencia la altitud oficial del aeródromo. Para las pistas con aproximación de precisión cuyo umbral se encuentre a 2 m o más por debajo de la altitud oficial del aeródromo, el valor de QFE, si se proporciona, deberá darse con referencia a la altitud del umbral correspondiente.

2.10 **Información adicional importante en los aeródromos**

2.10.1 **Generalidades**

Las observaciones efectuadas en las estaciones aeronáuticas deben incluir también toda la información

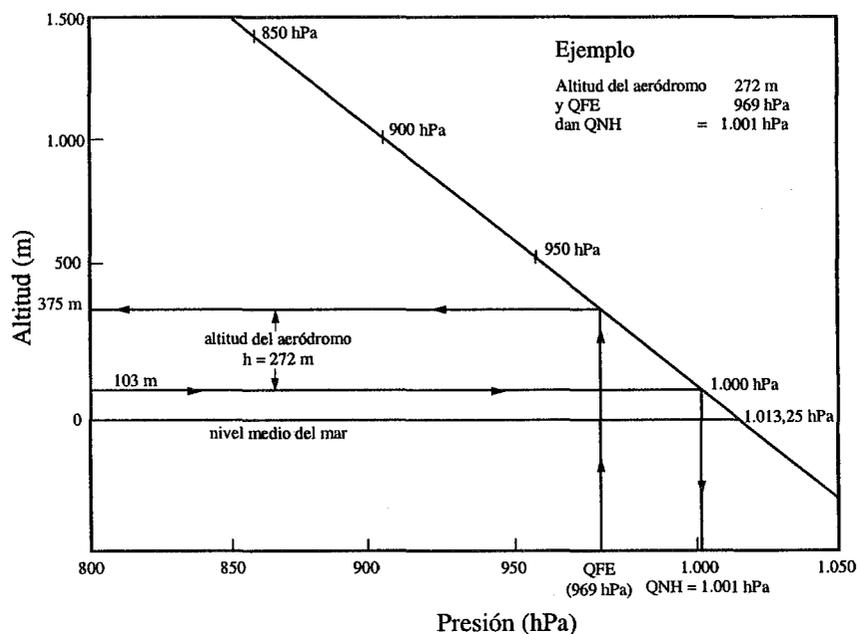


Figura 2.1 – La relación entre QFE y QNH.

disponible sobre las condiciones meteorológicas en las zonas de aproximación y ascenso relativas a la localización de cumulonimbus o tormentas, turbulencias moderadas o fuertes, y cizalladura del viento horizontal y/o vertical, así como variaciones significativas del viento a lo largo de la trayectoria de vuelo, granizo, líneas de turbonada intensas, engelamiento moderado o fuerte, precipitación engelante, ondas de montaña acusadas, tempestades de arena, tempestades de polvo, ventisca alta o nubes de embudo (tornados o trombas marinas), p. ej., VIENTO EN SUPERFICIE 320/10, VIENTO A 60M 360/25 EN APROX. o TURB MOD Y HIELO INC. AL DESPEGUE.

2.10.2 Alcance visual oblicuo

A pesar de los estudios realizados en varios países, en la práctica no se dispone realmente de ningún instrumento para medir el alcance visual oblicuo. Con la rápida evolución tecnológica de los sistemas de aterrizaje en todo tiempo, es posible reducir los mínimos impuestos para el aterrizaje en los aeródromos (Categorías II, III A y III B), por lo que este parámetro se ha considerado cada vez menos importante. No se ha establecido ninguna recomendación para medir este parámetro.

2.10.3 Cizalladura del viento

La cizalladura del viento es un cambio de velocidad y/o de dirección del viento en el espacio (incluidas corrientes ascendentes y descendentes). La intensidad de la cizalladura del viento puede clasificarse como débil, moderada, fuerte o violenta, según sus efectos para la aeronave. La cizalladura del viento en capas bajas, que puede afectar a las operaciones de aterrizaje y despegue, puede producirse como un gradiente del viento vertical en las capas inferiores de una atmósfera térmicamente estable, o bien puede deberse a efectos de obstáculos y superficies frontales sobre la corriente del viento, al efecto de brisas terrestres y marinas, y a las condiciones del viento en las nubes de convección y alrededor de ellas, sobre todo cuando son tormentosas. Las tempestades violentas son con mucho la principal causa de la cizalladura del viento en las capas bajas, y también motivo de accidentes fatales para las aeronaves, tanto en el momento de la aproximación como en el del aterrizaje o el despegue.

La redacción y la difusión de avisos de cizalladura del viento en las trayectorias de ascenso y aproximación se tratan en RT [C.3.1.] 4.12.

La medición de la cizalladura del viento vertical se describe en el Capítulo 5 de la Parte I. Puede medirse directamente con anemómetros instalados en pequeños mástiles, que han de encontrarse a cierta distancia del aeródromo. Entre los sistemas de teledetección figuran el lidar, el Doppler, el sodar y el perfilador del viento. El lidar utiliza luz láser, el sodar se basa en radiación acústica, y el radar perfilador del viento emplea una radiación electromagnética a una frecuencia en torno a 50 MHz, 400 MHz o 1.000 MHz.

La cizalladura del viento en el plano horizontal se detecta normalmente mediante un sistema de anemómetros distribuidos por todo el aeródromo. Este sistema se denomina LLWSAS (Low Level Wind Shear Alert System). Utilizando algoritmos tratados por ordenador pueden transmitirse avisos de cizalladura del viento. Este sistema se emplea particularmente en regiones tropicales y subtropicales, donde se producen frecuentes e intensas tempestades.

En OACI (1987) se trata este aspecto en su conjunto.

Como las técnicas para detectar la cizalladura del viento son nuevas y todavía están evolucionando, la CIMO no ha establecido aún recomendaciones ni criterios al respecto.

2.10.4 Inversiones de temperatura acusadas

Cuando se disponga de información sobre las inversiones de temperatura acusadas que excedan de 10°C entre la superficie y niveles de hasta 300 m, deben facilitarse. Los datos se obtienen normalmente por radiosondas a bordo de globos, teledetección o inferencia meteorológica.

2.11 Sistemas automáticos de observación meteorológica

En las estaciones aeronáuticas también se emplean sistemas instrumentales diseñados especialmente para la medición, el procesamiento, la indicación y el registro de valores a distancia de los diversos parámetros meteorológicos representativos de las zonas de aproximación, aterrizaje, despegue, y de las condiciones generales de la pista en el aeropuerto (RT [C.3.1.] 4.1).

Esos sistemas automáticos comprenden:

- un sistema de acopio para la conversión de las mediciones analógicas eléctricas (V, mA, resistencia, capacitancia) en valores digitales en las unidades apropiadas, y para la introducción directa de datos digitales;
- un equipo de procesamiento previo de datos (promediación de lecturas en un período de tiempo de uno a diez minutos, según el parámetro medido, y los valores mínimos, máximos y medios de los diversos parámetros);
- un ordenador utilizado, por ejemplo, para preparar informes SYNOP, METAR y SPECI, y programas informáticos de telecomunicaciones.

El observador debe poder incluir en esos informes parámetros que no pueda medir la estación automática, y que pueden comprender el tiempo presente, el tiempo pasado, las nubes (tipo y cantidad) y, a veces, la visibilidad. Por lo tanto, esas estaciones son para la aviación únicamente un medio auxiliar de adquirir datos meteorológicos, y no pueden funcionar sin observadores.

Los instrumentos de la estación automática deben contrastarse diariamente con otros instrumentos, en particular el barómetro. Es necesario realizar controles de calidad, que se recomiendan para evitar importantes

errores y desviaciones del equipo. Las mediciones realizadas por estaciones automáticas se tratan en detalle en el Capítulo 1 de la Parte II de esta *Guía*.

2.12 Radar

En los aeródromos de mucho tránsito, el radar meteorológico es ahora indispensable porque proporciona una protección eficaz, permanente y en tiempo real, produciendo observaciones complementarias de las observaciones meteorológicas habituales para aterrizajes y despegues. El radar permite dar información sobre una zona más amplia, que puede llegar hasta 150 ó 200 km. También constituye una ayuda para la predicción a corto plazo (la hora u horas que siguen a la observación) (ayuda posible para preparar el informe TREND).

Los ecos recibidos se interpretan para determinar el tipo de precipitación en torno a la estación: precipitaciones procedentes de nubes de stratus o convectivas, precipitaciones de carácter aislado o en línea, o asociadas a tormentas, y en ciertas condiciones, detección de precipitaciones en forma de nieve o granizo. La imagen recibida permite seguir la trayectoria de líneas de turbadas o frentes, y controlar su desarrollo (intensificación o debilitamiento). Si el radar está provisto de un sistema Doppler, puede calcularse la velocidad y la dirección de movimiento de esos ecos.

Los radares más utilizados operan en longitudes de onda de 3; 5 ó 10 cm. La elección depende de la región del globo y de la finalidad perseguida, pero actualmente se tiende en general a utilizar la longitud de onda de 5 cm.

En ciertas regiones, los centros principales reúnen imágenes de radar procedentes de una serie de estaciones de radar distribuidas por el país o la región, y los incorporan en una imagen compuesta. También se intercambian imágenes entre los diversos centros, con el fin de proporcionar la protección por radar de la zona más amplia posible.

En el Capítulo 9 de la Parte II de la *Guía* figura una descripción general de las observaciones por radar.

2.13 Detector de hielos

Este tipo de instrumento, descrito en el Capítulo 14 de la Parte I, está instalado en varios aeródromos para proporcionar información sobre el estado de las pistas en invierno. Con frecuencia se miden o detectan la temperatura en la superficie y a varios centímetros por debajo de la pista; la presencia de nieve, agua, hielo liso o hielo blanco; y la presencia de sales o de productos que se funden. Esos sensores, que revisten la forma de unidades compactas, se colocan en cierto número de puntos de las pistas o calles de rodaje; su número depende del tamaño del aeródromo y de la cantidad de pistas que se desee proteger. También se colocan cerca de la pista sensores atmosféricos para medir la

temperatura y la humedad del aire, el viento y la precipitación.

Un sistema de acopio y procesamiento de datos permite visualizar los parámetros medidos y su evolución en el tiempo. Según el tipo de programación utilizado, los sistemas de aviso alertan a la autoridad aeroportuaria responsable de las operaciones, de la presencia de hielo liso o de la predicción de condiciones peligrosas para la aviación.

2.14 Detección de descargas eléctricas

En los últimos años se han desarrollado sistemas de localización de tormentas basados en la detección de la radiación electromagnética en bajas frecuencias resultantes de descargas eléctricas (véase el Capítulo 7 de la Parte II de esta *Guía*). Esos sistemas miden el tiempo que tarda en llegar la señal, o la dirección de la que procede. Algunos analizan asimismo las características de cada impulso radioeléctrico para identificar las descargas eléctricas de la nube a tierra. En algunas regiones se han instalado varios de esos dispositivos para medir y localizar dichos fenómenos en una zona de 50 a 100 km alrededor de los aeródromos.

Sin embargo, esos sistemas no se han generalizado todavía mucho en los aeródromos, por lo que aún no se ha formulado ninguna recomendación con respecto a ellos.

Referencias

- Organización de Aviación Civil Internacional, 1981: *Manual of Runway Visual Range Observing and Reporting Practices*. Document 9328/AN/908, Montreal.
- Organización de Aviación Civil Internacional, 1987: *Wind Shear*. Circular 186-AN/122, Montreal.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1984: *Directivas de orientación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa*. Tercera edición, OMM-Nº 258, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Atlas Internacional de Nubes*. Volumen II, OMM-Nº 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos*. OMM-Nº 731, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Reglamento Técnico*. Volumen II, Capítulo [C.3.1], OMM-Nº 49, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*. OMM-Nº 306, Ginebra.

CAPÍTULO 3 — OBSERVACIONES DESDE AERONAVES

	<i>Página</i>
3.1	Generalidades II.3-1
3.2	Medición de la velocidad y dirección del viento II.3-1
3.3	Medición de la temperatura del aire II.3-2
3.4	Medición de la presión II.3-2
3.5	Número de Mach II.3-2
3.6	Turbulencia II.3-3
3.7	Humedad relativa II.3-3
3.8	Exactitud de la medición II.3-4
3.9	Sistemas operativos prácticos II.3-4
3.10	Sistemas AMDAR futuros II.3-4
Referencias II.3-5
Anexo	Observaciones (ASDAR) y procesamiento de datos II.3-6

OBSERVACIONES DESDE AERONAVES

3.1 Generalidades

En este capítulo se describen los métodos utilizados para las mediciones meteorológicas automáticas en aeronaves comerciales modernas, en el sistema conocido colectivamente como AMDAR (Retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves). Los principios descritos pueden utilizarse para el procesamiento de datos en cualquier aeronave dotada de instrumentos.

Se están desarrollando aeronaves automáticas sin piloto para recorridos de larga distancia con fines de operaciones meteorológicas, como la aerosonda (Holland, McGeer y Youngren, 1992). Todavía no son operativas, y no se describen aquí.

Los sistemas AMDAR funcionan en aeronaves provistas de sistemas de navegación y otros sistemas de detección sofisticados. Hay sensores para medir la velocidad, la temperatura y la presión del aire. Se dispone de otros datos relacionados con la posición, la aceleración y la orientación de la aeronave, procedentes del sistema de navegación aeronáutica. Las aeronaves pueden llevar también a bordo ordenadores para sistemas de gestión de vuelo y navegación, mediante los cuales se calculan continuamente y se ponen a disposición de la tripulación en la cabina de pilotaje datos de navegación y meteorológicos. Después de procesarlos de nuevo en sistemas AMDAR se pasan automáticamente al sistema de comunicación de la aeronave para transmitirlos a tierra; también puede utilizarse en la propia aeronave un equipo de procesamiento adecuado para acceder a datos brutos de los sistemas de aeronaves y derivar independientemente las variables meteorológicas.

En los sistemas AMDAR, estos medios se utilizan para compilar y transmitir informes meteorológicos en tiempo real. Los mensajes incluyen la velocidad y la dirección del viento (en el plano horizontal), la temperatura del aire, la altitud (con relación a un nivel de presión de referencia), una medida de la turbulencia, y la posición de la aeronave.

Los datos de base para observaciones meteorológicas deben someterse a una considerable corrección y a un complejo procesamiento para obtener mediciones meteorológicas representativas de la corriente de aire libre en las proximidades de la aeronave. En esta *Guía* no pueden describirse plenamente todos los procesos que intervienen, pero se consideran los principios; en el Anexo se dan algunos detalles, y se indican referencias para una información más completa.

3.2 Medición de la velocidad y dirección del viento

La medición del vector viento tridimensional desde una aeronave plantea un problema complicado. Utilizando datos procedentes del sistema de navegación aeronáutica

(en general un sistema de inercia) y del sistema de la velocidad del aire (en general por tubo de Pitot estático), junto con datos procedentes de los sensores de temperatura, es posible estimar con un elevado grado de exactitud la velocidad (V_g) de la aeronave con respecto a la tierra, y la velocidad del aire (V_a) con respecto a la aeronave. El vector viento (V) viene dado, pues, por:

$$V = V_g - V_a \quad (3.1)$$

Los vectores V_g y V_a han de medirse exactamente porque los vientos horizontales típicos son reducidos ($\cong 30 \text{ m s}^{-1}$) en comparación con la velocidad respecto del suelo y la velocidad aerodinámica verdadera ($200 \text{ a } 300 \text{ m s}^{-1}$). Para la resolución completa de los vectores hay que medir el cabeceo, el balanceo y la guiñada de la aeronave y el ángulo vertical de ataque con respecto a la corriente de aire (Fig. 3.1). En el vuelo horizontal normal, el cabeceo, la guiñada y el ángulo de ataque son muy reducidos y pueden descartarse. Sin embargo, los errores durante las maniobras pueden ser importantes, pero en estas interviene normalmente un ángulo de balanceo sustancial, por lo que generalmente se excluyen los datos del viento cuando el ángulo de balanceo es superior a cierto umbral.

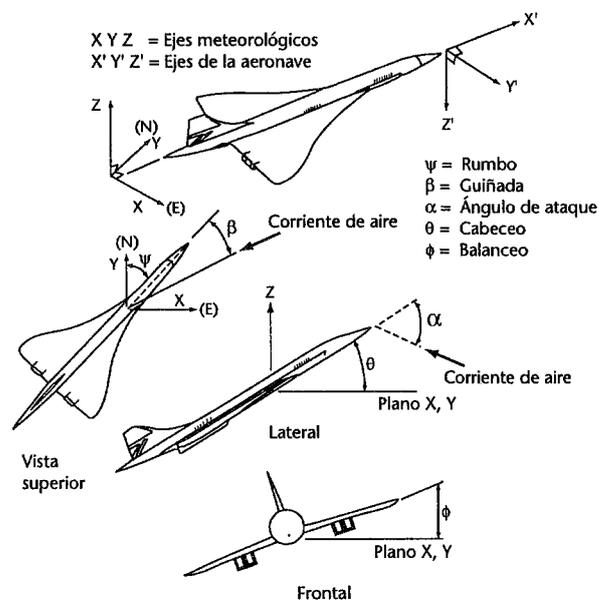


Figura 3.1 — Ejes de referencia y ángulos de actitud de las aeronaves

Para la mayoría de las aplicaciones sólo se mide el componente horizontal del viento. Por tanto, los datos de entrada requeridos se reducen a la velocidad aerodinámica, al rumbo y a la velocidad respecto del suelo. Los correspondientes a estos dos últimos elementos se toman del sistema de navegación. La velocidad verdadera ha de calcularse a partir de la velocidad relativa

calibrada, tomada del indicador de esa velocidad. Los componentes del viento horizontal (u, v) son:

$$u = -|V_a| \sin\varphi + u_g \quad (3.2)$$

$$v = -|V_a| \cos\varphi + v_g \quad (3.3)$$

en donde $|V_a|$ es la magnitud de la velocidad del aire verdadera; φ es el rumbo con relación al norte verdadero, y u_g y v_g son los componentes de la velocidad respecto del suelo.

3.3 Medición de la temperatura del aire

La medición exacta de la temperatura del aire es fundamental para los otros elementos meteorológicos derivados. Por ejemplo, se utiliza para corregir la velocidad relativa indicada con respecto al aire, por lo que influye en el cálculo de los componentes de la velocidad del viento.

Muchas aeronaves comerciales están provistas de sondas de temperatura de tipo termómetro de inmersión. En la Figura 3.2 se muestra un ejemplo típico. El elemento de detección es un termómetro con resistencia de platino. La finalidad de la cubierta de protección es desviar los higrómetros de nubes del órgano detector, si bien se ha comunicado (Lawson y Cooper, 1990) que el órgano detector se humedece con nubes de cúmulus.

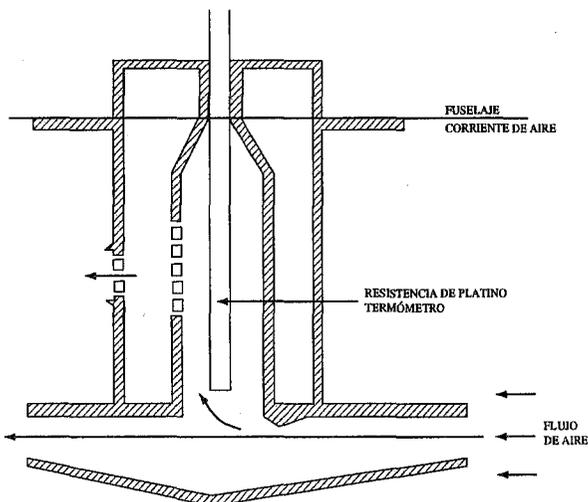


Figura 3.2 — Sonda de termómetro de aeronave.

La temperatura medida realmente por la sonda es la Temperatura del Aire Total (TAT). La Temperatura del Aire Estática (SAT), que es la temperatura de la corriente de aire libre, difiere de la TAT debido a que la temperatura se modifica por calentamiento compresional y viscoso del aire al ser desacelerado por la cubierta protectora del sensor y el elemento del termómetro. La SAT (T_o , en K) se relaciona con la temperatura medida (T_1) mediante la expresión:

$$T_o = \frac{T_1}{\left(1 + \lambda \frac{(\gamma - 1)}{2} M^2\right)} \quad (3.4)$$

en donde γ es la relación entre los calores específicos de aire seco (C_p y C_v); M es el número de Mach (la

velocidad verdadera dividida por la velocidad del sonido en el aire libre); y λ es el factor de recuperación de la sonda, que comprende el efecto de viscosidad del aire sobre la SAT, y el efecto de estancamiento incompleto de aire en el sensor.

Para los detalles, véanse los textos normales sobre aerodinámica de las aeronaves, como Abbott y von Doenhoff (1959) o Dommasch, Sherby y Connolly (1958).

Para la sonda más común en servicio en aeronaves comerciales $\lambda = 0,97$; y dada $\gamma = 1,4$, la SAT se convierte en $T_1/(1 + 0,194M^2)$ K. El nivel de crucero de un avión de reacción comercial típico en un número de Mach aproximado a 0,8 da:

$$T_o \cong T_1/1,124 \quad (3.5)$$

es decir, si: $T_o = 223 \text{ K } (-50^\circ\text{C}) \quad (3.6)$

$$T_1 = 251 \text{ K } (-22^\circ\text{C}) \quad (3.7)$$

Así pues, una corrección de la temperatura típica a nivel de crucero es -28°C .

En caso de que el sensor se humedezca en una nube, se enfriará por evaporación, lo que conduce a errores de hasta 3°C más o menos. Este efecto puede minimizarse utilizando otros diseños de sensor; por ejemplo, la sonda de flujo invertido del Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (véase Rodi y Spyers-Duran, 1972).

3.4 Medición de la presión

La presión estática puede medirse directamente con un barómetro electrónico conectado a una cabeza de presión estática. Si bien los sensores de presión de las aeronaves se han concebido para medir la presión estática (es decir la corriente de aire libre), esta variable no se comunica directamente en los informes meteorológicos de aeronaves. En cambio, se comunica la altitud equivalente basada en la atmósfera tipo internacional (OACI, 1964). Las aeronaves que vuelan a una altitud constante lo hacen realmente a un nivel de presión constante, con lo que se simplifican las normas de la navegación aérea mundial.

En la atmósfera tipo se supone una disminución lineal de la temperatura con la altura de $6,5^\circ\text{C}$ por kilómetro hasta 11 kilómetros, y una temperatura y presión medias a nivel del mar de 15°C y 1.013,25 hPa, respectivamente. Entre 11 y 20 kilómetros, se supone que la temperatura es constante a $-56,5^\circ\text{C}$.

3.5 Número de Mach

El número de Mach se calcula para corregir las mediciones de la temperatura del aire y de la velocidad del aire (velocidad indicada). Con aire seco, la velocidad del sonido es proporcional a la raíz cuadrada de la temperatura absoluta (estática). Sin embargo, como se señala en el párrafo 3.3, la temperatura estática del aire no se mide directamente con los sensores de la aeronave, sino que se emplea un método independiente de medición del número de Mach. La ecuación para M es:

$$M^2 = \frac{2}{(\gamma - 1)} \left[\left(\frac{p_s}{p_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} - 1 \right] \quad (3.8)$$

en donde p_0 es la presión estática (en la corriente de aire no perturbada); p_s es la presión total, ($p_0 + p_d$). p_d es la presión dinámica, derivada de:

$$p_d = \frac{1}{2} \rho V_c^2 \quad (3.9)$$

en donde V_c es la velocidad relativa calibrada; y ρ es la densidad del aire.

Mediante el sistema de datos de aeronaves se dispone de las cantidades p_0 y V_c , y se utiliza un valor convencional de ρ . Para más información, véanse los textos autorizados, como Abbott y Doenhoff (1959) y Dommasch, Sherby y Connolly (1958).

3.6 Turbulencia

La turbulencia, y especialmente la turbulencia con aire claro (turbulencia sin nubes), es un fenómeno importante y potencialmente peligroso en aviación. Si bien las trayectorias de los vuelos de operaciones comerciales de rutina se conciben de manera que se eluda la turbulencia, las aeronaves experimentan inevitablemente inestabilidades imprevistas, y la desviación del vuelo horizontal normal puede medirse con los instrumentos a bordo. La aceleración vertical (perpendicular al plano de referencia horizontal de la aeronave) se mide con un acelerómetro. La salida de los datos se referencia y gradúa con arreglo a la aceleración debida a la gravedad, y puede dividirse en las categorías que se muestra en el cuadro que figura más adelante. Sin embargo, la severidad de la turbulencia que afecta a una aeronave depende principalmente de la velocidad del aire, la masa de la aeronave, la altitud y la naturaleza de la propia turbulencia. De ahí que los informes de turbulencia procedentes de una aeronave derivados de la aceleración máxima según la relación poco aproximada indicada en el cuadro tengan una aplicación limitada y dependan de la aeronave, por lo que determinada ráfaga tendrá efectos diferentes según las aeronaves.

Escala de turbulencia definida por la aceleración máxima

Categoría de turbulencia	Aceleración máxima*
Inexistente	menos de 0,15 g
Ligera	de 0,15 g a 0,5 g
Moderada	de 0,5 g a 1,0 g
Fuerte	más de 1,0 g

* Estas aceleraciones, que pueden ser positivas o negativas, son desviaciones de la aceleración normal de la gravedad (1,0 g).

Otro indicador de turbulencia es "la velocidad derivada de ráfagas verticales equivalentes", que se define como la velocidad de ráfagas verticales instantáneas que,

superpuesta a un viento horizontal permanente produciría la aceleración medida de la aeronave. El efecto de una ráfaga sobre una aeronave depende de la masa y de otras características, pero éstas pueden tenerse en cuenta para poder calcular la velocidad de una ráfaga independiente de la aeronave. Teniendo en cuenta elementos anteriores es posible calcular los efectos de determinada ráfaga vertical equivalente para las diferentes aeronaves.

La ráfaga vertical equivalente derivada viene dada (Sherman, 1985) por:

$$U_{de} = \frac{A m \Delta n}{V_c} \quad (3.10)$$

en donde U_{de} es la velocidad de ráfaga equivalente derivada; Δn es el módulo de la desviación de cresta de la aceleración vertical de la aeronave desde 1 g en unidades de g; m es la masa total de la aeronave; V_c es la velocidad del aire calibrada en el momento de producirse la aceleración máxima; y A es un parámetro que depende del tipo de aeronave, y en mucho menor medida, de la masa, la altitud y el número de Mach.

Ese parámetro de ráfaga vertical es comunicado periódicamente, en $m s^{-1}$, por aeronaves australianas que utilizan el formato de clave AMDAR (véase el párrafo 3.9).

En trabajos más recientes de Cornman, Morse y Cuning (1995) se propone calcular las tasas de disipación de la turbulencia a partir de datos de aceleración vertical de la aeronave. La tasa de disipación de la turbulencia es un parámetro fundamental en los modelos numéricos utilizados para predecir la turbulencia atmosférica, por lo que probablemente sea un parámetro más útil que la aceleración máxima o la velocidad de ráfaga equivalente.

3.7 Humedad relativa

El desarrollo de sensores de humedad para el uso rutinario operativo en aeronaves comerciales es algo reciente (Fleming y Hills, 1993). Las técnicas posibles evaluadas hasta ahora se basan en los métodos de detección de EMA (por ejemplo, dispositivos transistorizados, sensores de punto de rocío de espejo refrigerado, etc.). Los problemas que deben superarse en la práctica están relacionados con el diseño de la cubierta protectora (es decir, que conviene combinar los sensores de temperatura y humedad en una cubierta tipo, siempre y cuando no se produzca una degradación de los resultados de medición de la temperatura. La deriva del sensor y la susceptibilidad a la contaminación debida al vapor del combustible de los aviones a reacción y otros agentes aerotransportados plantean dificultades para obtener un intervalo de servicio máximo adecuado. El intervalo de servicio, estimado actualmente en unos seis meses, difícilmente sea aceptable para las operaciones de transporte aéreo. Sin embargo, la importancia del vapor de agua en la atmósfera en la predicción meteorológica operativa proporciona un fuerte incentivo para resolver los problemas operativos, y en los formatos de datos y planes para la información automática de las aeronaves se tienen en

cuenta las futuras perspectivas de medición automática de la humedad.

3.8 Exactitud de la medición

En las variables derivadas pueden surgir errores de numerosas fuentes. Los cálculos de la temperatura y del vector viento son interdependientes, y ambos dependen de la presión estática del aire derivada normalmente de la medición con altímetros.

Las hipótesis simplificadoras para calcular el vector viento horizontal (o velocidad y dirección) dependen fundamentalmente de la falta de derrape, variable de la que no se dispone en un sistema típico de medición de aeronaves; por tanto, los vientos no son seguros a menos que la aeronave se encuentre en vuelo horizontal y esté debidamente compensada. En la mayoría de las aplicaciones se toma el ángulo de balanceo como el indicador de calidad, con un límite de balanceo típico para un cálculo del viento aceptable de 3° a 5°. Los resultados de las operaciones sugieren que los errores del vector viento en los datos comunicados son del orden de 1 a 2 m s⁻¹ (Nash, 1994).

Las fuentes de error en la medición de la temperatura comprenden los errores de exposición y del transductor junto con la incertidumbre en el proceso de corrección en el que interviene la medición del número de Mach. A pesar de la complejidad del proceso de datos requerido, la experiencia práctica con ASDAR (OMM, 1992) indica que los errores medios de temperatura a la altura de crucero son del orden 1°C.

Los sistemas de sensores de las aeronaves pueden cambiar la calibración, y se ha considerado aconsejable comprobar el rendimiento comparando periódicamente datos de ascensos y descensos con sondeos del viento por radiosonda y radar realizados en el mismo aeropuerto aproximadamente al mismo tiempo. Los resultados muestran que las incertidumbres en las mediciones de la temperatura y del viento desde aeronaves son aproximadamente iguales a las de los sondeos convencionales (Stickland, 1991), en línea con las conclusiones de Nash (1994) y OMM (1992).

3.9 Sistemas operativos prácticos

Actualmente se utilizan varios sistemas operativos AMDAR, entre ellos ASDAR, AMDAR de KLM, AMDAR australiano y el Sistema de recopilación y transmisión de datos meteorológicos (MDCRS) en América del Norte. Todos ellos comunican datos en modo de perfil (ascenso/descenso) así como a nivel de crucero.

ASDAR

Este es el sistema de retransmisión por satélite de datos de aeronaves. El ASDAR se concibió como un sistema de observación para el primer experimento mundial del GARP (FGGE) y, después del desarrollo y puesta en funcionamiento con éxito de un prototipo, por un Consorcio de Miembros de la OMM, fue convertido en sistema operativo. El ASDAR (OMM, 1992) emplea un

procesador de datos especializado que extrae datos brutos de los sistemas de aeronaves, calcula las variables meteorológicas requeridas y formatea y transmite un mensaje meteorológico cifrado a través del Sistema Internacional de Recopilación de Datos (SIRD) de Satélites Meteorológicos Geosíncronos (véase el Anexo).

AMDAR DE KLM

Este sistema utiliza programas informáticos afines a las especificaciones desarrolladas para ASDAR, programados en el Sistema de Verificación de la Condición de las Aeronaves (ACMS). Los datos se transmiten por un enlace descendente a través del sistema de comunicación de aeronaves por ondas métricas al operador de la compañía (KLM), a través de la red de la Société internationale de télécommunications aéronautiques (SITA) y de allí al centro meteorológico del Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) para distribuirlos utilizando la clave AMDAR de la OMM. También se ha elaborado una variante en la que se utiliza el sistema SATCOMS.

AMDAR AUSTRALIANO

Este sistema (Sherman, 1985) es similar al AMDAR de KLM, pero se desarrolló antes de terminar las especificaciones del ASDAR, y utiliza un programa desarrollado independientemente. Como se señala en el párrafo 3.6, la turbulencia se indica mediante la velocidad derivada de ráfagas equivalentes. Los datos se transmiten por un enlace descendente a través del Sistema de Dirección e Información para Comunicaciones de Aeronaves (ACARS) por ondas métricas, y se difunden ampliamente en clave AMDAR.

MDCRS

El Sistema de Recopilación y Transmisión de Datos Meteorológicos utilizado en América del Norte (Taylor, Landot y Ligler, 1990) fue desarrollado por Aeronautical Radio Inc. (ARINC) mediante un contrato adjudicado por la Federal Aviation Administration (FAA) de los Estados Unidos. Este sistema acepta informes meteorológicos procedentes de aeronaves comerciales por enlace descendente a través de ACARS, en una diversidad de formatos propios de cada compañía, y procesa los informes en un formato común para transmitirlos luego al Centro Meteorológico Nacional de Washington, D.C.

3.10 Sistemas AMDAR futuros

El desarrollo de sistemas mundiales de navegación aérea está estrechamente vinculado al de los sistemas de comunicación. Por tanto, los Sistemas de Navegación Aérea del Futuro (FANS) están asociados con el desarrollo de un sistema de Vigilancia Dependiente Automática (VDA) que depende a su vez de comunicaciones mundiales de aeronaves por satélite. El sistema mundial de comunicación de aeronaves está pasando a una red abierta dentro del Proyecto de Red de Telecomunicaciones Aeronáuticas (RTA) (Wells y otros, 1990). Esto

agrupará los sistemas de ondas métricas y Satcom Systems en una red abierta común.

Para determinar con éxito la ruta de las aeronaves comerciales teniendo en cuenta las condiciones meteorológicas, y especialmente para la seguridad de los vuelos, reducir al mínimo el consumo de combustible y la fatiga de las células y garantizar la comodidad de los pasajeros, se requiere mayor exactitud en las predicciones aeronáuticas; por tanto, los informes automáticos sobre la posición de las aeronaves para la VDA permite incluir informes meteorológicos automáticos. Los datos que han de figurar en esos informes son esencialmente los mismos que los de los actuales sistemas AMDAR, con un margen para los elementos de turbulencia y humedad.

Referencias

- Abbott, I.H. y von Doenhoff, A.E., 1959: *Theory of Wing Sections*. Dover Publications, Inc., Mineola, Nueva York, 69 págs.
- Dommasch, D.O., Sherby, S.S. y Connolly, T.F., 1958: *Airplane Aerodynamics*. Nueva York, Pitman 560 págs.
- Cornman, L.B., Morse, C.S. y Cuning, C., 1995: Real-time estimation of atmospheric turbulence severity from *in situ* aircraft measurements. *Journal of Aircraft*, Volumen 32, Número 1, págs. 171-177.
- Fleming, R.J. y Hills, A.J., 1993: Humidity profiles via commercial aircraft. *Proceedings of the Eighth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Anaheim, California, septiembre 1993, J125-J129.
- Holland, G.J., McGeer, T. y Youngren, H., 1992: The autonomous aerosonde for economical atmospheric soundings anywhere on the globe. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73 págs. 1987-1998.
- Organización de Aviación Civil Internacional, 1964: *Manual of the ICAO Standard Atmosphere*.
- Lawson, R.P. y Cooper, W.A., 1990: Performance of some airborne thermometers in clouds. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 7, págs. 480-494.
- Nash, J., 1994: Upper wind observing systems used for meteorological operations. *Annales Geophysicae*, 12, págs. 691-710.
- Rodi, A.R. y Spyers-Duran, P.A., 1972: Analysis of time response of airborne temperature sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 11, págs. 554-556.
- Sherman, D.J., 1985: *The Australian implementation of AMDAR/ACARS and the use of derived equivalent gust velocity as a turbulence indicator*. Structures Report No. 418, Department of Defence, Defence Science and Technology Organisation, Aeronautical Research Laboratories, Melbourne, Victoria.
- Stickland, J.J., 1991: *Comparisons of AMDAR and Balloon Soundings*. Bureau of Meteorology, Australia (no publicado).
- Taylor, D.L., Landot, D. y Ligler, G.T., 1990: Automated meteorological reports. *Proceedings of the Aeronautical Telecommunications Symposium on Data Link Integration*, Annapolis, Maryland, mayo de 1990, págs. 141-144.
- Wells, V.E., y otros 1990: Migration of ACARS to the Aeronautical Telecommunication Network. *Proceedings of the Aeronautical Telecommunications Symposium on Data Link Integration*, Annapolis, Maryland, mayo de 1990, págs. 209-216.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: Development of the aircraft to satellite data relay (ASDAR) system (D.J. Painting). *WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-92)*, Instruments and Observing Methods Report No. 49, WMO/TD-No. 462, Ginebra, págs. 113-117.

ANEXO

OBSERVACIONES (ASDAR) Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Componentes de una observación

Cada observación contiene la siguiente información meteorológica:

- a) Tiempo de observación, con referencia a UTC y resolución de un minuto;
- b) latitud y longitud de la observación, con resolución de un minuto de arco;
- c) Altitud de observación geopotencial, con referencia a la atmósfera tipo y resolución de un pie;
- d) Velocidad del viento, con resolución de un nudo;
- e) Dirección del viento, con referencia al norte verdadero y resolución de un grado;
- f) Temperatura ambiente, con resolución de una décima de grado Celsius;
- g) Presencia de turbulencia, cuatro niveles.

Fases de observación

Principios generales

Por razones que se expondrán posteriormente, algunos de los datos necesarios para una observación son sólo válidos si la aeronave vuela en condiciones de estabilidad. En particular, la aeronave no ha de encontrarse en vuelo de viraje, pero la altitud puede aumentar o disminuir a una tasa sustancialmente constante.

La atmósfera no es uniforme y muestra importantes variaciones incluso a distancias muy cortas. Por lo tanto, si se realiza una serie de lecturas en un momento dado, tal vez no sea representativa de la masa de aire que rodea a la aeronave. Las observaciones en vuelo horizontal se utilizan para calcular las condiciones previstas en los puntos de intersección de una cuadrícula de 100 km², aproximadamente; en consecuencia, la observación debe representar las condiciones medias a una distancia de, por ejemplo, 10 kilómetros. Para lograrlo, se aplica a los datos en algún punto del procedimiento de cálculo un proceso de promediación o atenuación. Para que esto sea válido, la aeronave ha de volar en condiciones de estabilidad durante un período mayor que el tiempo efectivo del proceso de promediación.

Durante el ascenso y el descenso, lo esencial es la variación de los datos con la altitud. Los valores de los datos cambian mucho más rápidamente que en vuelo horizontal, y toda atenuación o promediación importante es improcedente. La validez de los datos sigue dependiendo, empero, del vuelo en condiciones de estabilidad. Si la aeronave no se encuentra estable en el momento en que se hace una observación, esta se denomina "inestable".

Durante el ascenso

La tasa de ascenso de una aeronave de pasajeros grande no difiere mucho de la de una radiosonda. Los métodos para incorporar los datos de radiosonda en programas de

modelos atmosféricos están debidamente desarrollados, por lo que conviene hacer la serie de observaciones lo más aproximadamente posible a las del ascenso de una sonda. No se puede lograr una simulación directa, pues el número de observaciones que hace ASDAR es al menos un orden inferior al de una sonda; sin embargo, los datos ASDAR se actualizan cada segundo, y el equipo está dotado de un procesador potente. ASDAR efectúa una observación a nivel de cada 10 hectopascales (hPa) para los primeros 100 hPa, y a nivel de cada 50 hPa hasta la altitud de vuelo horizontal.

Para conformarse a los requisitos de codificación, las presiones se convierten en pies antes de almacenarlas para transmitir las.

Vuelo horizontal

Se realiza una observación cada siete minutos. Si el vuelo no es estable, la observación se denomina "inestable".

Las características de las mediciones de aceleración de la perpendicular (vertical) se analizan para mostrar si durante el período en el que tiene lugar el proceso de promediación hay alguna turbulencia. Esto se divide en categorías como inexistente, ligera, moderada o fuerte, y la observación se denomina en consecuencia.

Procede señalar que el vuelo horizontal puede producirse en cualquier momento en forma de una espera para aterrizar en una altitud despejada por los servicios de ATC durante el ascenso y el descenso. Con tal de que se reúnan los criterios de estabilidad, una espera puede proporcionar una observación de vuelo horizontal.

Entre las observaciones rutinarias de vuelo horizontal, ASDAR busca un viento máximo importante y hace una observación adicional si lo encuentra. Tal observación se denomina en consecuencia.

Durante el descenso

Las observaciones durante el descenso se realizan en forma similar a las del ascenso, salvo que las efectuadas a intervalos de 10 hPa hasta los 100 hPa inmediatamente por encima del suelo no pueden hacerse hasta que la aeronave haya aterrizado y se haya comprobado la altitud del suelo.

Fuentes de datos

El equipo ASDAR debe ser intercambiable entre aeronaves provistas de una amplia variedad de fuentes de datos. Muchas aeronaves están dotadas de un antiguo ordenador analógico de datos atmosféricos (ADC), que calcula la temperatura estática del aire y la velocidad verdadera del aire con una exactitud mucho menor de la requerida para las observaciones. La temperatura estática del aire no es una información de alta prioridad para el vuelo de

una aeronave, e incluso en las aeronaves más modernas puede calcularse con una exactitud insuficiente para el meteorólogo. Sin embargo, las mediciones de la altitud y la velocidad del aire son razonablemente exactas y, una vez digitalizadas, pueden utilizarse para obtener otros datos requeridos.

El Sistema de Navegación Inercial (INS) ajustado a cualquiera de los sistemas aeronáuticos (ASDAR) da la posición, el rumbo, el ángulo de derrota y la velocidad respecto del suelo de la aeronave con una precisión totalmente adecuada para las observaciones meteorológicas. La velocidad y la dirección del viento se calculan en el INS utilizando la velocidad verdadera del aire de la central aerodinámica (ADC), a veces poco segura; el error de esa cantidad derivada puede llevar a un reducido valor del vector viento resultante.

Además, los cálculos del viento con el INS sólo son válidos si la aeronave no resbala. No hay ninguna medición del ángulo de retroceso (o velocidad lateral), y sólo puede garantizarse que la aeronave no resbala si el ángulo de balance es cero (suponiendo que esté debidamente compensada).

Estas consideraciones han llevado a la idea de reunir sólo los datos primarios directamente medidos en el ASDAR, una vez digitalizados. Todos los datos primarios identificados están digitalizados en el equipo de acopio de datos de vuelo del sistema de registro de tales datos, en el INS y a veces en el ADC. Por lo tanto, para reducir al mínimo la complejidad, el ASDAR se ha diseñado sólo para aceptar datos digitales, y utiliza varios indicadores de programa para señalar la combinación particular de equipo en una instalación dada. Esto ha conducido a la filosofía de que, con independencia de la norma de adaptación de la aeronave, todas las cantidades derivadas se calculan en ASDAR. Esto tiene además la ventaja de que los meteorólogos conocen la forma exacta de los cálculos que conducen a una observación.

En el cuadro siguiente se enumeran los datos primarios y se definen los acrónimos utilizados.

Datos primarios procedentes del sistema de datos de la aeronave

Parámetro	Acrónimo	Unidades	Gama
Latitud	LAT	Grados	90°S a 90°N
Longitud	LONG	Grados	180°E a 180°W
Altura según la presión	ALT	Pies	-10.000 a 50.000
Velocidad relativa calibrada	CAS	Nudos	30 a 400
Temperatura total del aire	TAT	°C	-50 - 99
Velocidad respecto del suelo	GSP	Nudos	0 a 2.000
Ángulo de derrota	TRACK	Grados	0 a 360
Rumbo verdadero	HDGT	Grados	0 a 360
Ángulo de balanceo	ROLL	Grados	-180 a 180
Aceleración normal	NMA	unidades g	-3 a 6
Avería*	FAIL	—	verdadero/falso

* Indicadores agregados a los datos de base por el sistema de la aeronave.

Calidad de datos

Fallas

Se verifican los indicadores de fallas o los bits de estado asociados a las fuentes de datos primarios. El grado en que cualquier parámetro de una observación depende de cualquiera de los datos primarios es tal que todo fallo indicado impide que se realice la observación.

Exactitud

Si bien no es posible identificar la naturaleza de la fuente de datos primarios en cada observación, se ha decidido que, aparte del efecto de maniobras sobre la medición de la velocidad del aire, la principal fuente de error probablemente sea la naturaleza de la medición de la temperatura del aire. Se ha asignado un bit para indicar si una observación se ha efectuado a partir de una fuente de exactitud baja o alta.

Análogamente, existe la posibilidad de utilizar el sistema de navegación Omega en lugar de un INS; los datos primarios resultantes son menos exactos y se denominan en consecuencia.

Procesamiento de datos

Los cálculos requeridos para una observación no carecen de importancia, y siguen el procedimiento indicado a continuación:

- se identifica la estabilidad, el ascenso, el vuelo horizontal o el descenso;
- a partir de ALT atenuada se calcula la presión ambiente p_0 . El tiempo de atenuación depende de la fase de vuelo;
- a partir de la velocidad relativa calibrada (CAS) atenuada (v_c), se calcula la presión dinámica (p_d) y, por ende la presión total (p_s). El tiempo de atenuación depende de la fase de vuelo;
- a partir de p_s y p_0 se calcula el número de Mach (M);
- a partir de TAT y M atenuadas, se calcula la temperatura estática del aire (SAT);
- a partir de SAT y TMN se calcula la velocidad verdadera del aire (TAS);
- a partir de GSP, TRACK, HDGT y TAS, se calculan los componentes del vector viento, N-S (u) y E-W (v);
- se aplica una función de atenuación de la observación a SAT, u y v ;
- se calcula la dirección del viento WA y la velocidad del viento WSP a partir de u y v ;
- se forma la observación en el momento apropiado.

NOTAS: 1) Estos cálculos se realizan cada segundo.

- Una característica útil de una serie atenuada o promediada de mediciones cuasi estáticas es que la resolución eficaz se mejora en un factor aproximadamente igual a la raíz cuadrada del número de puntos de datos utilizados. En muchas aeronaves, TAT sólo se digitaliza con una resolución de 1°C. Por consiguiente, la atenuación de una serie de mediciones TAT ayuda a mejorar la resolución.

CAPÍTULO 4 — OBSERVACIONES MARINAS

		<i>Página</i>
4.1	Generalidades	II.4-1
4.2	Observaciones realizadas desde buques	II.4-1
4.2.1	Elementos observados	II.4-1
4.2.2	Equipo necesario.....	II.4-2
4.2.3	Horas de observación.....	II.4-2
4.2.4	Automatización de las observaciones a bordo de buques.....	II.4-2
4.2.5	Viento.....	II.4-3
4.2.5.1	Observaciones visuales.....	II.4-3
4.2.5.2	Mediciones con instrumentos.....	II.4-4
4.2.6	Presión atmosférica, tendencia y características.....	II.4-4
4.2.6.1	Métodos de observación	II.4-4
4.2.6.2	Instrumentos	II.4-4
4.2.6.3	Exposición y utilización	II.4-4
4.2.6.4	Correcciones	II.4-5
4.2.6.5	Fuentes de error	II.4-5
4.2.6.6	Comprobación por comparación con instrumentos patrón.....	II.4-5
4.2.7	Observaciones de las nubes y del tiempo	II.4-5
4.2.8	Visibilidad.....	II.4-6
4.2.9	Temperatura y humedad del aire.....	II.4-6
4.2.10	Precipitación	II.4-6
4.2.10.1	Mediciones e instrumentos	II.4-6
4.2.10.2	Intensidad de la precipitación en el mar	II.4-7
4.2.11	Temperatura de la superficie del mar.....	II.4-7
4.2.11.1	Baldes marinos	II.4-8
4.2.11.2	Termómetros de la toma de agua y del depósito.....	II.4-8
4.2.11.3	Termómetros unidos al casco.....	II.4-8
4.2.11.4	Termómetros de arrastre	II.4-9
4.2.11.5	Radiómetros.....	II.4-9
4.2.12	Olas oceánicas y mar de fondo.....	II.4-9
4.2.12.1	Definiciones y descripción de las olas.....	II.4-9
4.2.12.2	Observaciones desde buques mercantes ordinarios.....	II.4-11
4.2.12.3	Observaciones desde buques-estaciones oceánicas y otros buques especiales.....	II.4-11
4.2.12.4	Olas en aguas costeras	II.4-12
4.2.12.5	Terminología relativa a las olas del mar de viento y del mar de fondo.....	II.4-12
4.2.13	Hielo	II.4-12
4.2.13.1	Formación y evolución del hielo marino	II.4-12
4.2.13.2	Témpanos.....	II.4-14
4.2.13.3	Observaciones del hielo marino y los témpanos.....	II.4-14
4.2.13.4	Observaciones relativas a la formación de hielo.....	II.4-15
4.2.14	Observaciones de fenómenos especiales	II.4-15
4.2.15	Actividades efectuadas por los buques de observación voluntaria.....	II.4-15
4.3	Boyas fondeadas	II.4-15
4.4	Faros flotantes automáticos	II.4-16
4.5	Torres y plataformas	II.4-16
4.6	Boyas a la deriva.....	II.4-16
Referencias	II.4-17
Anexo	Descripción de la precipitación para uso de los observadores a bordo de buques	II.4-19

CAPÍTULO 4

OBSERVACIONES MARINAS

4.1 Generalidades

Las observaciones marinas, en el sentido más amplio, abarcan todas las observaciones meteorológicas y de otro tipo relacionadas con el medio ambiente en la interfaz aire-mar, debajo de la superficie marina y en la atmósfera por encima de la superficie del mar (mediciones del aire en altitud). Las normas oficiales detalladas para las observaciones que se realizan desde estaciones marinas figuran en una publicación de la OMM (1981*b*). Otra publicación de la OMM (1982) contiene directrices sobre las normas y los procedimientos.

En este capítulo se abordan las observaciones que se realizan en la interfaz aire-mar, incluidas las mediciones ordinarias en la superficie que se hacen también en tierra y que se examinan en ese contexto en otros capítulos. Se analizan también algunas mediciones de la subsuperficie que son importantes para la física marina y la oceanografía física. Las mediciones del aire en altitud se realizan utilizando técnicas que son fundamentalmente las mismas empleadas en mar y tierra; esas mediciones no se abordan en este capítulo.

Las mediciones y observaciones de las olas no se describen en otros capítulos de esta *Guía*. Si bien los métodos visuales se describen en la sección 4.2.12, y los métodos automatizados en la sección 4.3, las técnicas se aplican a otros tipos de plataformas.

Las observaciones pueden hacerse utilizando plataformas fijas o móviles, *in situ* o por teledetección, y empleando técnicas en la superficie terrestre o el espacio. Las mediciones sobre el terreno son en general observaciones realizadas en un solo punto, tratando de que sean representativas de la zona marina circundante como ocurre, por ejemplo, con la meteorología sinóptica. Las técnicas de teledetección se emplean para representar grandes zonas o volúmenes, siendo muy convenientes, en particular, para las observaciones del hielo marino.

MEDICIONES IN SITU

Este tipo de mediciones u observaciones se llevan a cabo empleando diversos tipos de plataformas, entre otras: la flota de buques de observación voluntaria (VOS, conocida también como el Programa de Observación Voluntaria (POV)); estaciones meteorológicas oceánicas (EMO); embarcaciones ligeras tripuladas o automáticas; boyas fondeadas; boyas a la deriva; torres; plataformas de perforación petrolera y de gas, y estaciones meteorológicas insulares automáticas. El tipo de plataforma determina, generalmente, la gama de parámetros medidos y comunicados; así, los buques de observación voluntaria, que utilizan sobre todo técnicas de observación manual, realizan todas las observaciones necesarias para la meteorología sinóptica (que se distribuye en clave SHIP de la OMM), mientras que las boyas a la

deriva más sencillas suministran información únicamente sobre la posición, y la temperatura de la superficie del mar.

MEDICIONES EFECTUADAS POR TELEDETECCIÓN

Las mediciones marinas pueden realizarse por teledetección desde sistemas de superficie o espaciales. En la actualidad, los sistemas de teledetección de superficie permiten medir u observar las precipitaciones (radar meteorológico), los vientos que se producen cerca de la superficie (radar Doppler), las corrientes en la superficie de los océanos, el viento de superficie y el estado del mar (radar de microondas para distancias cortas, y radar de alta frecuencia para distancias largas como, por ejemplo la teledetección 'más allá del horizonte'). En el Capítulo 9 se describen esas técnicas. Además, las técnicas para la teledetección y la localización de descargas eléctricas, descritas en el Capítulo 7, pueden aplicarse a las observaciones del entorno marino.

La teledetección desde el espacio se utiliza para la medición de numerosas variables de la superficie marina. Es probable que, a medida que avanza la tecnología, las mediciones por teledetección desde plataformas espaciales proporcionarán la mayor parte de los datos sobre el estado del mar, el viento, y la temperatura en la superficie marina de todos los océanos del mundo. Sin embargo, cabe señalar que las mediciones *in situ* son fundamentales para complementar y calibrar esos datos. En el Capítulo 8 se describen los sistemas espaciales de teledetección.

4.2 Observaciones realizadas desde buques

Esta sección contiene directrices y orientación detalladas para hacer mediciones y observaciones desde buques. Una publicación de la OMM (1991*b*) contiene más información al respecto. Estudios sobre la calidad de las observaciones efectuadas desde buques se han recogido en otras publicaciones de la OMM (1991*a*) y de Wilkerson y Earle (1990).

4.2.1 Elementos observados

Los buques que efectúan observaciones meteorológicas deben estar equipados para observar o medir los siguientes parámetros:

- a) posición del buque;
- b) velocidad y dirección del viento;
- c) presión atmosférica, tendencia y características de la presión;
- d) tiempo presente y pasado;
- e) nubes (cantidad, tipo y altura de la base);
- f) visibilidad;
- g) temperatura del aire;
- h) humedad (punto de rocío);

- i) precipitación;
- j) temperatura de la superficie del mar;
- k) olas del mar de viento y del mar de fondo de océano; altura, período y dirección de las olas;
- l) hielo marino y engelamiento a bordo del buque, si procede;
- m) rumbo y velocidad del buque.

Con respecto al orden de observación de esos parámetros, en general, las observaciones instrumentales que requieren el uso de una fuente de luz deberían hacerse después de las que no requieren el uso de instrumentos, de modo que el observador no tenga problemas con la adaptación de su vista a la oscuridad.

La medición de otros parámetros, aparte de la presión, deberá hacerse dentro de los diez minutos que preceden a la hora establecida para realizar la observación sinóptica, mientras que la presión atmosférica deberá medirse a la hora exacta.

4.2.2 *Equipo necesario*

Los instrumentos adecuados para utilizar en buques son:

- a) barómetro anerode de precisión o barómetro marino de mercurio;
- b) psicrómetro de termómetro seco y húmedo;
- c) barógrafo, preferiblemente de escala abierta;
- d) termómetro para medir la temperatura del mar y recipiente adecuado para obtener muestras del agua de mar, o un sensor sumergido continuamente (o un sensor de contacto en el casco) con indicador a distancia;
- e) pluviómetro adaptado para su empleo a bordo del buque.

Se recomienda el empleo de anemómetros ubicados en un lugar representativo, como alternativa de la apreciación visual de la fuerza del viento. Los instrumentos utilizados en los buques deben ajustarse a las normas establecidas o recomendadas en otros capítulos de esta *Guía*, excepto por cuanto se refiere a las modificaciones descritas en las secciones siguientes de este capítulo. Los instrumentos suministrados a los buques deben ser sometidos a pruebas y verificados por los Servicios Meteorológicos correspondientes.

4.2.3 *Horas de observación*

Las observaciones de superficie a bordo de buques deben hacerse de la siguiente manera:

- a) las observaciones sinópticas deberán efectuarse en las horas normales principales: 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC. Si se requieren observaciones adicionales, éstas se harán a una o más de las horas normales intermedias: 0300, 0900, 1500 y 2100 UTC;
- b) cuando dificultades operativas a bordo de los buques impidan hacer las observaciones sinópticas a las horas normales principales, el tiempo real de observación deberá acercarse lo más posible a esas horas. En casos especiales, las observaciones podrían incluso hacerse una hora antes de la hora normal principal. Ello podría suceder, por ejemplo,

cuando sea necesario garantizar la transmisión de un mensaje a una estación de radio costera antes de que el oficial de radio finalice su horario de trabajo. En esos casos, deberá indicarse el tiempo real en que se efectuó la observación;

- c) las observaciones deberán hacerse con mayor frecuencia que las establecidas a las horas normales principales cuando amenacen o reinen condiciones de tormenta;
- d) cuando las condiciones meteorológicas se vuelvan repentinamente peligrosas, las observaciones deberán hacerse para la transmisión inmediata sin tener en cuenta las horas normales de observación.

4.2.4 *Automatización de las observaciones a bordo de buques*

Existen sistemas total o parcialmente automatizados a bordo de buques, tanto para las observaciones como para la transmisión de datos. Se utilizan dos procedimientos básicos:

- a) las observaciones se realizan manualmente, se introducen en un instrumento para su procesamiento (por lo general, una computadora personal), son cifradas, según proceda, y reciben el formato necesario para la transmisión automática o manual;
- b) las observaciones se realizan automáticamente, utilizando técnicas normalizadas de las estaciones meteorológicas automáticas, como se describe en el Capítulo 1. La posición, rumbo y velocidad de los buques se toman de su sistema de navegación, o se calculan de modo independiente mediante un instrumento de navegación por satélite (por ejemplo, el sistema mundial de determinación de posición). La transmisión de dichas observaciones pueden ser totalmente automáticas o iniciadas manualmente, según los servicios de comunicación disponibles.

En la actualidad, se utilizan ampliamente los sistemas satelitales de comunicación para la difusión de datos de las observaciones de buques. Los tres métodos de que se dispone son:

- a) el sistema internacional de recopilación de datos (SIRD), que emplea satélites meteorológicos geoestacionarios (GOES, METEOSAT, GMS). Ese sistema, financiado principalmente por organismos meteorológicos, permite la transmisión de datos de manera totalmente automática en ciertos momentos determinados con anterioridad, una vez por hora. La transmisión de datos es unidireccional y la tasa de error puede ser importante;
- b) sistemas de satélites comerciales como, por ejemplo, INMARSAT. Esos sistemas son muy fiables y ofrecen comunicaciones bidireccionales, pero en muchos casos las transmisiones deben ser iniciadas manualmente;
- c) sistema Argos. Este sistema está diseñado sobre todo para la localización y la transmisión de datos, y está limitado por el número y las características orbitales de los satélites de órbita polar de la

Escala de Beaufort de la fuerza del viento

Nº DE BEAUFORT	TÉRMINO DESCRIPTIVO	VELOCIDADES DEL VIENTO EQUIVALENTES		CONDICIONES DURANTE LA OBSERVACIÓN
		$m s^{-1}$	nudos	En buques (mar abierto)
0	Calmo	0-0,2	<1	Superficie del mar como un espejo
1	Viento ligero	0,3-1,5	1-3	Se forman pequeñas ondas escalonadas pero sin cresta espumosa
2	Brisa ligera	1,6-3,3	4-6	Ondas pequeñas, aunque más definidas; crestas cristalinas que no ropan
3	Brisa suave	3,4-5,4	7-10	Ondas grandes; las crestas comienzan a romper; espuma de aspecto cristalino; eventualmente rompientes aisladas
4	Brisa moderada	5,5-7,9	11-16	Olas pequeñas que aumentan de tamaño; rompientes bastante frecuentes
5	Brisa fresca	8,0-10,7	17-21	Olas moderadas que cobran una forma alargada más definida; se forman muchas rompientes (posibles rociones)
6	Brisa fuerte	10,8-13,8	22-27	Comienzan a formarse grandes olas; las crestas blancas son más abundantes en todas partes (posibles rociones)
7	Ventarrón moderado	13,9-17,1	28-33	Las olas se apiñan; jirones de espuma de las rompientes comienzan a ser arrastrados por el viento
8	Ventarrón	17,2-20,7	34-40	Olas moderadamente altas y de gran longitud; las cimas de las crestas comienzan a romperse en la espuma; la espuma es arrastrada por el viento en jirones bien definidos
9	Ventarrón fuerte	20,8-24,4	41-47	Olas altas; densos jirones de espuma se forman en dirección del viento; las crestas de las olas comienzan a caer, rodar y resurgir; los rociones pueden afectar la visibilidad
10	Temporal	24,5-28,4	48-55	Olas muy altas con largas crestas colgantes; grandes manchas de espuma resultantes son arrastradas por el viento en densos jirones; la superficie del mar cobra un aspecto general blanco
11	Temporal fuerte	28,5-32,6	56-63	Olas excepcionalmente altas (las embarcaciones pequeñas y medianas pueden perderse de vista temporalmente entre las olas); el mar está completamente cubierto de manchas de espuma blanca orientadas en dirección del viento; el viento impulsa las crestas de las olas; visibilidad afectada
12	Huracán	32,7 y más	64 y más	El aire está saturado de espuma y rociones; el mar está completamente blanco de espuma; la visibilidad es muy limitada

Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera. El sistema Argos puede utilizarse para la transmisión y el procesamiento de las observaciones obtenidas a partir de buques (OMM, 1989a).

4.2.5 Viento

Las observaciones de la velocidad y dirección del viento se pueden hacer por medio de una apreciación visual o utilizando un anemómetro o anemógrafo.

En buques dotados de instrumentos, las observaciones deben referirse a la lectura media durante un período de 10 minutos. Cuando las observaciones se hacen desde un buque en movimiento, se debe distinguir entre el viento relativo y el viento real; para todos los fines meteorológicos se debe indicar el viento real. Se puede emplear un sencillo diagrama de vectores o un cuadro para calcular el viento real a partir de las observaciones del viento relativo y de la velocidad y rumbo del buque. En la práctica, esa conversión de vector es una fuente frecuente de error al informar sobre los vientos. Se pueden utilizar también reglas de cálculo especiales y computadoras portátiles y, se pueden instalar programas informáticos en pequeñas computadoras. La velocidad del viento medida con un anemómetro se debe corregir en función de la altura (OMM, 1989b).

4.2.5.1 OBSERVACIONES VISUALES

Las apreciaciones visuales se basan en la apariencia de la superficie del mar. La velocidad del viento se evalúa refiriéndola a la escala de Beaufort (véase el cuadro). La dirección del viento se determina observando la

orientación de las crestas de las olas del mar (es decir las olas levantadas por el viento y no las olas debidas al mar de fondo), o la dirección de los penachos de espuma arrastrados en la dirección del viento. Las especificaciones de las cifras de la escala de Beaufort se refieren a las condiciones en alta mar. En la práctica, la dirección del viento calculada por métodos visuales es de buena calidad.

La altura de la ola en sí no siempre es un criterio de fiar, pues esa altura depende no sólo de la velocidad del viento sino también de las dimensiones de la zona afectada por el viento y de su duración, de la profundidad de las aguas y de la presencia de mar de fondo. Por lo tanto, la escala de Beaufort se basa en la relación que existe entre el estado del mar y la velocidad del viento. Sin embargo, esa relación resulta afectada por varios otros factores que, en principio, deben tenerse en cuenta al calcular la velocidad del viento. Esos factores son el desfase entre el momento en que aumenta la fuerza del viento y el momento en que el mar se levanta, la atenuación o amortiguación de los efectos del viento en la superficie del mar ocasionada por intensas lluvias, y el efecto de fuertes corrientes de superficie (como las corrientes de las mareas) sobre el aspecto del mar. Los criterios que se basan en el aspecto que tiene el mar son menos seguros en aguas poco profundas o muy próximas a la costa, debido a los efectos de las corrientes de las mareas y a la protección que ofrece la tierra. En esos casos, o cuando no se puede ver con toda claridad la superficie del mar, se puede estimar la fuerza relativa del viento en la escala de Beaufort atendiendo al efecto del

viento sobre los objetos a bordo, como las banderas y el humo de la chimenea. En este último caso, puede también estimarse la dirección relativa del viento, por ejemplo, observando el humo de la chimenea. A partir de esas estimaciones, se puede calcular la velocidad y la dirección del viento real (Servicio Meteorológico del Reino Unido, 1995).

4.2.5.2 MEDICIONES CON INSTRUMENTOS

Los instrumentos para medir el viento, instalados en buques, indican la velocidad y dirección del viento y deben poder minimizar los efectos de balanceo del buque (los anemómetros de cazoleta y las veletas con dispositivo de amortiguación, fabricados para tal fin, permiten reducir al mínimo los efectos del cabeceo y balanceo del buque).

En la mayoría de los casos es difícil lograr una buena exposición para los instrumentos que miden el viento a bordo de un buque. Los efectos locales producidos por la superestructura, la arboladura y las vergas deberían reducirse al mínimo, en la medida de lo posible, colocando el instrumento en el punto más elevado y cercano a la proa. Si se puede colocar en una verga, es preferible que los dispositivos para medir la velocidad y determinar la dirección del viento formen unidades separadas, ya que de esa forma es posible repartir de manera más uniforme el peso sobre la verga, y colocar los instrumentos hacia un costado. Si el instrumento está sujeto a una verga, o a un soporte fijo en el trinquete, cada unidad tendrá que estar alejada del mástil a una distancia por lo menos igual a diez veces el diámetro del mismo. Si esto no fuera posible, una buena técnica consiste en colocar dos instrumentos, uno de cada lado del trinquete, pero empleando siempre el que esté más expuesto a los elementos. La cima del trinquete, si está disponible, suele considerarse como el mejor lugar para colocar un anemómetro.

En algunas ocasiones, se utilizan en el mar diferentes tipos de anemómetros portátiles. Su principal inconveniente es que difícilmente se les puede dar una exposición representativa y, en la práctica, las mediciones realizadas con esos instrumentos adolecen de gran variabilidad. Solamente un observador que comprenda la naturaleza del flujo del aire sobre el buque en diferentes circunstancias será capaz de elegir el mejor emplazamiento para efectuar esas observaciones y llegar así a resultados satisfactorios. Este método puede ser útil si las estimaciones visuales de la fuerza del viento resultan difíciles o imposibles de realizar como, por ejemplo, durante la noche con vientos débiles.

4.2.6 *Presión atmosférica, tendencia y características*

4.2.6.1 MÉTODOS DE OBSERVACIÓN

Se puede medir la presión mediante un barómetro anerode de precisión o un barómetro de mercurio. En este último caso, cuando se hace la lectura, se debe corregir para tener en cuenta el efecto de "oscilación",

es decir los cambios rápidos y periódicos en la altura del mercurio. Esto se consigue tomando la media de dos o tres series de lecturas, en que cada serie se compone de los puntos más altos y más bajos registrados durante las oscilaciones del mercurio en el tubo.

La característica y el valor de la tendencia de la presión en las tres horas precedentes se obtienen mediante un barógrafo marino, preferentemente, con un barógrafo de escala abierta, graduado en intervalos de un hectopascal. De otro modo, los valores de la tendencia de la presión se pueden obtener mediante lecturas sucesivas del barómetro de mercurio al principio y al final del intervalo de tres horas.

4.2.6.2 INSTRUMENTOS

BARÓMETROS DE MERCURIO

En la práctica, resulta muy difícil la instalación y el funcionamiento adecuados de los barómetros de mercurio a bordo de buques en el mar; en la actualidad son pocos los buques que están equipados con esos instrumentos. Los barómetros de mercurio utilizados a bordo de buques son en su mayoría del tipo de cubeta fija. Además de poseer las características de un buen barómetro de estación, un barómetro marino debe estar debidamente amortiguado para reducir la oscilación de la columna de mercurio. Esto puede conseguirse reduciendo el calibre del tubo en la parte más ancha inferior de su longitud, dándole la forma de un tubo capilar.

La constante de tiempo de un barómetro marino puede determinarse fácilmente inclinando el instrumento hasta que señale 50 hPa por encima de la presión real, colocando a continuación el barómetro en posición vertical y tomando nota del tiempo transcurrido para que esa diferencia se reduzca a 18 hPa por encima de la presión real. Ese tiempo de reducción deberá estar comprendido entre cuatro y nueve minutos.

BARÓMETROS ANEROIDES Y BARÓGRAFOS

Todos los barómetros aneroides deben cumplir los requisitos generales enunciados en el Capítulo 3 de la Parte I, y deben suministrarse con un certificado que indique las correcciones (de haberlas) que deben aplicarse a las lecturas de ese instrumento. Los aneroides deben poder leerse con una exactitud de hasta 0,1 hPa. El límite de precisión debe ser inferior a $\pm 0,5$ hPa, y los errores de la escala deben mantenerse en dicho margen de tolerancia por lo menos durante un año. Los barógrafos marinos deberán estar dotados de un dispositivo de amortiguación (como, por ejemplo, la cápsula anerode contenida en un baño de aceite, o un amortiguador conectado al mecanismo de palancas) para evitar un trazado demasiado amplio producido por variaciones rápidas de la presión originadas por rachas de viento y fuertes movimientos del buque.

4.2.6.3 EXPOSICIÓN Y UTILIZACIÓN

BARÓMETROS DE MERCURIO

Por lo general resulta muy difícil emplazar un barómetro marino conforme los requisitos que se especifican en

el Capítulo 3 de la Parte I. Se lo debería montar sobre una suspensión cardán, lo más próximo posible al centro de flotación, donde el aparato pueda oscilar libremente y no esté afectado por el paso de tripulantes o pasajeros, y donde la temperatura sea lo más uniforme posible. Si entre las horas de observación se coloca el barómetro en una caja para protegerlo, se le deberá poner en posición de observación por lo menos media hora antes de proceder a la observación propiamente dicha.

BARÓGRAFOS

Los barómetros aneroides y barógrafos deberían colocarse sobre una materia que amortigüe los choques, en un lugar en que sea mínimo el riesgo de que el aparato se vea afectado por los golpes, las vibraciones o el movimiento del buque. Los mejores resultados se obtienen generalmente en una posición tan próxima al centro de flotación como sea posible. Los barógrafos deben instalarse con el brazo de la plumilla orientado transversalmente al eje del buque (para reducir el riesgo de que se salga de la banda).

4.2.6.4 CORRECCIONES

Se deberán prever las siguientes correcciones:

- a) Barómetros de mercurio
 - i) error del índice;
 - ii) temperatura del instrumento;
 - iii) latitud (gravedad);
 - iv) reducción al nivel del mar.

Esas correcciones se pueden combinar en una tabla única, con la temperatura del termómetro conexo y la latitud como argumentos de parámetros, o bien se puede emplear una regla de corrección Gold. Esta regla de cálculo especial se fija en el barómetro y lleva incorporado el termómetro; con ello se obtiene la corrección total del barómetro y la reducción al nivel del mar en una sola operación.

- b) Barómetros aneroides
 - i) error de escala;
 - ii) reducción al nivel del mar;
 - iii) temperatura (si se dispone de tablas adecuadas).

Los barómetros aneroides deben estar adecuadamente compensados en función de la temperatura; de no ser así, debe acompañar a los instrumentos una tabla de corrección por temperatura, y habrá que contar con medios para tomar la temperatura. También se debería disponer de una tabla para la reducción a la presión del nivel del mar.

4.2.6.5 FUENTES DE ERROR

Además de los errores a que se refiere el Capítulo 3 de la Parte I, en los buques se pueden producir errores apreciables por efecto del viento en la presión de la cámara en la que está colocado el barómetro. Esos errores pueden reducirse colocando el instrumento en una cámara conectada a una toma de presión estática.

La presión medida con el barómetro de mercurio instalado a bordo de un buque se verá afectada por grandes oscilaciones aparentes, que pueden suprimirse si se utiliza un barómetro marino. Si el barómetro no está debidamente amortiguado, una fuente de error sería la oscilación periódica del barómetro cuando cuelga libremente. La magnitud de ese error depende de la posición del punto de suspensión, del período de oscilación del barómetro, y de la amplitud de la oscilación respecto de la vertical verdadera (que puede ser mucho menor que la oscilación alrededor de un eje fijo con relación al buque). En el caso de un barómetro montado sobre una suspensión cardán, que oscile regularmente durante un tiempo considerable (15 minutos o más) con una amplitud de oscilación de unos 10 grados, la lectura puede indicar un exceso de hasta 4 hPa. Con todo, si la amplitud de la oscilación no fuese superior a dos grados, el error sería solamente de unos 0,2 hPa.

A causa de la constante de tiempo del barómetro, las fluctuaciones debidas a las variaciones de presión causadas por el ascenso y descenso del barómetro (balanceo y cabeceo) son de menor importancia. La oscilación del menisco del mercurio en un barómetro sin amortiguación se deberá principalmente a la aceleración variable a que está sujeto el barómetro a causa de los movimientos del buque. Así pues, el error de una simple lectura corregida del barómetro sin amortiguación, puede variar desde $\pm 0,2$ hPa hasta varios hectopascales, según las circunstancias.

4.2.6.6 COMPROBACIÓN POR COMPARACIÓN CON INSTRUMENTOS PATRÓN

El barómetro de mercurio debe ser comprobado con frecuencia, comparándolo con instrumentos patrón en tierra (por lo menos una vez cada tres meses); se debe llevar un registro permanente de dichas comprobaciones en una tarjeta adecuada o en un cuaderno especial.

Los barómetros aneroides y los barógrafos deberían ser revisados cada vez que sea posible, comparándolos con un barómetro de mercurio, o un hipsómetro y, respecto a instrumentos patrón en tierra, por lo menos una vez cada tres meses. El registro permanente de dichas comprobaciones debería colocarse junto al instrumento, si fuera posible, e incluir datos tales como la fecha de la comprobación, la temperatura y la presión a las que se efectuó la comprobación. Es importante sobre todo que los barómetros aneroides y los barógrafos se comprueben tan frecuentemente como sea posible, a causa del posible desplazamiento del cero, en especial cuando los instrumentos son nuevos.

4.2.7 Observaciones de las nubes y del tiempo

Para las observaciones visuales de las nubes y del tiempo se deben seguir las mismas reglas observadas en una estación terrestre (véanse los Capítulos 14 y 15 de la Parte I, y también el anexo relativo a las descripciones de las formas de precipitación). Deberán suministrarse instrucciones detalladas y recomendaciones sobre la

forma de realizar esas observaciones, teniendo en cuenta que la mayoría de los observadores en el mar son observadores voluntarios.

A falta de ayudas instrumentales, debe estimarse la altura de la base de las nubes. Para mejorar esa técnica de evaluación, habría que alentar a los observadores a que aprovechen cualquier oportunidad para comprobar sus estimaciones comparándolas con alturas conocidas como, por ejemplo, cuando se ve que una base nubosa intercepta una costa montañosa, aunque en tales circunstancias, la base de la nube puede estar más baja en la montaña que fuera de ella, en el mar.

La observación de la altura de la base de la nube con un proyector es de poco valor en un buque a causa de lo corta que es la línea de referencia disponible. Hay que dar preferencia a un instrumento que no necesite línea de referencia como, por ejemplo, un nefobasímetro láser (véase el Capítulo 15 de la Parte I). El instrumento debe estar instalado y situado de modo que lo pueda manipular y leer el oficial de guardia en el puente de navegación.

4.2.8 *Visibilidad*

En el mar, la falta de objetos adecuados hace imposible calcular la visibilidad con tanta exactitud como en las estaciones terrestres. Por ese motivo, en los informes de las estaciones marítimas se utiliza normalmente una escala de códigos sencilla.

En un buque grande es posible referirse a los objetos a bordo para estimar la visibilidad cuando ésta es muy baja, pero hay que reconocer que esas estimaciones pueden ser erróneas, puesto que el mismo buque puede influir en el aire que lo rodea. Para distancias mayores, el aspecto de la tierra al navegar cerca de la costa constituye una guía útil y, si se pueden localizar determinados puntos fijos, la distancia de ciertos puntos terrestres de referencia puede medirse en el mapa, precisamente cuando aparecen o desaparecen. Asimismo, en alta mar, cuando se ven otros buques y se conocen sus distancias, por ejemplo gracias al radar, se puede calcular la visibilidad. A falta de otros objetos, el aspecto del horizonte observado desde niveles distintos puede servir de base para la estimación. Aunque una refracción anormal puede dar lugar a errores en este método de estimación, éste es el único método disponible en ciertas circunstancias. De noche, el aspecto de las luces de navegación puede dar una indicación útil de la visibilidad.

Cuando la visibilidad no es uniforme en todas las direcciones, debe estimarse o medirse en la dirección de la mínima visibilidad, haciendo una anotación adecuada en el diario de navegación (excluyendo la reducción de la visibilidad debida al humo del buque).

El Capítulo 9 de la Parte I contiene información sobre la medición de la visibilidad. Sólo debe hacerse uso de los instrumentos que pueden emplearse con una línea de referencia o un haz de luz suficientemente cortos como para permitir su utilización en un buque. Lamentablemente, los efectos del calor que produce el

buque, y sus toberas, pueden conducir a mediciones poco representativas.

4.2.9 *Temperatura y humedad del aire*

Las mediciones de la temperatura y la humedad deberían hacerse con un psicrómetro bien ventilado. Por lo general, los otros tipos de instrumentos para medir la humedad no son adecuados. Los instrumentos deben estar bien expuestos a una corriente de aire fresco del mar, que no haya estado en contacto con el buque ni haya pasado sobre él; asimismo, deben estar protegidos contra la radiación, la precipitación y los rociones.

Los psicrómetros de honda, o los de aspiración, situados a barlovento del puente, han dado resultados satisfactorios. Si se emplean psicrómetros manuales, hay que leer los termómetros tan pronto como se detenga la ventilación.

Si se emplean garitas meteorológicas de persianas, hay que disponer de dos, fijando una en cada costado del buque, de manera que siempre se puedan hacer las observaciones a barlovento. De este modo, los termómetros pueden estar expuestos por completo a la corriente de aire, sin verse afectados por fuentes artificiales de calor y vapor de agua. Como solución alternativa se puede emplear una garita de persianas portátil, colgada en el lado que esté a barlovento, para conseguir la misma exposición. La muselina y la mecha del termómetro húmedo colocado en una garita de persianas debe cambiarse una vez por semana por lo menos, y con más frecuencia en tiempo de tormenta.

Para el mantenimiento general de los psicrómetros conviene seguir las recomendaciones formuladas en el Capítulo 4 de la Parte I. Se debe emplear agua destilada para el termómetro húmedo. Si no se dispone de ella fácilmente, el agua del condensador será generalmente más adecuada que el agua potable ordinaria.

Los psicrómetros no cubiertos dan mejores resultados en la práctica que los protegidos con garitas de persianas, que indudablemente son menos propensos a deficiencias de exposición.

4.2.10 *Precipitación*

En publicaciones de la OMM (1962; 1981a) se examina el tema de la medición de la precipitación en el mar. Como ayuda para los observadores a bordo de un buque, en el Anexo del presente capítulo figuran descripciones de la precipitación en el mar que pueden utilizarse para suministrar informes sobre el tiempo presente.

4.2.10.1 *MEDICIONES E INSTRUMENTOS*

La medición completa comprende tanto la determinación de la cantidad como la duración de la precipitación. La cantidad de precipitación debería medirse con un pluviómetro adaptado para ser utilizado a bordo de un buque. Las lecturas deben hacerse preferentemente cada seis horas. Las cantidades de precipitación hasta 10 milímetros deberán leerse con una aproximación de 0,2 mm. Las cantidades mayores se deberán leer con una

aproximación del dos por ciento del total. La exactitud de la medición deberá ser idéntica a la que se especifica para la lectura. La duración de la precipitación debe anotarse, en unidades redondeadas de cinco minutos.

Es difícil obtener mediciones seguras de la precipitación a bordo de un buque debido al efecto aerodinámico de la superestructura del buque, la influencia del balanceo y del cabeceo, la penetración de rociones en el instrumento de medida y los cambios de posición del buque. El equipo empleado en los buques para medir la precipitación debería construirse y estar expuesto de modo que se pudieran evitar o reducir al mínimo posible los tres primeros efectos mencionados.

Las mediciones de la precipitación procedentes de estaciones fijas (buques faro, buques-estaciones oceánicas, grandes boyas, torres, etc.) son particularmente valiosas, pues se elimina el movimiento del buque, y los datos pueden así incluirse sin reducción en los análisis climatológicos. Con todo, hay que tener en cuenta los problemas que plantea el movimiento de la plataforma y la contaminación de la sal.

PLUVIÓMETRO INSTALADO SOBRE UNA SUSPENSIÓN CARDÁN

El instrumento más comúnmente empleado a bordo de buques para medir la precipitación es el pluviómetro instalado sobre una suspensión cardán, solución ésta no muy eficaz, especialmente con muy mal tiempo, pues ese dispositivo no es capaz de mantener siempre horizontal el pluviómetro. Un dispositivo cardán eficaz es muy complicado y costoso y sólo se emplea a bordo de buques especiales. Así pues, generalmente, cuando se emplea un pluviómetro, la mejor solución parece ser una instalación fija con un dispositivo de mando a distancia para la medición.

PLUVIÓMETRO MARINO CÓNICO

El pluviómetro marino cónico se coloca normalmente en lo alto de un mástil. Un tubo de plástico lleva el agua a un recipiente colocado a distancia en el puente o en la timonera. Puede resultar un dispositivo útil para medir la precipitación, siempre que se tomen las debidas precauciones para la instalación del instrumento. La boca del pluviómetro debe quedar fija en un plano paralelo al puente del buque.

PLUVIÓGRAFO REGISTRADOR

Se han fabricado dos tipos de pluviógrafos registradores para utilizar en el mar. En uno de ellos, el colector está instalado al aire libre y el registrador en el interior. El agua de lluvia se lleva por un tubo desde el colector a un depósito próximo al registrador. Una plumilla, unida a un flotador en el depósito, registra los cambios de nivel de agua contenida en su interior sobre una banda enrollada en un tambor giratorio. El depósito se vacía de modo automático por medio de un sifón cuando la cantidad total recogida corresponde a 20 milímetros de lluvia.

En el instrumento que tiene contacto eléctrico, la conexión entre el pluviómetro y el registrador se logra

mediante un conductor eléctrico. El agua de lluvia captada por el colector se almacena, temporalmente, en un depósito. Después de haber recogido una cantidad correspondiente a 0,5 milímetros de agua de lluvia, la superficie del agua del depósito se eleva y toca una aguja que cierra un circuito eléctrico. En ese momento, un motor cierra la válvula de admisión y abre simultáneamente una válvula de drenaje. Después de que el agua es evacuada, las válvulas vuelven a su posición original y se envía un impulso simple al registrador. Los errores se producen cuando el movimiento del buque o de la boya producen fluctuaciones en el nivel de agua, en vez de subir el nivel de un modo uniforme. Se puede resolver este inconveniente utilizando una bomba peristáltica. Este dispositivo saca una cantidad fija de agua (no toda) cada vez que se establece un contacto, lo que hace que sea menos sensible a las fluctuaciones del nivel del agua. Además, este dispositivo no exige ningún tipo de mantenimiento de válvulas.

La observación de la precipitación por medio de radar requiere el uso de haces de radar estrechos y de pluviómetros calibrados, además de un equipo especial para comprobar el estado del radar y aplicar las correcciones necesarias. Los radares instalados a bordo de buques para otros fines no poseen esas características, y su empleo para la medición cuantitativa de la precipitación no constituye una práctica normal.

EXPOSICIÓN

La exposición de un pluviómetro debe ser tal que permita reducir al mínimo los tres primeros efectos mencionados anteriormente. Para emplazar un pluviómetro a bordo de un buque, lo más práctico es un lugar lo más cerca de la proa y lo más alto posible. Con todo, para casos particulares se pueden encontrar otros emplazamientos que se consideran igualmente satisfactorios y que ofrecen además un manejo más fácil del instrumento.

4.2.10.2 INTENSIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL MAR

Como es lógico suponer, se puede utilizar un pluviógrafo para medir la intensidad de la precipitación. Se han realizado diversos ensayos para facilitar una estimación visual de la intensidad de la precipitación estableciendo una relación con la visibilidad. Esa relación se obtuvo cuando se trataba de precipitaciones ligeras a moderadas procedentes de nubes más o menos continuas. Sin embargo, en otras condiciones meteorológicas, como en el caso de los chubascos, no se ha podido establecer ninguna relación segura. Con todo, incluso si las condiciones son buenas, los observadores deben tener presente que las apreciaciones de la visibilidad en el mar son difíciles de realizar con suficiente precisión para poder estimar la visibilidad satisfactoriamente.

4.2.11 Temperatura de la superficie del mar

La temperatura que hay que observar es la de la superficie del mar, representativa de las condiciones en la capa

de mezcla próxima a la superficie, justo por debajo de la capa superficial del océano.

La temperatura de la superficie del mar debe medirse con mucho cuidado. Una razón, entre otras, es que se utiliza para obtener la diferencia con la temperatura del aire, lo que proporciona una medición de la estratificación de la temperatura y la humedad y de otras características de las capas inferiores de las masas de aire marítimas. Por esas razones, la temperatura de un termómetro para agua del mar debe leerse con una precisión de 0,1°C.

No ha sido posible adoptar un mecanismo normalizado para observar las temperaturas de la superficie del mar debido a la gran diversidad de tamaño y velocidad de los buques, así como a las consideraciones relativas a costos, facilidad de funcionamiento y mantenimiento.

La temperatura de la superficie del mar puede ser observada como sigue:

- a) tomando una muestra de agua de la superficie del mar con un balde especialmente diseñado;
- b) leyendo la temperatura del agua a su entrada en el condensador;
- c) exponiendo un termómetro eléctrico a la temperatura del agua del mar, directamente o a través del casco del buque;
- d) haciendo uso de un radiómetro de infrarrojos, instalado en el buque, enfocado hacia la superficie del mar.

Los métodos principales empleados durante muchos años han sido el *a)* y el *b)*. Se han hecho estudios de las diferencias de temperaturas dadas por los dos métodos (OMM, 1972) de los que resulta que las temperaturas del agua a su entrada son en promedio 0,3°C superiores a las registradas en las muestras tomadas con baldes. En los últimos años, al haber aumentado la velocidad y la altura de los buques, el método *c)*, que da los resultados más uniformes, ha sido el más empleado. El uso de radiómetros no está generalizado. De todos esos métodos, la técnica de la toma de agua del condensador es la menos aconsejable por el gran cuidado que debe tenerse para obtener buenos resultados.

4.2.11.1 BALDES MARINOS

Se baja un balde por un costado del buque, se sube a bordo una muestra de agua de mar y se mide la temperatura del agua con un termómetro. La muestra se debe tomar del lado de sotavento del buque, y muy por delante de todos los conductos de desagüe. Se debe leer el termómetro tan pronto como haya alcanzado la temperatura de la muestra de agua. Cuando no se emplea, el balde debe colgarse en un lugar a la sombra para que escurra.

El diseño del balde marino debe permitir que el agua de mar circule en su interior durante la recogida y que el intercambio de calor debido a la radiación y a la evaporación sea mínimo. El termómetro que se emplee debe ser de respuesta rápida y fácil lectura, y preferentemente estará fijado al balde de manera permanente. Si

hay que sacar el termómetro para leerlo, debe tener poca capacidad calorífica y estar dotado de una cubeta en torno al depósito del termómetro con volumen suficiente como para que la temperatura del agua sacada con él no varíe mucho durante la lectura. El balde utilizado debe ser de un modelo que la organización que contrata el buque para esas observaciones juzgue conveniente para esos fines.

Las mediciones realizadas con baldes marinos de diseño sólido (no baldes de lona o de fabricación análoga) deben poder efectuarse en las más diversas condiciones. Sin embargo, esos baldes tienen un uso más limitado que los demás instrumentos del buque, ya que ese uso depende a veces de las condiciones meteorológicas.

4.2.11.2 TERMÓMETROS DE LA TOMA DE AGUA Y DEL DEPÓSITO

El termómetro incorporado al tubo de toma de agua cuando se construye el buque, en general, no es adecuado para medir la temperatura de la superficie del mar. Así pues, la organización que contrata el buque debe, con la autorización de la compañía armadora correspondiente, instalar un termómetro apropiado para dicho fin. Ese termómetro debe instalarse de preferencia en un tubo especial que proporcione una conductividad calorífica adecuada entre el depósito del termómetro y la toma de agua.

Cuando un termómetro de lectura directa se instala de manera que no puede leerse con facilidad, habría que advertir al observador sobre la posibilidad de error por paralaje en las lecturas. Un sistema de lectura a distancia, con el indicador en otro lugar (por ejemplo, en la sala de máquinas o en el puente), resuelve este problema. El observador debe tener presente también que en el caso de buques de gran calado, o cuando existe un fuerte gradiente de temperatura en la capa superficial del mar, las lecturas de la temperatura de la toma de agua, por lo general, difieren considerablemente de las que se hacen más próximas a la superficie del mar. Por último, como es natural, la temperatura de la toma de agua no debe medirse cuando el buque está detenido, pues entonces el agua de refrigeración no circula.

La temperatura de la muestra puede medirse en el compartimiento situado en el fondo del buque, donde van a parar los tubos de toma de agua. Es un excelente punto para instalar el sensor de un termómetro de lectura a distancia. Como alternativa, se puede instalar un pequeño depósito en el interior del casco, en contacto con el agua de mar a través de varios agujeros. Las limitaciones ya mencionadas afectan a dichas instalaciones.

4.2.11.3 TERMÓMETROS UNIDOS AL CASCO

Los termómetros unidos al casco proporcionan un sistema adecuado y exacto para medir la temperatura de la superficie del mar. Son, necesariamente, dispositivos de lectura a distancia; el sensor puede estar instalado tanto en el exterior, en contacto directo con el mar;

empleando una conexión "a través del casco", como sujeto al interior del casco (tipo "lapa"). Si bien las mediciones de ambos tipos de instrumentos ofrecen un elevado grado de concordancia, el primero da una respuesta algo más rápida.

Los sensores deberán colocarse delante de cualquier orificio de desagüe o descarga, a una profundidad de 1 ó 2 metros por debajo de la línea de flotación. En el caso de buques en que las variaciones de calado sean muy acusadas, puede ser necesario colocar más de un sensor. Pueden plantearse problemas considerables para la instalación del sensor y el cableado, que se resuelven mejor cuando el buque está en construcción. Para su instalación posterior, el termómetro tipo "lapa" no requiere que el buque sea llevado a dique seco.

4.2.11.4 TERMÓMETROS DE ARRASTRE

Se han ideado diversos procedimientos para arrastrar en el mar el sensor de un termómetro de lectura a distancia, que mida la temperatura en el mismo lugar en que se tomaría la muestra con un balde marino. Las diferencias residen en el modo de recoger a bordo el cable de conexión y en los arreglos dispuestos para exponer el sensor al agua del mar.

El cable debe ser capaz de resistir la tracción del sensor manteniendo una buena conexión eléctrica a pesar del esfuerzo a que está sometido. Uno de los primeros sistemas empleaba una gruesa cuerda de nylon trenzada, dentro de la cual se instalaba un cable telefónico de dos polos de alta resistencia a la tracción. Un sistema más moderno emplea una manguera de cloruro polivinílico que contiene en su interior un conductor alámbrico bipolar, sin apretar.

Como emplazamiento del sensor se ha empleado un pequeño balde provisto de una protección de pelo de cerdo embebido en caucho, sin apelmazar, para evitar deterioros por golpes o vibraciones. El balde, que tiene dos agujeros pequeños para que el agua salga lentamente, no tiene que estar sumergido continuamente. Tarda en vaciarse unos ocho segundos, de modo que los movimientos periódicos de las olas, de 2 ó 3 segundos, no afectan las temperaturas que se obtienen.

En otro sistema se prescinde del balde, disponiendo la manguera de modo que proporcione el emplazamiento y la protección que requiere el sensor. En los 2 ó 3 metros finales de la manguera, que tiene un diámetro interior de 12 mm, se practican agujeros de 8 mm de diámetro. Se cierra el extremo de la manguera, dejando un pequeño agujero de drenaje. Un cabo de cuerda atado al final de la manguera sirve para estabilizar el instrumento y permitir que éste se deslice suavemente por la superficie del mar dejando entrar el agua que fluye sobre el sensor.

Esos instrumentos dan lecturas que concuerdan bien con las de los baldes marinos de precisión y que pueden utilizarse inmediatamente. Sin embargo, dado que la experiencia en la materia es limitada, no se dispone de información sobre posibles obstrucciones

debidas a algas, etc. Por ese motivo es necesario recuperarlos y lavarlos cada vez que se utilizan, como se hace con los baldes.

4.2.11.5 RADIÓMETROS

Cualquier sustancia, en función de su temperatura, desprende energía calorífica en forma de radiación infrarroja. La cantidad de energía radiada y la longitud de onda de la radiación dependen de la temperatura de la sustancia y de su poder emisor. De esa manera, los radiómetros que responden a la radiación en el infrarrojo pueden utilizarse para medir la temperatura de una sustancia. Si está dirigido a la superficie del mar, un radiómetro mide la temperatura sólo de la capa más cercana a la superficie, de más o menos 1 milímetro de espesor, puesto que el poder emisor del agua es próximo a la unidad. Esa capa superior suele llamarse capa superficial del océano. En el océano puede haber fuertes gradientes de temperatura en los primeros centímetros de profundidad, registrándose la temperatura más baja en la parte superior, especialmente en situaciones de relativa calma.

Los radiómetros pueden ser portátiles (apuntando hacia adelante y hacia abajo), instalados en la proa o en un botafuete saliente del buque, o a bordo de un avión o satélite. Las mediciones de los radiómetros no representan en general las temperaturas de la superficie del mar tal como se han definido precedentemente, sino más bien la temperatura de la película superficial sometida a la evaporación. Se emplean solamente en algunos buques.

4.2.12 *Olas oceánicas y mar de fondo*

Los principales temas que se abordan en esta sección son las definiciones y el comportamiento de las olas, así como los métodos visuales para observarlas. Los métodos automáticos se mencionan brevemente en la sección 4.3 sobre boyas fondeadas, aunque también se utilizan con otros tipos de plataformas.

4.2.12.1 DEFINICIONES Y DESCRIPCIÓN DE LAS OLAS

Ola de viento: sistema de olas observado en un punto situado en el campo del viento que produce las olas.

Mar de fondo: sistema de olas observado en un punto alejado del campo del viento que produjo el oleaje, o que se observa cuando el campo del viento que produjo las olas ya no existe.

Longitud de onda de las olas: distancia horizontal entre dos crestas o senos sucesivos (es igual al período de la ola multiplicado por su velocidad).

Altura de las olas: distancia vertical entre la cresta y el seno.

Período de las olas: intervalo de tiempo que media entre el paso de dos crestas de olas sucesivas por un punto fijo (es igual a la longitud de las olas dividida por su velocidad).

Velocidad de las olas: distancia recorrida por una ola en una unidad de tiempo (es igual al cociente de la longitud por el período de la ola).

Las observaciones deben incluir la medición o la estimación de las siguientes características del oleaje de la superficie del mar con respecto a cada sistema de olas que se pueda distinguir, es decir, mar de viento y mar de fondo (sistema principal y sistema secundario):

- dirección (de donde proceden las olas) en la escala 01-36 como para la dirección del viento;
- período en segundos;
- altura.

Para la observación de las características de las olas de cada sistema de olas pueden utilizarse, a título de orientación, los siguientes métodos:

Las olas oceánicas originadas por el viento se propagan en amplios sistemas definidos en función del campo del viento que las originó y de la posición relativa del punto de observación. Teniendo en cuenta la diferencia entre el mar de viento y el mar de fondo, el observador debe distinguir entre los sistemas de olas reconocibles, considerando su dirección, su aspecto y su período.

La figura 4.1 representa el trazado típico de un gráfico obtenido mediante un registrador de la altura de las olas. Muestra la altura de la superficie del mar sobre un punto fijo en función del tiempo, es decir que representa el movimiento ascendente y descendente de un cuerpo flotante en la superficie del mar tal como lo vería un observador. Da una representación del aspecto normal de la superficie del mar cuando el viento lo agita y forma una ola.



Figura 4.1 — Mar de viento y mar de fondo típicos representados por un registrador de la altura de las olas.

Las olas se desplazan invariablemente en grupos irregulares, con áreas de poco desarrollo, con dos o más longitudes de onda entre los grupos. Esa irregularidad es mayor en el mar de viento que en el mar de fondo. Además, y esto no se puede mostrar en un gráfico, se pueden ver grupos de dos o más olas bien formadas en un mar de viento, que se desplazan en direcciones que pueden diferir hasta 20° ó 30° entre sí; como resultado de la interferencia del cruce de las olas, las crestas de las olas del mar de viento son más bien pequeñas. Las olas del mar de fondo tienen un aspecto más común. En general, esas olas se desplazan en sucesión más regular y en una dirección bien definida, con crestas largas y suaves. Se pueden observar olas típicas del mar de fondo no perturbadas en zonas donde ha habido poco viento o ningún viento durante un período de varias horas, un día o más. En la mayoría de las zonas, el mar de viento y el mar de fondo están entremezclados.

Al tratar de observar por separado las características de las olas de cada uno de los sistemas de olas identificables (mar de viento y mar de fondo), el observador tendrá que tener en cuenta el hecho de que las olas más altas del mar de viento parecen olas de mar de fondo, por sus crestas comparativamente más largas y sus períodos más amplios. Podría pensar que es posible dividir el conjunto de olas de diferentes alturas, períodos y direcciones (que en conjunto forman el sistema de un mar de viento) en dos sistemas de olas diferentes y considerar las olas más pequeñas como mar de viento y las más grandes como mar de fondo, pero no debe seguirse ese procedimiento.

La distinción entre mar de viento y mar de fondo se debe hacer en base a uno de los siguientes criterios:

Dirección de las olas: Si la dirección media de todas las olas de características más o menos similares (en particular altura y longitud) difiere en 30° o más de la dirección media de las olas de aspecto diferente (en particular, la altura y/o la longitud), los dos conjuntos de olas deberían considerarse como pertenecientes a sistemas de olas distintos.

Aspecto y período de las olas: Cuando las olas típicas del mar de fondo, que se caracterizan por su aspecto regular y sus largas crestas, corresponden más o menos a la dirección de donde sopla el viento, es decir, que la desviación es inferior a 20° , habrán de considerarse como pertenecientes a un sistema de olas diferente si su período es por lo menos 4 segundos mayor que el período de las olas más grandes del mar de viento.

Para medir el período y la altura medios de un sistema de olas se deben considerar las olas características; es decir, las olas más altas del centro de cada grupo de olas bien formadas (Figura 4.1). Las olas planas y mal formadas (A) en el área situada entre los grupos deben omitirse totalmente en el informe.

Lo que se necesita es el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas bien formadas de los centros de los grupos; naturalmente, esas olas no pueden ser consecutivas. Las perturbaciones menores en forma de ola (B), que se deben claramente a la acción del viento, y que aparecen en la parte superior de las olas más grandes, deben omitirse también en el informe.

Ocurre a veces que ciertas olas rebasan literalmente la altura de las olas vecinas (C). Esas olas pueden producirse aisladamente o en grupos de dos o tres. El observador no debe concentrar su atención sólo en esas olas máximas; para poder determinar el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas, debe considerar asimismo los grupos de olas bien formadas de altura media. En consecuencia, la altura de las olas que se comunique será inferior a la altura máxima de las olas observadas. Por término medio, la altura real de una de cada diez olas rebasará la altura que se comunica.

El observador debe tener presente que únicamente deben registrarse las mediciones, o que hay que tomar nota sólo de estimaciones muy precisas. Las estimaciones

imprecisas tienen poco valor. Para las observaciones, el criterio de calidad debe prevalecer sobre el de cantidad. Si puede medirse o estimarse realmente bien solamente dos, o incluso sólo uno de los tres elementos (dirección, período, altura), como puede suceder de noche, el informe seguirá siendo útil.

En la aplicación de los métodos de observación que se describen a continuación hay que tener en cuenta las consideraciones precedentes.

4.2.12.2 OBSERVACIONES DESDE BUQUES MERCANTES ORDINARIOS

DIRECCIÓN DE LAS OLAS

La dirección de donde provienen las olas puede determinarse más fácilmente mirando en la dirección de la línea de las crestas de las olas y dando un giro de 90°; en ese momento, el observador se sitúa frente a la dirección de donde proceden las olas.

PERÍODO DE LAS OLAS

Este es el único elemento que puede realmente medirse a bordo de buques mercantes en movimiento. Si se dispone de un cronómetro, basta con un solo observador, de otro modo se necesitan dos observadores y un reloj con segundero. El observador se fija en algún objeto pequeño que flote en el agua a cierta distancia del buque; si no se dispone de nada mejor, por lo general es posible encontrar una mancha de espuma bien definida que se pueda identificar durante los pocos minutos que se requieren para las observaciones. El observador acciona el cronómetro cuando el objeto aparece en la cresta de la ola. Al desplazarse la cresta de la ola, el objeto desaparece en el fondo del seno, volviendo a aparecer en la cresta siguiente, etc. Se anota el momento en que el objeto parece estar en lo alto de cada cresta. Se continúan las observaciones tanto tiempo como se pueda; generalmente se terminarán cuando el objeto esté demasiado distante para ser identificado a causa del movimiento del buque. Se conseguirá, por supuesto, el más largo período de observación eligiendo un objeto que inicialmente se halle a proa tan lejos como pueda ser visto con claridad.

Otro método consiste en observar dos o más períodos distintos y consecutivos de olas de un grupo determinado, mientras el cronómetro funciona continuamente: cuando la última cresta diferenciada de un grupo haya pasado, o cuando se piensa que el objeto va a desaparecer, se detiene el cronómetro y se vuelve a poner en marcha con el paso de la primera cresta diferenciada de un nuevo grupo. El observador cuenta el número total de períodos, hasta alcanzar 15 ó 20 como mínimo.

En el caso de observaciones de períodos menores de 5 segundos en condiciones de viento débil, las anteriores observaciones pueden no ser fáciles de realizar, pero esas olas son menos interesantes que las de períodos mayores.

ALTURA DE LAS OLAS

Con cierta experiencia, se pueden hacer estimaciones bastante fiables. Para estimar la altura de las olas que tienen una longitud bastante menor que el buque, el observador debe colocarse en un lugar del buque tan bajo como sea posible, de preferencia en el centro, donde el cabeceo es mínimo, y en el lado del buque de donde vienen las olas. Hay que aprovechar los intervalos ocasionales durante los cuales cesa temporalmente el balanceo del buque.

En el caso de olas de una longitud superior a la del buque, no debe utilizarse el método anterior, pues el buque se levanta con la ola. En esas condiciones se obtienen mejores resultados si el observador sube o baja por el buque hasta hallar la posición desde la cual pueda ver aparecer las olas a nivel del horizonte, cuando el buque esté en el seno de las olas en posición vertical (véase la Figura 4.2). En ese momento la altura de la ola es igual a la altura del observador sobre el nivel del agua que está debajo de él *a*). Si el buque se balancea, hay que asegurarse de que la ola que se aproxima esté alineada con el horizonte en el momento mismo en que el buque está en posición vertical, pues de otro modo la estimación de la altura sería excesiva *b*).

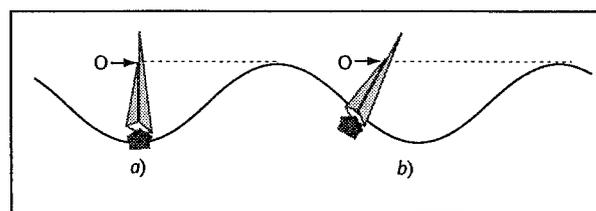


Figura 4.2 — Efecto del balanceo del buque en la estimación de la altura de la ola.

Con mucho, el caso más difícil se presenta cuando la longitud de la ola supera la longitud del buque y además es una ola de poca altura. La mejor estimación de la altura se obtendrá colocándose tan cerca del agua como sea posible, pero aun así la estimación será poco precisa.

4.2.12.3 OBSERVACIONES DESDE BUQUES-ESTACIONES OCEÁNICAS Y OTROS BUQUES ESPECIALES

Los buques-estaciones oceánicas normalmente están equipados con instrumentos de medición. Sin embargo, cuando se realizan observaciones visuales se seguirá el procedimiento antes descrito, orientando el buque de modo que reciba las olas directamente de frente. Para medir el período, se puede arrojar un objeto por el costado. Para medir la altura, conviene pintar marcas en la parte central de los costados del buque (a intervalos de medio metro) y medir por ese medio la altura de las olas, a partir del fondo del seno de la ola hasta la cresta.

La mejor manera de medir la longitud consiste en arrastrar una boya por la popa a una distancia tal que las crestas de dos olas sucesivas lleguen al mismo tiempo a la boya y al observador. La distancia que separa las dos crestas representa la longitud de la ola.

La velocidad puede obtenerse midiendo el tiempo que tarda una ola en recorrer la distancia de la popa a la boya, teniendo en cuenta la velocidad del buque.

4.2.12.4 OLAS EN AGUAS COSTERAS

Las siguientes definiciones suplementarias se aplican a la superficie del mar en las aguas costeras:

Rompiente: Desplome de toda una ola como resultado de su avance en aguas muy poco profundas (del orden del doble de la altura de la ola);

Resaca: Agua que rompe entre la línea de la costa y la línea exterior de las rompientes;

Mar rompiente: Desplome parcial de la cresta de una ola debido a la acción del viento; la precipitación de las olas como consecuencia de su encuentro con una corriente opuesta o un flujo de marea; o la precipitación de las olas a causa de su avance en aguas poco profundas, pero no tanto como para causar su rompimiento.

No cabe esperar que las observaciones de las olas efectuadas desde una estación costera sean representativas de las condiciones en alta mar; ello obedece a que las olas se ven afectadas por la profundidad del agua, por las mareas y por la reflexión de las mismas en objetos tales como rocas escarpadas y malecones. Por otra parte, si el lugar está resguardado por promontorios o, menos evidente, por bajíos, se puede ver afectada la medición de la altura y la dirección de desplazamiento de las olas. En una publicación de la OMM (1991a) figura un extenso informe sobre esos fenómenos.

Cuando se efectúan observaciones a pesar de esas dificultades se deben elegir las olas del mismo modo que en el mar. Si esas observaciones se requieren para fines de investigación sobre las olas, se debe indicar con exactitud la profundidad media del agua en el momento de la observación, y la hora de la observación.

4.2.12.5 TERMINOLOGÍA RELATIVA A LAS OLAS DEL MAR DE VIENTO Y DEL MAR DE FONDO

Se recomienda el empleo de la siguiente terminología en los informes que no sean mensajes cifrados, es decir cuando se trata de suministrar información meteorológica y predicciones para la navegación, las publicaciones, los pilotos, etc.:

Para la longitud de las olas del mar de fondo:

Cortas	0 – 100 metros
Medias	100 – 200 metros
Largas	más de 200 metros

Para la altura de las olas del mar de fondo:

Pequeña	0 – 2 metros
Moderada	2 – 4 metros
Grande	más de 4 metros

Para la altura de las olas del mar de viento:

Calma (como un espejo)	0
Calma (rizada)	0 – 0,1 metros
Suave (olas pequeñas)	0,1 – 0,5 metros
Poco agitada	0,5 – 1,25 metros
Moderada	1,25 – 2,5 metros

Erizada	2,5 – 4 metros
Muy erizada	4 – 6 metros
Alta	6 – 9 metros
Muy alta	9 – 14 metros
Olas enormes	más de 14 metros

En todos los casos, la altura o la longitud límite exacta queda incluida en la categoría inferior; por ejemplo, un mar de viento de 4 metros de altura se define como erizado. Cuando el estado de la superficie del mar es tan confuso que ninguno de los términos descriptivos que anteceden puede considerarse adecuado, se debe emplear el término “confuso”.

4.2.13 Hielo

En el mar se pueden encontrar diversas formas de hielo flotante. La más común es la que resulta de la congelación de la superficie del mar, a saber, hielos marinos. Otras formas son el hielo fluvial y el hielo de origen terrestre. Se encuentra hielo fluvial en los puertos y estuarios donde se desplaza por efecto de las corrientes de las mareas y por lo general sólo constituye un obstáculo pasajero para la navegación marítima. El hielo de origen terrestre, en forma de témpanos, se trata por separado más adelante.

Tanto los témpanos como los hielos marinos pueden resultar peligrosos para los buques y siempre afectan a la navegación marítima. El hielo marino afecta también el proceso normal de intercambio de energía entre el mar y el aire situado sobre el mismo. La extensión de la cobertura de los hielos marinos, que puede variar mucho de un año a otro, tiene una gran influencia tanto en las zonas oceánicas adyacentes como en las condiciones meteorológicas en extensas regiones del mundo. Por lo tanto, su distribución es de gran interés para los meteorólogos y oceanógrafos. Aunque la fotografía por satélite constituye un medio revolucionario de realizar observaciones a gran escala de la extensión de la cobertura de hielos marinos, las observaciones efectuadas por las estaciones costeras, los buques y los aviones siguen siendo esenciales para realizar observaciones detalladas y para verificar en tierra las observaciones realizadas por satélite.

Actualmente, las observaciones de los hielos flotantes se basan casi siempre en estimaciones visuales. Las únicas observaciones instrumentales se efectúan con el radar clásico y nuevas técnicas como, por ejemplo los sensores pasivos de microondas o radares de exploración lateral a bordo de aviones. Sin embargo, los témpanos constituyen malos reflectores para el radar y no siempre pueden detectarse por este medio.

4.2.13.1 FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL HIELO MARINO HIELO DE MENOS DE 30 CM DE ESPESOR

El primer indicio de formación de hielo es la aparición de pequeñas agujas o placas de hielo en los centímetros superiores del agua. Esas agujas, conocidas como cristales de hielo, se forman en grandes cantidades y dan al mar un aspecto oleaginoso. Conforme prosigue el

enfriamiento, los cristales de hielo se funden formando un hielo grasiento, de aspecto esmerilado. En condiciones próximas al engelamiento, pero aún libre de hielo, la nieve que caiga puede hacer que la superficie del mar se vea como si estuviese cubierta por una capa de grasa. Esas formaciones pueden agruparse por la acción del viento y de las olas formando una costra, que se clasifica como hielo nuevo. Al proseguir el enfriamiento, se forman hojas de costra de hielo, o nilas, según la rapidez de enfriamiento y la salinidad del agua. La costra de hielo se forma cuando se hiela agua de poca salinidad, creándose una delgada capa de hielo quebradizo que no contiene casi sal, mientras que cuando se congela agua de salinidad elevada, en especial si el proceso es rápido y el viento muy débil, el hielo tiene una propiedad elástica que es característica de las nilas. Esta última forma de hielo se subdivide, según su espesor, en nilas opacas y ligeras; la segunda forma, más avanzada, alcanza un espesor máximo de 10 centímetros.

La acción del viento y de las olas pueden romper la costra de hielo o nilas, formando el hielo panqueque, que a su vez pueden congelarse y espesarse formando hielo gris y hielo gris-blanco; este último puede alcanzar espesores de hasta 30 cm. Esas formas de hielo se denominan en conjunto hielo joven. Una mar gruesa puede romper estos hielos, convirtiéndolos en bandejas o bandejones de diversos tamaños.

HIELO DE 30 CM A 2 METROS DE ESPESOR

La siguiente etapa de evolución se conoce como hielo del primer año y se subdivide en las siguientes categorías: delgado, medio y grueso. El hielo delgado del primer año tiene un espesor de 30 a 70 cm. El hielo medio del primer año tiene espesores que varían entre 70 y 120 cm, mientras que en las zonas polares el hielo grueso del primer año puede alcanzar al final del invierno un espesor de unos 2 metros.

HIELO VIEJO

Se denomina hielo viejo al hielo grueso del primer año que perdura después de la estación de fusión del verano. Esta categoría se subdivide en hielo del segundo año o hielo de varios años, según sea que los bloques de hielo hayan sobrevivido uno o más veranos. El espesor del hielo viejo oscila normalmente entre 1,2 y 3 metros, e incluso más, antes del comienzo de la estación de fusión. Al final de la estación veraniega de fusión, el espesor del hielo viejo puede haberse reducido de modo considerable. Se puede identificar con frecuencia el hielo viejo por su superficie de color azulado que contrasta con la de tono verdoso del hielo del primer año.

CUBIERTA DE NIEVE

Durante el invierno, el hielo se cubre generalmente de nieve que aísla al hielo del aire que está por encima y tiende a reducir su ritmo de crecimiento. El espesor de la cubierta de nieve difiere mucho de una región a otra

como consecuencia de las distintas condiciones climáticas. Su espesor puede variar también mucho, en distancias muy pequeñas, debido a los vientos variables y a la topografía del hielo.

REDUCCIÓN DEL HIELO MARINO

Mientras la cubierta de nieve persiste, casi el 90 por ciento de la radiación recibida es devuelta por reflexión al espacio. Ulteriormente, sin embargo, la nieve empieza a fundirse al subir la temperatura del aire por encima de 0° C, al principio del verano, formándose charcos de agua derretida en la superficie. Esos charcos absorben el 90 por ciento de la radiación entrante y aumentan rápidamente conforme van fundiéndose la nieve o el hielo circundantes. Por último, los charcos penetran hasta la superficie inferior de los hielos flotantes y se conocen como alvéolos de fusión. Esta lenta reducción es característica del hielo en el Océano Ártico y en los mares donde el movimiento se ve limitado por la costa o por islas. Allí donde el hielo puede desplazarse libremente hacia aguas más calientes (por ejemplo, la Antártida, Groenlandia oriental y el Mar del Labrador) se acelera la reducción como consecuencia de la acción de erosión de las olas, así como de las temperaturas más altas del aire y del mar.

MOVIMIENTO DEL HIELO MARINO

El hielo marino se puede clasificar en dos tipos principales según su movilidad. Uno de ellos es el hielo a la deriva, que está continuamente en movimiento por la acción del viento y las fuerzas de las corrientes; el otro es el hielo fijo, sujeto a las costas o a las islas y que no se mueve. Cuando el hielo está muy concentrado (es decir, 7/10 o más) en vez de hielo a la deriva puede hablarse de banco/campo de hielo.

La fuerza del viento sobre el hielo a la deriva hace que los bandejones se muevan, aproximadamente, en la dirección del viento. La fuerza de desviación debida a la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis) hace que en el hemisferio Norte los bandejones se desvíen unos 30° a la derecha de la dirección del viento en superficie. Puesto que el mismo viento en superficie se desvía otro tanto del viento geostrófico, pero en sentido opuesto (siendo medido directamente el viento geostrófico a partir de las isobaras), la dirección del movimiento de los bandejones debida sólo al arrastre del viento puede considerarse paralela a las isobaras.

La velocidad de desplazamiento del hielo marino debida al viento varía no sólo en función de la velocidad de viento, sino también en función de la concentración de hielo a la deriva y del grado de deformación (véase la subsección más adelante). En el caso de los hielos a la deriva aislados (1/10 a 3/10), estos tienen mucha más libertad para responder al viento que cuando están muy concentrados (7/10 a 8/10) y es muy limitado el espacio libre. El dos por ciento de la velocidad del viento es un promedio razonable para la velocidad de arrastre del hielo originada por el viento en hielos a la deriva muy

concentrados, pero se pueden observar velocidades de arrastre del hielo mucho mayores en hielos a la deriva aislados. Dado que esos hielos flotan, se produce un empuje por parte de las corrientes marinas de las capas superiores del mar, ya se trate de mareas o de corrientes de otro origen con una dirección más estable. En general, es muy difícil distinguir entre la deriva debida al viento y la que producen las corrientes, pero de cualquier modo, cuando ambas actúan, el movimiento resultante es siempre la suma vectorial de ambas. Normalmente predomina la fuerza del viento, sobre todo en zonas alejadas de la costa.

DEFORMACIÓN DEL HIELO MARINO

La superficie del hielo marino sometido a presión sufre deformaciones. Cuando se trata de hielo nuevo o joven, las deformaciones producen un sobrecurrimiento a medida que los bandejones se superponen unos a otros. Si se trata de hielo más grueso, de acuerdo con las fuerzas convergentes, se producen cordones de hielo o montículos. A medida que los bloques de hielo se superponen por encima del nivel medio del hielo a la deriva y forman cordones o montículos, una gran cantidad de hielo es empujada hacia abajo para poder soportar así el peso de esos cordones o montículos. Como el calado de éstos puede ser de tres a cinco veces su altura, estas deformaciones dificultan seriamente la navegación. Por eso, en general, es más fácil navegar a través de cordones recientes que de cordones viejos, consolidados y modificados por la intemperie.

4.2.13.2 TÉMPANOS

Los témpanos son grandes masas de hielo flotante que provienen de los glaciares y, en particular, de las mesetas de hielo. Su profundidad debajo del agua, en comparación con la altura sobre ella, varía mucho según las diferentes formas de témpanos. La masa sumergida de un témpano del Antártico, que proviene de una meseta de hielo flotante, es casi siempre menor que la masa sumergida de los témpanos que provienen de los glaciares de Groenlandia. En el caso de un témpano tabular típico del Antártico, cuyos 10-20 m superiores están compuestos de nieve vieja, la parte de su masa sobre el agua será la quinta parte de la masa sumergida; tratándose de un témpano del Ártico, compuesto casi totalmente de hielo con mucha menos nieve, la relación es normalmente de 1:8.

Los témpanos disminuyen de tamaño como consecuencia de tres procesos distintos: por desprendimiento, por fusión y por la erosión ocasionada por las olas. Se habla de desprendimiento cuando se quiebra y se separa una parte del mismo; ello perturba el equilibrio del témpano, de modo que flota con un ángulo distinto al de su posición de equilibrio e incluso puede dar una vuelta de campana. Una de las características generales de los témpanos son sus grandes proporciones/salientes por debajo del agua, que pueden ser difíciles de observar. En aguas frías, la fusión se produce principalmente en la

línea de flotación, mientras que en aguas cálidas la fusión ocurre sobre todo en la parte sumergida y, con frecuencia, fragmenta los témpanos. Es muy peligroso aproximarse a un témpano que se está fundiendo en aguas cálidas porque es inestable y puede fragmentarse o volcarse en cualquier momento. En torno a los témpanos que se están desintegrando rápidamente suele haber numerosos gruñones y tempanitos que constituyen un peligro, particularmente para la navegación.

Los témpanos son malos reflectores de las ondas radioeléctricas y, por consiguiente, no siempre pueden ser detectados por radar. Los fragmentos del témpano (tempanitos y gruñones) son todavía más difíciles de detectar por medio del radar del buque, pues frecuentemente los ecos quedan cubiertos por el ruido de los ecos de fondo que forman las olas y el mar de fondo. Esos fragmentos menores son especialmente peligrosos para la navegación pues, a pesar de su pequeño tamaño, tienen una masa suficiente como para dañar a un buque que entre en contacto con ellos a velocidad normal de crucero. Algunos gruñones, constituidos por hielo puro, apenas sobresalen de la superficie del mar y resultan extremadamente difíciles de detectar.

4.2.13.3 OBSERVACIONES DEL HIELO MARINO Y LOS TÉMPANOS

La clave para realizar una buena observación de los hielos reside en una familiarización con la nomenclatura de los hielos y en la adquisición de una buena experiencia en la materia. La publicación de la OMM (1970), con sus ilustraciones, es la mejor guía a disposición del marino para reconocer e identificar los hielos marinos.

Las características más importantes de los hielos marinos que afectan a la navegación son:

- a) espesor: grado de evolución (es decir, hielo nuevo, hielo joven, hielo del primer año o hielo viejo y sus subdivisiones);
- b) cantidad: concentración (estimada en décimas de la superficie del mar cubierta por el hielo);
- c) desplazamiento: sobre todo con respecto a sus efectos en la deformación.

Dado que los témpanos constituyen un grave peligro para la navegación, en particular de noche o con mala visibilidad, es también importante señalar el número de témpanos a la vista en el momento de la observación, especialmente en aguas donde se observan con menos frecuencia.

Se puede señalar la presencia de hielo marino en lenguaje claro o por medio de claves. La OMM ha adoptado dos claves para el cifrado del hielo marino, que se utilizan a nivel internacional. La más sencilla está constituida por el grupo ICE agregado al final de la clave SHIP. La clave ICEAN ha sido elaborada para uso de los especialistas con miras a la transmisión de los análisis y pronósticos de hielos marinos.

Para la observación de los hielos marinos a bordo de buques y en las estaciones costeras rigen dos reglas básicas:

- a) disponer de un amplio campo de visión haciendo la observación desde un punto conveniente, lo más alto posible sobre la superficie del mar (por ejemplo, desde lo alto de un faro, desde el puente o desde la posición del vigía del buque);
- b) no intentar señalar las condiciones de hielo en el mar más allá de un radio superior a la mitad de la distancia que separa el punto de observación de la línea de horizonte.

La OMM ha elaborado una serie de símbolos para emplear en los mapas que representan las condiciones observadas o previstas en relación con los hielos marinos. Esos símbolos tienen por objeto permitir el intercambio internacional de información sobre hielos marinos y la transmisión de datos sobre los hielos por radiofacímil.

4.2.13.4 OBSERVACIONES RELATIVAS A LA FORMACIÓN DE HIELO

La formación de hielo es en extremo peligrosa para pequeños buques, en particular aquellos de menos de 1.000 toneladas brutas. Incluso en buques del orden de 10.000 toneladas brutas puede causar averías en la radio y el radar debido al engelamiento de las antenas. También se puede ver afectada la visibilidad desde el puente. Se han planteado problemas debidos al engelamiento de las cargas de cubierta de grandes buques que transportan contenedores. Además de su posible efecto sobre la estabilidad, dicho engelamiento puede originar dificultades para la descarga en el puerto de destino cuando los contenedores y sus amarras están sólidamente soldados a la cubierta por el hielo. Los barcos pesqueros son particularmente vulnerables a la formación de hielo. La publicación de la OMM (1991a) contiene más información sobre el tema, y en la publicación de la OMM (1974) se examinan más detalladamente los aspectos meteorológicos de esta cuestión.

En el mar se producen principalmente dos tipos de engelamiento: el engelamiento del agua de mar y del agua dulce. El primero puede deberse a los rociones y al agua de mar levantada por la interacción entre el buque o instalación y las olas, a los rociones lanzados por las crestas de las olas, o ambos. El engelamiento debido al agua dulce puede deberse a la lluvia y/o llovizna engelante; otras veces, a la nieve fundida seguida por un descenso de la temperatura, o a la niebla engelante. Ambos tipos de engelamiento pueden ocurrir a un mismo tiempo.

Los elementos meteorológicos más importantes que rigen la formación de hielo en el mar son la velocidad del viento y la temperatura del aire. Cuanto más alta es la velocidad del viento respecto del buque y más baja la temperatura del aire, mayor es la rapidez de formación de hielo. Parece ser que no hay limitación de temperatura por debajo de la cual disminuya el riesgo de engelamiento.

En la clave de la OMM para los buques (OMM, 1995), que se emplea para transmitir informes meteorológicos de los buques en el mar, figuran disposiciones

relativas a los informes sobre formación de hielos. La notificación puede hacerse en clave o en lenguaje claro. La clave, en un sólo grupo de cinco cifras, sirve para enviar informes de la causa del engelamiento, el espesor del hielo y la rapidez de formación. Los informes en lenguaje claro deben ir precedidos de la palabra ICING, y están particularmente recomendados para indicar las formas de engelamiento que son peligrosas para los buques.

4.2.14 *Observaciones de fenómenos especiales*

Al describir las trombas marinas, siempre debe indicarse el sentido de la rotación como si se observaran desde arriba.

4.2.15 *Actividades efectuadas por los buques de observación voluntaria*

Un paso inicial esencial para reclutar observadores voluntarios es obtener el permiso de los armadores y del comandante del buque. Una vez hecho esto y seleccionado el observador, los agentes meteorológicos de puerto deberán capacitar a dichos observadores sobre los siguientes aspectos:

- a) cuidado de los instrumentos en general;
- b) exposición y lectura del higrómetro o del psicrómetro;
- c) obtención de muestras de agua del mar y lectura de sus temperaturas;
- d) observaciones de las nubes, particularmente por cuanto se refiere a su altura;
- e) uso de la clave meteorológica existente;
- f) cifrado y transmisión por radio de las observaciones;
- g) utilización, por parte del navegante, de la información meteorológica que recibe por radio de los diversos países durante su viaje.

Una vez enrolado un buque, el agente meteorológico de puerto debe comprometerse a visitarlo por lo menos una vez cada tres meses, para verificar la exactitud de los instrumentos y reponer las existencias de formularios, documentos, etc. Aprovechará la ocasión para fomentar el interés por la meteorología y explicar el interés mutuo que para marinos y meteorólogos reviste la información exacta sobre el tiempo.

Una publicación de la OMM (1982) contiene información completa sobre el Programa de Buques de Observación Voluntaria de la OMM.

4.3 **Boyas fondeadas**

Por lo general, las boyas fondeadas diseñadas para actividades en alta mar, están equipadas con sensores para medir los siguientes parámetros:

- a) velocidad del viento;
- b) dirección del viento;
- c) presión atmosférica;
- d) temperatura de la superficie del mar;
- e) altura y período de la ola;
- f) temperatura del aire;
- g) humedad relativa.

Otros elementos de información que pueden obtenerse con algunas de esas boyas son:

- a) espectro de la ola (direccional y no direccional);
- b) radiación solar;
- c) corrientes de la superficie;
- d) salinidad;
- e) temperatura subsuperficial.

Además de las mediciones meteorológicas y oceanográficas, se acostumbra verificar la ubicación de la boya y diversos parámetros de mantenimiento de rutina que se emplean en el control de calidad de los datos y el mantenimiento. La tecnología de las boyas fondeadas se ha perfeccionado a tal punto que es frecuente mantenerlas en funcionamiento automáticamente de 6 a 12 meses, incluso en las condiciones más difíciles. La vida operativa está determinada sobre todo por la duración de los sensores, que se cambian a intervalos de 12 a 18 meses.

En la actualidad se considera que las mediciones obtenidas con boyas fondeadas son mejores que las realizadas a bordo de buques, por cuanto se refiere a la exactitud y fiabilidad de la medición (Wilkerson y Earle, 1990).

Las exactitudes típicas de esas boyas son:

Velocidad del viento	$\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ ó 10%
Dirección del viento	$\pm 10^\circ$
Temperatura del aire	$\pm 1^\circ\text{C}$
Presión del aire	$\pm 1 \text{ hPa}$
Temperatura de la superficie del mar	$\pm 1^\circ\text{C}$
Humedad relativa	$\pm 6\%$
Altura representativa de la ola	$\pm 0,2 \text{ m}$ ó 5%
Período de la ola	$\pm 1 \text{ sec}$

Los sensores instalados en boyas fondeadas que sirven para medir el viento están normalmente ubicados a una altura de 3 a 5 m. La mayoría de esos sensores están diseñados para seguir el movimiento de las olas de superficie (de hecho, esto es esencial para determinar con exactitud la altura de las olas); se pueden ajustar las velocidades del viento a la altura normal de referencia de 10 m. Se han propuesto varios métodos para comparar la variación del viento con la altura sobre la superficie del mar, pero como la altura del anemómetro es con frecuencia inferior a la altura de la ola representativa (es decir, en la capa límite de la perturbación), no está claro si se pueden aplicar esas teorías. Sin embargo, los resultados empíricos obtenidos por el Reino Unido con boyas ubicadas en alta mar, equipadas con sensores a unos 4 m sobre el nivel del mar, demuestran buena concordancia con los modelos numéricos de los vientos de superficie si las mediciones se aumentan en un promedio del 12 por ciento.

En una publicación de la OMM (1990) se recoge una exposición introductoria sobre la medición de las olas y otra información conexas. A título indicativo, la altura significativa de la ola equivale a cuatro veces el valor cuadrático medio de la altura del mar cerca del nivel cero, en un período de 10 minutos. El período de las olas en el mismo sistema corresponde al valor medio

del cruce ascendente con respecto al punto cero durante un período de 10 minutos.

La boya fondeada es un equipo complejo y de funcionamiento costoso. El riguroso entorno en que operan exige el mejor diseño y la más elevada calidad técnica de construcción. La publicación de la OMM (1990) contiene más información sobre el diseño, funcionamiento y rendimiento de boyas fondeadas.

4.4 Faros flotantes automáticos

Estas plataformas son, en muchos sentidos, similares a las boyas fondeadas. Sin embargo, debido a su mayor tamaño y capacidad de carga instrumental, son más adecuadas para instalar sensores adicionales, tales como los sensores para observar la visibilidad. En caso de tiempo extremo, esos sensores pueden ser afectados por rocciones de mar generados por la misma plataforma. Con todo, en la mayoría de condiciones, su rendimiento es idéntico al de los instrumentos que se encuentran en las estaciones meteorológicas terrestres automáticas.

4.5 Torres y plataformas

En las torres (sobre todo en aguas relativamente poco profundas, cerca de la costa) es posible poner en funcionamiento estaciones meteorológicas normalizadas automáticas, similares en diseño a las estaciones meteorológicas terrestres automáticas (véase el Capítulo 1). Con frecuencia se emplean instrumentos adicionales como, por ejemplo, telémetros de nubes y visiómetros, así como sensores que sirven para medir la altura de las olas y el nivel medio del agua por encima de un punto de referencia. En plataformas dotadas de personal, los datos obtenidos pueden complementarse con observaciones visuales de las nubes, la visibilidad y el tiempo, para tener informes sinópticos completos.

Las plataformas y torres pocas veces son estructuras ideales para instalar sensores meteorológicos. Las mediciones del viento deben realizarse a alturas superiores a los 100 m sobre el nivel medio del mar; la corrección para obtener el valor equivalente de los vientos de superficie a 10 m de altura se ve complicada de realizar debido a los efectos de la agitación de la superficie del mar, la cual guarda relación con la velocidad del viento. En el caso de torres más cercanas a la costa, la altura de la marea puede alterar considerablemente la altura efectiva del sensor del viento. Los sensores de temperatura y humedad requieren una instalación muy cuidadosa ya que casi siempre existen fuentes de calor y evacuación que modificarán el entorno local. En consecuencia, de ello se deduce que es poco probable que los datos procedentes de torres y plataformas se utilicen para aumentar la exactitud y representatividad prevista de una boya fondeada moderna.

4.6 Boyas a la deriva

Las boyas a la deriva se han venido utilizando durante muchos años en actividades oceanográficas, sobre todo para la medición de las corrientes; con todo, la creación

de sistemas fiables de seguimiento y retransmisión de datos por satélite (OMM, 1989a) ha producido un importante aumento en el número de boyas oceánicas a la deriva desplegadas, y se han hecho grandes adelantos en cuanto a la capacidad de los sensores de esas boyas con fines meteorológicos y oceanográficos.

Una publicación de la UNESCO (1988) presenta una descripción de los sistemas de boyas a la deriva y sus modos de funcionamiento. Véanse también los informes anuales del Grupo de cooperación OMM/COI sobre boyas de recopilación de datos, como el OMM/COI (1994).

La evolución de la tecnología en materia de boyas a la deriva se ha debido principalmente a las necesidades de la investigación oceanográfica, por una parte, y de la meteorología operativa, por otra. De esa manera, se distinguen dos tipos diferentes de boyas:

- a) para investigación oceanográfica, y en particular para el Experimento Mundial sobre la Circulación Oceánica (Programa sobre la velocidad de las corrientes en superficie), se han fabricado y lanzado en extensas regiones de los océanos del mundo boyas a la deriva que siguen las corrientes de la superficie del mar, y que además permiten medir la temperatura de la superficie del mar;
- b) para meteorología operativa se ha mejorado el modelo de boya a la deriva basado en la boya utilizada para el Primer Experimento Mundial del GARP (PEMG). Esas boyas sirven para medir sobre todo la presión del aire, la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire. Más recientemente, se han hecho esfuerzos para desarrollar boyas que permitan satisfacer las necesidades de la investigación oceanográfica y la meteorología operativa. Esto ha llevado a la introducción de:
 - i) la boya SVP-B, fundamentalmente una boya a la deriva que sigue las corrientes de superficie, a la cual se le ha añadido un sensor para medir la presión del aire;
 - ii) la boya de perfil del viento y temperatura; que es básicamente una boya a la deriva destinada a medir parámetros meteorológicos, a la cual se le han añadido sensores para medir la velocidad del viento y una cadena de termistores subsuperficiales para obtener el perfil de la temperatura a profundidades de hasta 100 m aproximadamente. En esas boyas, la dirección del viento se mide al orientar la boya hacia el viento, utilizando un mástil chato o una veleta fija.

Las boyas a la deriva son dispositivos fungibles, de manera que su rendimiento se evalúa teniendo en cuenta la función que realiza y su costo. Se debe señalar que al costo del equipo debe añadirse el costo del procesamiento y la difusión de datos a través del sistema de satélites (ARGOS), que es elevado y puede constituir un factor limitante. A pesar de esos inconvenientes, el rendimiento de los sensores instalados en las boyas a la

deriva es adecuado para los fines de la meteorología sinóptica y oceanográfica, según proceda.

Las incertidumbres típicas en las mediciones realizadas con sistemas operativos son:

Temperatura de la superficie del mar	$\pm 0,5^{\circ}\text{C}$
Presión del aire	$\pm 1 \text{ hPa}$
Temperatura del aire	$\pm 1^{\circ}\text{C}$
Velocidad del viento	$\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ ó $10\%*$
Dirección del viento	$\pm 15^{\circ}$
Temperatura de la capa subsuperficial del mar	$\pm 0,5^{\circ}\text{C}$
Velocidad de la corriente	2 cm s^{-1}

* En vista de la baja altura a la que está ubicado el sensor (aproximadamente 1 m sobre el nivel del mar), esas incertidumbres se aplican sólo en situaciones de baja velocidad del viento y mar tranquilo).

Referencias

- Servicio Meteorológico del Reino Unido, 1995: *Marine Observers Handbook*, Undécima edición, Met. O. No. 1016, Londres.
- Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, 1988: *Guide to Drifting Data Buoy*. OMM/COI Manuales y Guías 20.
- Wilkerson, J.C. y Earle, M.D., 1990: A study of differences between environmental reports by ships in the Voluntary Observing Program and measurements from NOAA buoys. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 95, No. C3, págs. 3373-3385.
- Organización Meteorológica Mundial, 1962: *Precipitation Measurements at Sea*. Technical Note No. 47, WMO-No. 124.TP.55, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1970: *WMO Nomenclatura de la OMM del hielo marino*, Volúmenes I y III, OMM-Nº 259, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1972: *Comparative Sea-surface Temperature Measurements* (R.W. James y P.T. Fox). Report on Marine Science Affairs No. 5, WMO-No. 336, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1974: *The Meteorological Aspects of Ice Accretion on Ships* (H.C. Shellard). Reports on Marine Science Affairs Report No. 10, WMO-No. 397, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes*. Volúmenes I y II, OMM-Nº 407, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981a: *Precipitation Measurement at Sea* (G. Olbrück). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 1, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981b: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volúmenes I y II, OMM-Nº 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Guía de los Servicios Meteorológicos Marinos*. OMM-Nº 471, Ginebra.

- Organización Meteorológica Mundial, 1989a: *Guide to Data Collection and Location Services Using Service Argos*. Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 10, WMO/TD-No. 262, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989b: *Reduction of Wind Measurements at Sea to a Standard Level* (R.J. Shearman y A.A. Zelenko). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 22, WMO/TD-No 311, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guide to Moored Buoys and Other Ocean Data Acquisition Systems* (G.D. Hamilton). Report on Marine Science Affairs No. 16, WMO-No. 750, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1991a: *The Accuracy of Ship's Meteorological Observations Results of the VSOP-NA* (E.C. Kent y otros). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 26, WMO/TD-No.455, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1991b: *Compendio de apuntes sobre meteorología marina para personal de las Clases III y IV* (J.M. Walker). OMM-Nº 434, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de Claves*, Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial/Comisión Grupo de cooperación sobre boyas de recopilación de datos: *Informe anual de 1996*. Documento Técnico del DBPC Nº 9.

ANEXO

DESCRIPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA USO
DE LOS OBSERVADORES A BORDO DE BUQUES

La precipitación se produce de un modo más o menos uniforme (intermitente o continua) o en forma de chubascos.

Toda precipitación que no sea en forma de chubascos debe calificarse de intermitente o continua.

La precipitación sin carácter de chubasco procede generalmente de nubes estratiformes (principalmente altoestratos y nimboestratos); los chubascos caen de las grandes nubes convectivas (usualmente cumulonimbus o cúmulos de desarrollo vertical moderado o grande), y se caracterizan en general por su brusco comienzo y final, y por variaciones en la intensidad de la precipitación. Las gotas y las partículas sólidas de los chubascos son en general mayores que las que se producen en la precipitación sin carácter de chubasco.

Las gotas de la precipitación pueden estar sobreenfriadas (es decir, la temperatura de las gotas está por debajo de 0°C). Al chocar con la superficie, las gotas de lluvia sobreenfriada forman una mezcla de agua y hielo con una temperatura próxima a 0°C.

FORMAS DE PRECIPITACIÓN

Las descripciones que siguen son compatibles con las definiciones dadas en la Parte III.2 del Volumen I del *Atlas Internacional de Nubes* (OMM-N° 407):

Llovizna: Precipitación bastante uniforme en forma de gotas de agua muy pequeñas. El diámetro de las gotas es normalmente inferior a 0,5 mm. Las gotas casi parecen flotar, de modo que hacen visibles hasta los más leves movimientos del aire. La llovizna cae de una capa continua y bastante densa de nubes estratiformes, generalmente bajas, que a veces alcanzan la superficie (niebla). Para los efectos del cifrado, la llovizna debe clasificarse en débil, moderada e intensa.

- a) la *llovizna débil* se detecta fácilmente en la superficie de las ventanas de la timonera, del puente de mando, pero apenas se observa acumulación en la cubierta, las partes techadas, etc.;
- b) la *llovizna moderada* se traduce en hilos de agua que corren por las ventanas, las cubiertas y la superestructura;
- c) la *llovizna intensa* presenta las características de la llovizna moderada y además causa visibilidad reducida a menos de 1.000 metros.

Lluvia: Precipitación de gotas de agua que caen de una nube. El diámetro y la concentración de las gotas de lluvia varían considerablemente según la intensidad de la precipitación y especialmente según su índole (lluvia continua, chubascos de lluvia, aguaceros, etc.). La lluvia continua procede generalmente de una capa, o varias capas, más o menos uniformes de nubes estratiformes.

Para el cifrado, la lluvia debe clasificarse en débil, moderada e intensa:

- a) *lluvia débil:* puede consistir en grandes gotas dispersas o en numerosas gotitas. La rapidez de su acumulación en la cubierta es reducida y los charcos se forman muy lentamente;
- b) *lluvia moderada:* no se aprecian claramente las gotas aisladas. Se pueden observar rociones de lluvia. Los charcos se forman rápidamente. Los ruidos sobre las partes techadas varían entre un silbido y un estruendo suave;
- c) *lluvia intensa:* un aguacero que produce un estruendo en las toldillas y superficies de la cubierta y forma una salpicadura nebulosa de finas gotitas al chocar contra las superficies de la cubierta.

Nieve: Precipitación de cristales de hielo, por separado o aglomerados, que caen de una nube. La forma, el tamaño y la concentración de los cristales de nieve varían considerablemente según las condiciones existentes en el momento de la nevada. La intensidad se cifra como débil, moderada o intensa.

Chubascos: Se caracterizan por su brusco comienzo y final, y por las variaciones de la intensidad de la precipitación, generalmente rápidas y a veces violentas. Las gotas y las partículas sólidas que caen en un chubasco son generalmente mayores que las observadas en otros tipos de precipitación. Si la precipitación (lluvia o nieve) se produce en forma de chubascos o no, depende de las nubes que las originan. Los chubascos proceden de grandes nubes convectivas.

- a) a efectos del cifrado, los *chubascos de lluvia y nieve* deben clasificarse atendiendo a su intensidad en débiles, moderados o intensos. La descripción es la misma que para lluvia débil, moderada o intensa, o nieve. Cabe recordar, sin embargo, que la visibilidad en tiempo de chubascos experimenta una variabilidad mucho mayor que para la misma categoría de lluvia continua;
- b) los *chubascos violentos* son chubascos de lluvia excepcionalmente intensos o torrenciales. Esos chubascos se producen principalmente en las regiones tropicales.

Nieve granulada: Precipitación de partículas de hielo blancas y opacas, que caen de una nube. Esas partículas son generalmente cónicas o redondeadas. Su diámetro puede alcanzar cinco milímetros. Esos gránulos, con una estructura semejante a la de la nieve, son frágiles y fáciles de aplastar; cuando caen sobre una superficie dura rebotan y suelen romperse. En la mayoría de los casos, la nieve granulada cae en forma de chubascos, casi siempre acompañada de copos de nieve,

cuando las temperaturas cerca de la superficie rondan alrededor de 0°C. A los fines del registro, la intensidad de la nieve granulada, cuando se produce aisladamente, se determina atendiendo a la visibilidad, al igual que en el caso de la nieve.

Granizo: Precipitación de partículas de hielo (pedriscos) transparentes, parcial o completamente opacas, en general esféricas, cónicas o de forma irregular y de diámetro entre 5 y 50 milímetros (las partículas de menor tamaño del mismo origen pueden clasificarse como granizo pequeño o como hielo granulado), que caen separadas o aglomeradas irregularmente. El granizo siempre se produce en forma de chubascos y por lo general se observa durante las tormentas intensas. A efectos del cifrado, el granizo debe clasificarse en débil, moderado o intenso. La intensidad se determina por la rapidez de acumulación de pedriscos, como sigue:

- a) *Granizo débil:* Caen pocos pedriscos, no hay acumulación apreciable en las superficies planas;
- b) *Granizo moderado:* Acumulación lenta de pedriscos. La granizada es suficiente como para que se forme una capa blanca sobre las cubiertas;
- c) *Granizo intenso:* Acumulación rápida de pedriscos. Sucede con poca frecuencia en las latitudes templadas en el mar.

Granizo pequeño: Precipitación de partículas translúcidas de hielo, que caen de una nube. Esas partículas son casi siempre esféricas, y a veces tienen puntas cónicas. Su diámetro puede alcanzar y hasta exceder los cinco milímetros. Generalmente el granizo pequeño no

es fácil de romper y cuando cae sobre una superficie dura rebota produciendo un sonido audible. Los chubascos van acompañados siempre de granizo pequeño. A efectos del cifrado, el granizo pequeño debe clasificarse en débil, moderado o intenso. La intensidad se determina observando la rapidez de acumulación, como en el caso del granizo.

Hielo granulado: Precipitación de partículas transparentes de hielo, que caen de una nube. Esas partículas son generalmente esféricas o irregulares, y en muy raras ocasiones cónicas. Su diámetro es inferior a cinco milímetros. Por lo general, los granos de hielo no son fáciles de quebrar; cuando caen sobre superficies duras, rebotan con un sonido audible. La precipitación en forma de hielo granulado procede generalmente de altos-tratos o nimbostratos. La intensidad del hielo granulado se determina de la misma forma que para el granizo.

Nieve granulada: Precipitación de partículas blancas opacas muy pequeñas que caen de una nube. Esas partículas son claramente aplanadas o alargadas; su diámetro es casi siempre inferior a un milímetro. Cuando los gránulos golpean una superficie dura no rebotan. Por lo general, caen en pequeñas cantidades y provienen sobre todo de estratos o de niebla, y nunca en forma de chubasco. Esta precipitación corresponde, por así decirlo, a la llovizna, y se produce cuando la temperatura está entre unos 0°C y -10°C. Como no hay más que una sola especificación de la clave referente a la nieve granulada (ww - 77), no es necesario clasificar su intensidad.

**CAPÍTULO 5 — TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILAMIENTO PARA LA
CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA**

		<i>Página</i>
5.1	Generalidades	II.5-1
5.2	Técnicas de detección terrestre	II.5-1
5.2.1	Sondeadores acústicos (sodares)	II.5-1
5.2.2	Radars perfiladores del viento	II.5-2
5.2.3	Sistemas de sondeo radioacústico (RASS)	II.5-3
5.2.4	Radiómetros de microondas	II.5-4
5.2.5	Radars láser (lidars)	II.5-4
5.3	Mediciones <i>in situ</i>	II.5-5
5.3.1	Seguimiento con globos	II.5-5
5.3.2	Radioondas en la capa límite	II.5-6
5.3.3	Torres y mástiles con instrumentos	II.5-6
5.3.4	Globos cautivos con instrumentos	II.5-7
Referencias	II.5-8

TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILAMIENTO PARA LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA

5.1 Generalidades

Se han desarrollado técnicas especiales de perfilamiento para obtener datos a la elevada resolución temporal y espacial necesaria para análisis, predicciones e investigaciones en escalas meteorológicas más pequeñas y para diversas aplicaciones especiales. En este capítulo se hace una descripción general de los actuales sistemas terrestres que pueden utilizarse con tales fines. Se divide en dos partes principales: técnicas de teledetección, y técnicas de medición directa *in situ*. Algunas de esas técnicas pueden utilizarse para mediciones en toda la troposfera, y otras se emplean en la troposfera baja, particularmente en la capa límite planetaria.

Las técnicas de teledetección se basan en la interacción de la energía electromagnética o acústica con la atmósfera. El instrumento de medición y la variable que debe medirse se separan espacialmente por oposición a la detección sobre el terreno (*in situ*). Para las aplicaciones atmosféricas, la técnica puede dividirse en técnicas pasivas y activas. En las técnicas pasivas se utiliza la radiación natural en la atmósfera (radiómetros de microondas). Los sistemas activos (sodares, perfiladores del viento, RASS y lidares) se caracterizan por la inyección en la atmósfera de radiación artificial específica. Estas técnicas de perfilamientos terrestres se describen en la Sección 5.2. En los Capítulos 8 y 9 de la Parte I se examinan otras técnicas de teledetección relacionadas con el presente capítulo.

En la Sección 5.3 se describen técnicas *in situ* con instrumentos situados en diversas plataformas para obtener directamente mediciones en la capa límite (globos, radiosondas de capa límite, torres y mástiles dotados de instrumentos, y globos cautivos con instrumentos). En los Capítulos 12 y 13 de la Parte I se describen las técnicas más utilizadas en las que se emplean globos para obtener mediciones del perfil.

Abunda la literatura sobre técnicas de perfilamiento. Para las consideraciones generales y las comparaciones, véase Derr (1972), OMM (1980), Martner y otros (1993), y los documentos del Segundo Simposio Internacional sobre Perfilamiento Atmosférico (1994).

5.2 Técnicas de teledetección terrestre

5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares)

Los sodares (SOund Detection And Ranging) se basan en el principio de la difusión de ondas acústicas por la atmósfera. Según la teoría de la difusión del sonido, se emite un impulso que penetra en la atmósfera y se difunde debido a las variaciones del índice de refracción causadas por las fluctuaciones de temperatura

y velocidad turbulentas en pequeña escala, que se producen naturalmente en el aire y están particularmente vinculadas con fuertes gradientes de temperatura y humedad presentes en las inversiones. En el caso de la retrodifusión (180°), sólo las fluctuaciones de temperatura a una escala de la mitad de la longitud de onda acústica de transmisión determinan el retorno del eco, en tanto que en las otras direcciones ese retorno se debe a las fluctuaciones de temperatura y velocidad, salvo en un ángulo de 90°, en que no hay difusión.

Entre las referencias útiles para el sondeo acústico figuran Brown y Hall (1978), Neff y Coulter (1986), Gaynor y otros (1990) y Singal (1990).

Si bien se han desarrollado varios tipos diferentes de sondeadores acústicos, los dos tipos más comunes considerados para uso operativo son el sodar monoestático y el sodar Doppler monoestático.

El sodar monoestático consiste en una fuente acústica de impulsos orientada verticalmente y un receptor adyacente. Una pequeña parte de cada impulso sónico se retrodifunde hasta el receptor mediante las fluctuaciones térmicas que se producen naturalmente en el aire. El receptor mide la intensidad del sonido devuelto. Lo mismo que en un radar convencional, el tiempo transcurrido entre el momento en que se transmite y recibe un eco indica la distancia hasta el objetivo. En un sodar biestático, el receptor está situado a cierta distancia de la fuente sónica para recibir señales causadas por las fluctuaciones de velocidad.

Además de medir la intensidad de la señal de retorno, un sodar Doppler monoestático analiza también el espectro de frecuencia de las señales transmitidas y recibidas para determinar el desplazamiento de frecuencia Doppler entre el sonido transmitido y retrodifundido. Esta diferencia se debe al movimiento de las fluctuaciones de temperatura con el aire, y proporciona una medida de la velocidad radial del aire. El sodar Doppler utiliza normalmente tres haces: uno dirigido verticalmente y dos inclinados a partir de la vertical para determinar los componentes del viento en tres direcciones. Sobre la base de esos componentes se calculan los vientos verticales y horizontales. El vector viento puede mostrarse en un diagrama de tiempo-altitud a intervalos de unos 30 a 50 metros.

La altura máxima que pueden alcanzar los sondeadores acústicos depende de los parámetros del sistema, pero varía también en función de las condiciones atmosféricas. Los sistemas económicos pueden alcanzar generalmente altitudes de 600 metros o más, con resoluciones de altura de unas decenas de metros.

Un sodar podría tener las siguientes características:

Parámetro	Valor típico
Frecuencia de los impulsos	1.500 Hz
Duración de los impulsos	0,05 a 0,2 s
Período de repetición de los impulsos	2 a 5 s
Abertura del haz	15°
Potencia acústica	100 W

Los sodares monoestáticos producen normalmente un registro tiempo-altitud de la fuerza de la señal del eco retrodifundida. Tales diagramas contienen numerosos detalles sobre la estructura interna de la capa límite, y pueden utilizarse, en principio, para controlar las altitudes de inversión, la profundidad de la capa de mezcla, los cambios de estabilidad en los límites y el espesor de la niebla. Ahora bien, para interpretar correctamente los diagramas hay que tener considerables conocimientos y aptitudes, y disponer preferentemente de información adicional de mediciones *in situ* y sobre la situación meteorológica general.

Los sistemas de sodares Doppler monoestáticos proporcionan mediciones de los perfiles del viento, así como información sobre la intensidad. Tales sistemas constituyen un método rentable para obtener vientos en la capa límite, y son particularmente apropiados para la verificación continua de inversiones y vientos cerca de plantas industriales, donde la contaminación puede plantear problemas.

La principal limitación de los sistemas de sodares, aparte de la limitada cobertura de altitud, es su sensibilidad al ruido interferente. Esto puede deberse al tráfico, a precipitaciones o a fuertes vientos. Tal limitación impide que pueda utilizarse como sistema válido en cualesquiera condiciones meteorológicas. Los sodares producen sonido, cuya naturaleza y nivel probablemente cause molestias en las proximidades, por lo que tal vez no pueda emplearse en entornos por lo demás adecuados.

Algunos sistemas se basan en espuma absorbente para reducir los efectos de las fuentes de ruido externas y las molestias para las personas. La espuma se deteriora con el tiempo, por lo que debe sustituirse periódicamente, pues de otro modo se degradará el rendimiento del instrumento.

5.2.2 *Radars perfiladores del viento*

Los perfiladores del viento son radares Doppler en ondas métricas y decimétricas para medir los perfiles del viento en todas las condiciones meteorológicas. Esos radares detectan señales retrodifundidas procedentes de irregularidades del índice de refracción radioeléctrica asociadas con remolinos turbulentos con escalas de media longitud de onda de radar (condición de Bragg). Como los remolinos turbulentos se desplazan con el viento medio, su velocidad de translación proporciona una medida directa del vector viento medio. A diferencia de los radares meteorológicos tradicionales, pueden funcionar sin precipitación ni nubes. Los perfiladores miden habitualmente la velocidad radial del aire en tres o más direcciones — verticalmente y a 15° fuera de la vertical en dirección norte y este — y a partir de esos componentes determinan los componentes del viento horizontal y vertical. Los sistemas más sencillos sólo pueden medir la velocidad radial en dos direcciones fuera de la vertical y, suponiendo que la velocidad del aire vertical sea insignificante, determinar la velocidad del viento horizontal.

Para más detalles, véase Gossard y Strauch (1983), Hogg y otros (1983), Strauch y otros (1990), Weber y Wuertz (1990) y OMM (1994).

En razón de la naturaleza del mecanismo de difusión, los radares perfiladores del viento han de funcionar entre 40 y 1.300 MHz. En frecuencias superiores a 1.300 MHz el rendimiento disminuye considerablemente. En la elección de la frecuencia de explotación influyen la cobertura en altitud y la resolución requeridas. En la práctica, se fabrican sistemas para tres bandas de frecuencias, en torno a 50 MHz, 400 MHz y 1.000 MHz, y los sistemas funcionan en modo bajo (impulso más corto: menor altitud) y en modo alto (impulso más largo: mayor altitud) con lo que se modifica el alcance vertical de la resolución. Las características típicas se resumen en el siguiente cuadro más abajo.

Los perfiladores pueden funcionar sin asistencia alguna y hacer mediciones continuas del viento casi directamente sobre el lugar. Estas características constituyen las principales ventajas de los perfiladores con

Parámetro perfilador	Estratosfera	Troposfera	Troposfera baja	Capa límite
Frecuencia (MHz)	50	400	400	1.000
Potencia de cresta (kw)	500	40	2	1
Gama de altitudes de medición (km)	3-30	1-16	0,6-5	0,3-2
Resolución vertical (m)	150	150	150	50-100
Tipo de antena	Red Yagi	Red Yagi o Coco	Red Yagi o Coco	disco o red en fase
Tamaño de antena típica (m)	100 x 100	10 x 10	6 x 6	3 x 3
Efecto de lluvia o nieve	pequeño	pequeño con lluvia ligera	pequeño con lluvia ligera	grande

respecto a sistemas de medición del viento que se basan en globos de seguimiento.

Todo perfilador del viento tiene distancias mínimas y máximas por debajo y por encima de las cuales no puede realizar mediciones. La distancia mínima depende de la longitud del impulso transmitido, del tiempo de recuperación del receptor de radar y también de la fuerza de las señales de retorno a tierra recibidas de objetos cercanos. Por tanto, hay que elegir cuidadosamente el lugar en que se sitúan los perfiladores para minimizar las señales de retorno terrestres. Pueden elegirse valles u hondonadas, de manera que el terreno sea únicamente visible a muy corta distancia. Estas consideraciones son sumamente importantes para los perfiladores estratosféricos. La magnitud de los efectos de ecos parásitos en el suelo sobre los radares de frecuencias más altas puede reducirse mediante una protección apropiada.

La señal recibida por perfiladores generalmente disminuye al aumentar la altura. Esto acaba limitando la altura a que puede efectuar mediciones un perfilador. La distancia máxima depende de las características del radar, y crece con el producto de la potencia media del transmisor y la abertura de la antena, pero está sometida a un límite absoluto determinado por la frecuencia de radar utilizada. Estos factores sugieren que los grandes perfiladores estratosféricos de alta potencia pueden efectuar mediciones a la mayor altitud. Sin embargo, para determinado perfilador la altitud máxima varía considerablemente según las condiciones meteorológicas, y a veces puede haber lagunas de cobertura en altitudes más bajas.

Como es importante hacer mediciones a la mayor altitud posible, los perfiladores reúnen datos durante varios minutos, con el fin de integrar las señales débiles obtenidas. Normalmente, un perfilador puede tardar de 6 a 12 minutos en realizar las tres series de observaciones requeridas para medir la velocidad del viento. En muchos sistemas se combina una serie de esas observaciones para dar una medición cada hora.

Como los perfiladores son sensibles a las señales de retorno muy débiles debido a la heterogeneidad de la atmósfera, también pueden detectar señales procedentes de aeronaves, pájaros e insectos. En general, esas señales "confunden" a los perfiladores y pueden dar como resultado vientos erróneos. En tales casos, se compararán o combinarán varias mediciones independientes, para dar una indicación de la coherencia de las mediciones o rechazar las mediciones espurias.

En las bandas de 1.000 y 400 MHz es probable que la precipitación presente un objetivo mayor que la heterogeneidad del índice de refracción. En consecuencia, la velocidad vertical medida se pondera con la reflectividad, y no es operacionalmente útil.

Los grandes perfiladores estratosféricos son costosos, requieren vastas redes de antenas, normalmente de 100 por 100 m, y transmisores relativamente potentes. En razón de su gran tamaño, tal vez sea difícil hallar

lugares apropiados para emplazarlos, y su resolución en altitud y las altitudes mínimas no son suficientemente buenas para ciertas aplicaciones. Presentan la ventaja de que pueden hacer rutinariamente mediciones del viento por encima de una altitud de 20 km, y de que las mediciones sólo resultan afectadas por los índices de precipitaciones más fuertes.

Los perfiladores troposféricos que operan en la banda de frecuencias comprendida entre 400 y 500 MHz probablemente sean los más apropiados para mediciones sinópticas y mesoescalares. Su tamaño es más bien reducido, y no resultan muy afectados por la lluvia.

Los perfiladores de la capa límite son menos costosos y utilizan antenas pequeñas. La velocidad vertical no puede medirse con precipitación, pero las gotas de lluvia aumentan el área de eco e incrementan realmente la distancia vertical útil para la medición del viento horizontal.

Los perfiladores son dispositivos activos, y la obtención de las licencias de frecuencias necesarias representa un serio problema en muchos países. Sin embargo, se está procurando lograr las asignaciones nacionales e internacionales de frecuencias para perfiladores.

5.2.3 *Sistemas de sondeo radioacústico (RASS)*

Para medir el perfil virtual de temperatura en la troposfera baja se utiliza un sistema de sondeo radioacústico (RASS). La técnica consiste en seguir un impulso acústico breve de gran intensidad que se transmite verticalmente a la atmósfera mediante un radar Doppler de microondas adyacente. La técnica de medición se basa en que las ondas acústicas son ondas longitudinales que crean variaciones de densidad del aire ambiente. Esas variaciones dan lugar a variaciones correspondientes en el índice de refracción local de la atmósfera, lo que origina a su vez una retrodifusión de la energía electromagnética emitida por el radar Doppler de microondas al propagarse a lo largo del impulso acústico. El radar de microondas mide la velocidad de propagación de esas perturbaciones del índice de refracción al elevarse a la velocidad de propagación del sonido local. La longitud de onda acústica corresponde a media longitud de onda en hiperfrecuencias (condición de Bragg), por lo que la energía retrodifundida desde varias ondas acústicas se agrega en el receptor en forma coherente, con lo que aumenta mucho la fuerza de la señal de retorno. Midiendo la velocidad de propagación del impulso acústico puede calcularse la temperatura virtual, pues ésta es proporcional al cuadrado de la velocidad de propagación del impulso menos la velocidad del aire vertical.

En la amplia literatura sobre esta técnica figuran May y otros (1990), Latatis (1992, 1993) y Angevine y otros (1994).

Se han desarrollado diversas técnicas experimentales para barrer efectivamente la frecuencia acústica y obtener luego un perfil de temperatura virtual. Se han producido diversos RASS agregando una fuente acústica y un proceso apropiado a los radares de perfiladores

existentes del tipo mencionado. Para las frecuencias de radar de 50, 400 y 1.000 MHz se necesitan frecuencias acústicas de unos 110; 900 y 2.000 Hz. A 2.000 Hz la atenuación acústica limita generalmente la cobertura en altitud a 1-2 km. A 900 Hz, los sistemas prácticos pueden alcanzar 2-4 km. A 110 Hz, utilizando grandes perfiladores de 50 MHz, pueden lograrse en condiciones favorables altitudes máximas de 4-8 km.

Las comparaciones efectuadas con radiosondas muestran que, en buenas condiciones, pueden medirse temperaturas virtuales con una exactitud del orden de 0,3°C, con resoluciones de latitud de 100 a 300 metros. Sin embargo, las mediciones pueden resultar comprometidas en caso de vientos y precipitaciones fuertes.

La técnica RASS es un método prometedor para obtener perfiles de temperatura virtuales, pero se requieren más investigaciones para poder utilizarlos con confianza en una gama de alturas y con una resolución y exactitud que respondan a las necesidades de los usuarios.

5.2.4 Radiómetros de microondas

La radiación térmica procedente de la atmósfera en frecuencias de microondas tiene su origen fundamentalmente en el oxígeno, el vapor del agua y el agua líquida, y depende de la temperatura y de la distribución espacial. En el caso de un gas como el oxígeno, cuya densidad en función de la altura es bien conocida, dada la presión en superficie, la radiación contiene esencialmente información sobre la temperatura de la atmósfera. Los perfiles de temperatura vertical de la atmósfera baja pueden obtenerse mediante radiómetros de microondas pasivos en tierra que miden la emisión térmica en microondas por el oxígeno en frecuencias próximas a los 60 GHz. Los radiómetros que operan en frecuencias de unos 21 GHz y 32 GHz proporcionan información sobre la cantidad de vapor de agua y de agua líquida en la atmósfera.

Para más información, véase Hogg y otros (1983) y Westwater y otros (1990).

Los principios de sondeo de temperatura radiométrico en sentido descendente desde satélites son consabidos (véase el Capítulo 8 de la Parte II de esta *Guía*). Los distintos radiómetros que operan a diferentes frecuencias son los más sensibles a la temperatura en determinadas gamas de presión atmosférica. La sensibilidad en función de la presión sigue una curva en forma de campana (función de ponderación). Las frecuencias de los radiómetros se eligen de manera que las crestas en las funciones de ponderación se extiendan en forma óptima sobre las alturas de interés. Los perfiles de la temperatura se calculan mediante técnicas de inversión numérica utilizando las radiaciones medidas y las funciones de ponderación. La anchura de las curvas de la función de ponderación impide obtener perfiles de temperatura exactos cerca de la superficie.

Las funciones de ponderación de radiómetros de temperatura terrestres o de orientación ascendente alcanzan su máximo en la superficie, y luego disminuyen

exponencialmente en función de la altura. Esto significa que el proceso de invertir las mediciones del radiómetro en los perfiles de temperatura es fundamentalmente más difícil y más sensible a los errores de instrumentos que en el caso de sistemas a bordo de satélites. Las técnicas de inversión se basan también en la disponibilidad de una climatología de los perfiles de temperatura y humedad para el lugar de que se trate. La forma de las funciones de ponderación significa que la resolución vertical de los radiómetros de microondas es relativamente reducida (del orden de 500 m) y que sólo pueden proporcionar mediciones significativas en los 2 ó 3 kilómetros más bajos.

Las funciones de ponderación del vapor de agua y del agua líquida son esencialmente uniformes, por lo que no puede obtenerse de los radiómetros información vertical sobre ellas. Sin embargo, pueden proporcionar mediciones de la totalidad del vapor de agua y del líquido de las nubes integrados en el trayecto verticalmente.

La principal ventaja de los radiómetros terrestres es que pueden producir mediciones continuas de manera puntual. Esto puede utilizarse ventajosamente cuando hay que observar el desarrollo o el momento de llegada de un cambio bien definido en el perfil de la temperatura.

Como el diseño y la calibración han de ser muy minuciosos, tanto la instalación como el funcionamiento de los radiómetros de microondas son relativamente onerosos. En razón de su costo y de las dificultades que plantea la interpretación de sus mediciones, se considera que los radiómetros de microondas terrestres no pueden sustituir a la radiosonda, ni siquiera en las capas más bajas de la atmósfera.

5.2.5 Radares láser (lidares)

La energía electromagnética a longitudes de onda ópticas y casi ópticas (desde el ultravioleta hasta el infrarrojo pasando por el visible) generada por láseres es difundida por partículas de moléculas gaseosas y en suspensión en la atmósfera. Tal difusión es suficiente para permitir la aplicación del principio de radares en observaciones de la atmósfera mediante un lidar (LIght Detection And Ranging). La difusión óptica puede dividirse generalmente en difusión inelástica y elástica. Cuando la longitud de onda de la energía láser, difundida por componentes atmosféricos, difiere en longitud de onda de la del láser incidente, el proceso se denomina difusión inelástica. El proceso de difusión inelástica más utilizado en sistemas de lidares atmosféricos experimentales es la difusión de Raman, resultante de un intercambio de energía entre fotones incidentes y los estados rotacionales y vibracionales moleculares de las moléculas de difusión. En los procesos de difusión elástica, las longitudes de onda incidente y difundida son las mismas. Esta difusión puede ser de Rayleigh o de Mie, y depende de las especies y del tamaño de las partículas con respecto a la longitud de onda del láser incidente (véase el Capítulo 9 de la Parte II). Estos dos importantes

procesos de difusión pueden darse simultáneamente en la atmósfera.

Para más referencias véase Hinkley (1976), OMM (1982), Thomas (1991) y Syed Ismael y otros (1994).

La mayoría de los lidares funcionan en modo monoestático, en que el receptor está colocado junto al transmisor láser. Un sistema lidar típico utiliza un láser pulsado para transmitir impulsos de luz coherente a la atmósfera. La potencia media del láser utilizado varía entre unos pocos milivatios y decenas de vatios. Para captar la energía retrodifundida se emplea un telescopio óptico instalado junto al láser. La luz recogida por el telescopio se enfoca sobre un fotomultiplicador o un diodo fotoconductor. La información recibida se presenta normalmente mediante un tubo de rayos catódicos para la verificación en tiempo real, y se pasa a un ordenador a fin de proceder a un análisis más detallado.

La fuerza de la señal de retorno depende de la cantidad de difusión desde el objetivo y de la atenuación bidireccional entre el lidar y el objetivo, atenuación que depende a su vez de la proporción de energía difundida por el haz desde su trayecto y de la absorción por los gases atmosféricos. Los procesos de difusión y absorción se explotan en diferentes lidares para proporcionar diversas mediciones.

Los lidares basados en la difusión elástica (denominados lidares de Rayleigh o Mie, o simplemente lidares) se utilizan sobre todo para estudios de nubes y de la materia de las partículas. La medición de la altura de la base de las nubes por un lidar es muy sencilla; el rápido aumento de la señal que marca el retorno retrodifundido desde la base de la nube puede distinguirse fácilmente y, midiendo el tiempo que tarda un impulso de láser en llegar desde el transmisor hasta la base de la nube y volver al receptor, puede determinarse la altura de la base de la nube (véase el Capítulo 15 de la Parte I).

Los lidares se utilizan asimismo para detectar las partículas en suspensión presentes en un aire relativamente claro y para representar ciertas características estructurales, entre ellas la estabilidad térmica y la altura de inversiones. Los niveles naturales de las partículas en la atmósfera son suficientemente altos en la atmósfera baja para que los lidares puedan medir continuamente las velocidades del aire cuando no hay precipitación, como lo hacen los radares meteorológicos. También pueden emplearse para representar y medir la concentración de partículas artificiales, como las procedentes de chimeneas industriales.

Las observaciones por lidares han hecho muchas contribuciones, y las más documentadas, al estudio de la concentración de partículas de aerosoles en la estratosfera, influenciada fuertemente por las grandes erupciones volcánicas, y que es un importante factor en el balance de radiación global.

Es mucho más difícil obtener datos cuantitativos sobre las nubes, debido a las variaciones en la forma y la distribución de las gotas de lluvia, el contenido de

agua, la discriminación entre agua, hielo y fases mixtas y las propiedades de partículas en suspensión y aerosoles. En efecto, para esas mediciones se necesitan sistemas de investigación complejos de varios parámetros que efectúen diversas mediciones simultáneamente, utilizando hipótesis sobre las propiedades ópticas del medio, y complejos métodos matemáticos de reducción de datos.

En un lidar de absorción diferencial (DIAL — Differential Absorption Lidar), se tiene en cuenta que el coeficiente de absorción de los gases atmosféricos varía mucho con la longitud de onda. En un sistema DIAL normalmente se utiliza un láser que puede sintonizarse entre dos frecuencias muy poco espaciadas, una de las cuales resulta fuertemente absorbida por determinado gas y la otra no. Las diferencias en las mediciones en función de la gama pueden utilizarse para estimar la concentración del gas sometido a estudio. Se trata de una técnica de teledetección sumamente prometedora para medir la composición atmosférica, y se ha utilizado con éxito para medir concentraciones de agua, dióxido de azufre, dióxido de nitrógeno y, en particular, ozono.

La aplicación de la difusión de Raman reviste particular interés porque la radiación difundida es desplazada en frecuencia por una cantidad que depende de las especies moleculares (líneas de Stokes). La fuerza de la señal retrodifundida guarda relación con la concentración de las especies. Los lidares Raman no necesitan una longitud de onda o un láser sintonizado particular; las longitudes de onda del láser pueden elegirse en una región espectral exenta de absorción atmosférica. Midiendo el espectro de Raman pueden hacerse mediciones de resolución espacial de componentes atmosféricos seleccionados previamente, y ya se han utilizado para obtener perfiles troposféricos del vapor de agua, nitrógeno y oxígeno moleculares, así como pequeños componentes atmosféricos. Los principales inconvenientes son la falta de sensibilidad en largas distancias, debido a las pequeñas secciones eficaces de difusión y a la necesidad de láseres de gran potencia, que pueden producir problemas de la vista en aplicaciones prácticas.

Los sistemas de lidares han proporcionado una gran cantidad de información útil para los estudios de investigación, pero como instrumentos de explotación han tenido efectos limitados. Esto se debe a que son relativamente costosos y requieren personal muy especializado para su desarrollo, establecimiento y funcionamiento. Además, algunos lidares sólo pueden utilizarse en condiciones limitadas, como oscuridad o ausencia de precipitación.

5.3 Mediciones *in situ*

5.3.1 Seguimiento con globos

El seguimiento con globos se utiliza frecuentemente para obtener datos sobre vientos en la capa límite. El seguimiento se realiza normalmente mediante teodolitos ópticos o un radar de seguimiento. Para una descripción más general de la medición del viento véase el Capítulo 13 de la Parte I de la presente Guía.

Al hacer sondeos en la troposfera baja conviene utilizar una velocidad lenta de ascensión del globo, para obtener una elevada resolución vertical. La lenta velocidad de ascensión puede lograrse mediante un paracaídas de frenado o una fuerza de ascensión libre reducida.

Para el seguimiento por radar se suspende bajo el globo un pequeño reflector radárico. Para sondeos en la baja troposfera, el radar debe proporcionar datos a distancias de tan sólo 100 metros, y lo ideal es que el punto de lanzamiento se encuentre más allá de esta distancia mínima en dirección del viento.

Utilizando un solo teodolito óptico puede hacerse una medición básica del viento, pero para obtener mediciones con una exactitud razonable se requiere un sistema de dos teodolitos. La línea de base entre los teodolitos debe superar el kilómetro. Para facilitar el procedimiento de sondeo y garantizar la precisión en altitud, los teodolitos deben estar provistos de interfaces de ordenador para poder registrar los datos y realizar los cálculos necesarios en forma oportuna. Con buenas condiciones pueden obtenerse perfiles del viento hasta una altitud de 3.000 m. Sin embargo, la técnica falla en condiciones adversas como precipitación, nubes bajas o niebla.

Por supuesto, es posible obtener otros datos del viento en la atmósfera baja utilizando radiosondas tradicionales y efectuando mediciones de seguimiento más frecuentes en los primeros minutos de un sondeo completo normal; por ejemplo, entre dos y diez por minuto.

5.3.2 Radiosondas en la capa límite

En el Capítulo 12 de la Parte I se describen en detalle los sistemas de radiosondas tradicionales. Se han concebido radiosondas especiales para hacer observaciones detalladas de la capa límite y de la troposfera baja. Difieren de las radiosondas tradicionales en que los sensores son mucho más sensibles y las velocidades de respuesta más rápidas. Tales radiosondas se emplean para medir los perfiles de temperatura, humedad y viento en la capa desde la superficie hasta elevaciones, en general, de 3 a 5 km.

Normalmente se procura que la velocidad de ascenso vertical de esas radiosondas sea de entre 150 y 200 metros min^{-1} , que es bastante más lenta que la de las radiosondas tradicionales. Esa velocidad más lenta de ascenso permite producir perfiles verticales más detallados. La velocidad de ascenso se determina habitualmente eligiendo un globo de tamaño apropiado, pero puede modificarse utilizando un paracaídas de frenado de arrastre.

Como esos instrumentos sólo se necesitan para alcanzar una altura limitada, normalmente pueden ser transportados por un globo piloto. Por lo demás, los procedimientos de sondeo y el procesamiento de datos son similares a los empleados en las radiosondas normales.

Para observaciones a una altitud de 2.000 m como máximo, a veces se prescinde del sensor de presión, con lo que la radiosonda es más sencilla y menos costosa.

Incluso hay sistemas aún más sencillos que sólo miden la temperatura.

Los requisitos básicos de las radiosondas en la capa límite son los siguientes:

Variable	Escala de medición	Resolución
Presión	1.050 a 500 hPa	$\pm 0,5$ hPa
Temperatura	$+40^\circ$ a -40°C	$\pm 0,1$ K
Humedad	100 a 20 (ó 10)%	$\pm 2\%$
Velocidad del viento	0,5 a 60 m s^{-1}	$\pm 0,5$ m s^{-1}
Dirección del viento	0° a 360°	$\pm 5^\circ$

Las mediciones se realizan normalmente al menos cada treinta segundos, para obtener una resolución vertical de 50 a 100 m.

5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos

Para numerosos fines, y especialmente para estimar la difusión de la contaminación atmosférica, se utilizan torres y mástiles dotados de instrumentos especiales. Esto se trata en Panofsky (1973).

En algunos casos, la torre puede tener hasta 100 m de altura, y para proyectos de seguimiento y control de la contaminación del aire deberá superar la altura de las fuentes de contaminación más importantes en 50 m, por lo menos.

Las mediciones de la temperatura, la humedad y el viento deben efectuarse a varios niveles (al menos dos o tres), debiendo corresponder el más bajo al de la garita meteorológica corriente, próxima a la torre o mástil. El número de niveles de medición depende de la finalidad de tales mediciones y de la altura de la torre o del mástil. El empleo de tan sólo dos niveles no da ninguna información sobre la configuración del perfil vertical de las variables meteorológicas, por lo que resulta muy restringido. El número de niveles de medición es generalmente mayor para proyectos de investigación que para fines de aplicación práctica.

Por lo general, los datos se procesan y se presentan de modo automático, junto con las diferencias entre niveles que permiten caracterizar las condiciones meteorológicas del lugar. Cuando van a ser utilizados directamente por personal sin calificación meteorológica, como el que se ocupa de mantener las concentraciones de contaminantes atmosféricos dentro de los límites de seguridad, los datos suelen afinarse por medio de un ordenador, para obtener datos derivados fácilmente aplicables a las tareas en curso.

Los sensores más comúnmente empleados para las mediciones efectuadas a partir de torres y mástiles son:

- para medir la temperatura: termómetros de resistencia eléctrica, o de termopar, en garitas con aspiración o sin ella;
- para medir la humedad: psicrómetros, sensores electroquímicos o electromecánicos, en garitas;
- para medir el viento: instrumentos de cazoletas y veletas de hélice, sónicos o de resistencia eléctrica.

Todos los sensores deben tener características lineales, o linealizadas, y sus constantes de tiempo deberán

ser suficientemente reducidas para asegurar de que los datos reunidos reflejan debidamente las modificaciones locales de las variables meteorológicas.

Es importante que la estructura de la torre o del mástil no afecte a los sensores ni a sus mediciones de modo apreciable. En el caso de estructuras abiertas, los puntales — ya sean fijos o retráctiles — deben tener por lo menos 2 metros de largo, y de preferencia ser suficientemente largos para poder mantener los sensores en puntos alejados de la torre o el mástil a una distancia no inferior a diez veces el diámetro de la torre. En el caso de estructuras sólidas, o cuando no sea posible disponer de puntales adecuados, deberá haber un sistema doble en cada nivel, con puntales situados en lados opuestos de la torre o del mástil, que sobresalgan en una proporción equivalente al menos a tres veces el diámetro de la estructura. Las mediciones se efectúan en un momento dado utilizando los sensores orientados al viento en calma.

A veces, en situaciones especiales, se pueden emplear torres para recoger datos con el fin de establecer un perfil meteorológico sin el montaje directo de sensores fijos; en vez de ello, se emplea un método de sondeo simplificado. Se sujeta una polea en el punto más alto posible, y se utiliza un lazo de cuerda que llegue hasta el nivel del suelo y permita colocar la radiosonda a la altura requerida mediante un torno de motor o manual. La radiosonda, que se modifica con el fin de dotarla de sensores para medir el viento, transmite sus datos a un sistema receptor adecuado en tierra, lo que permite obtener información más detallada sobre el perfil vertical que la que proporciona una instalación de puntales, y determinar las altitudes de características significativas. Pero únicamente se puede realizar una observación continua a un solo nivel.

Para definir con precisión la amplitud de la dispersión de contaminantes en determinadas condiciones meteorológicas, la altura de la torre puede resultar demasiado limitada. En esos casos, a no ser que en un radio de unos 50 km haya una estación de radiosondeo que proporcione la información necesaria, hay que disponer de un equipo especial en el mismo lugar en que está instalada la torre o el mástil para hacer sondeos locales hasta una altitud de unos 3.000 m. Además de cumplir su principal finalidad, los datos así obtenidos pueden tratarse como complementarios de los de la red aerológica básica, y emplearse además en investigaciones más detalladas sobre los fenómenos meteorológicos locales.

El equipo de medición de las torres ha de ser controlado periódicamente por personal de mantenimiento muy especializado, que debe prestar especial atención al estado y las características de funcionamiento de los sensores, aparatos de registro y cables de conexión, enchufes y clavijas expuestos a la intemperie.

5.3.4 *Globos cautivos con instrumentos*

Entre las aplicaciones clásicas figuran las mediciones de los perfiles de temperatura, de humedad y de viento

(y sus cambios a corto plazo) desde la superficie hasta una altitud de unos 1.500 m, y la investigación a más largo plazo de las condiciones meteorológicas a uno o varios niveles determinados. Los sensores se encuentran en una o más barquillas bajo el globo, o fijados al cable de sujeción. La respuesta del sensor se transmite normalmente a tierra por radio o por conductores incorporados a dicho cable. La técnicas se analizan en Thompson (1980).

En los sistemas de globos cautivos suelen utilizarse globos grandes (~600 m³) o pequeños (~10 a 100 m³). Los pequeños se emplean normalmente para obtener perfiles, y los grandes para obtener mediciones a diversos niveles. Los globos cautivos deben diseñarse de forma que ofrezcan poca resistencia de arrastre y avancen constantemente. Por lo general, se inflan con helio. Los globos de mayor tamaño deben poder transportar una carga máxima de 50 kg (además del cable de sujeción) hasta una altitud de 1.500 m. Se deben poder utilizar con velocidades del viento de hasta 5 m s⁻¹ en la superficie, y de 15 m s⁻¹ en altitudes comprendidas en los límites de su alcance operativo. El cable de sujeción de un globo grande debe poder resistir una fuerza de tracción de 2.000-3.000 kg (200-300 kg en el caso de los globos más pequeños).

La utilización de globos cautivos está sometida a las reglamentaciones nacionales sobre la seguridad del tránsito aéreo. Por ese motivo, y para facilitar el trabajo del personal que utiliza tales globos, se recomienda especialmente el uso de globos de colores muy visibles, dotados de luces nocturnas de balizaje. Es imprescindible que dispongan de un dispositivo de desinflado automático, y facultativo que lleven colgado debajo un objetivo de radar metalizado.

Los principales factores que limitan el funcionamiento de globos cautivos son una fuerte velocidad del viento en altitud, turbulencia cerca de la superficie y riesgo de descargas eléctricas.

El torno utilizado para controlar el globo puede ser electrónico o manual. Debe disponerse al menos de dos velocidades de arrollado del cable (por ejemplo, 1 y 2 m s⁻¹). Además, debe estar equipado de un freno de mano, un contador de longitud del cable y un medidor de tensión. El torno debe estar conectado a tierra, tanto si es eléctrico como manual, a fin de protegerlo contra las descargas atmosféricas.

La utilización de conductores para enviar a tierra las señales de los sensores no es recomendable por diversas razones. En general, es preferible utilizar radiosondas especiales, que tendrán una mejor resolución que las empleadas normalmente para vuelos libres. Los sensores de temperatura y humedad deben disponer de una protección horizontal para preservarlos de los efectos de la radiación solar y de la lluvia, permitiendo sin embargo una ventilación adecuada. Además, se requieren sensores adicionales para medir la dirección y la velocidad del viento.

Los requisitos básicos son:

Variable	Escala de medición	Resolución
Presión	1 .050 a 850 hPa	±0,5 hPa
Temperatura	+40° a -20°C	±0,1 K
Humedad	100 a 20 (ó 10)%	±2%
Velocidad del viento	0,5 a 15 m s ⁻¹	±0,5 m s ⁻¹
Dirección del viento	0° a 360°	±1°

Para la telemetría puede emplearse una de las siguientes frecuencias de radiosonda estándar: normalmente se elige la asignación de 400 MHz. El peso máximo, baterías incluidas, debe ser bastante inferior a la capacidad total de carga del globo; la carga de 5 kg es un límite razonable. La radiosonda debe estar colgada por debajo del globo en condiciones de estabilidad a una distancia de al menos 3 veces el diámetro del mismo, para mantener la protección y la ventilación adecuadas.

Un importante problema que se plantea en la medición de cantidades turbulentas, en lugar de medias, es el efecto de vibración del cable y el movimiento del globo sobre las mediciones, por lo que en esos casos debe recurrirse a técnicas especiales.

El equipo instalado en tierra debe comprender un receptor y un registrador. Los datos se procesan generalmente con ayuda de un pequeño ordenador.

Los sondeos pueden efectuarse durante las fases de ascenso y descenso del globo, bien de manera continua o haciendo pausas en niveles seleccionados. En los niveles inferiores, la altura puede estimarse basándose en la longitud del cable desenrollado, pero a niveles más altos este método no da más que una aproximación, por lo que es necesario recurrir a otros, como la ecuación hidrostática, utilizando la distribución de la presión, la temperatura y la humedad observadas. En ese caso, el incremento en metros geopotenciales desde el nivel n hasta el nivel $n + 1$ viene dado por:

$$29,27 T_v \ln (p_n / p_{n+1})$$

en donde T_v es la media de las temperaturas virtuales en los niveles n y $n + 1$; y p_n y p_{n+1} son las dos presiones correspondientes. Si hubiera que convertir las alturas geopotenciales en alturas geométricas, puede hacerse fácilmente con las tablas meteorológicas smithsonianas, pero normalmente no es necesario. Como base para estos cálculos se toma la altitud a la que se halla situado el barómetro de la estación.

Si se observan las variables meteorológicas utilizando el método nivel por nivel, hay que repetir algunas series de mediciones en cada nivel, por lo que se requieren para la estabilización entre dos y tres minutos. De este modo, la secuencia completa del sondeo podría llevar entre media hora y una hora. Como para todas las radiosondas, habrá que proceder a una comprobación de la línea de base en una garita de control, inmediatamente antes de empezar, a fin de establecer las diferencias con un barómetro y un psicrómetro de aspiración. También habrá que hacer una comprobación análoga inmediatamente antes de terminar el sondeo. Lo mismo que en los ascensos de las radiosondas normales, los datos al nivel

de la estación no se deben obtener de la radiosonda, sino de los instrumentos clásicos de una garita meteorológica normal.

En cuanto a los datos de los sondeos, deben promediarse en cada nivel la presión, la temperatura y la humedad. Y con respecto a la velocidad del viento habrá que calcular la media para un período de 100 ó 120 segundos. Si no se mide directamente la dirección del viento, se puede estimar en primera aproximación mediante la orientación del eje longitudinal del globo respecto del norte. La imprecisión de este método es de ±30°.

Debe destacarse que los operadores han de comunicar sus planes a las autoridades de tránsito aéreo y obtener la correspondiente autorización para cada sondeo o serie de sondeos con globos cautivos.

Referencias

- Angevine, W.M. y otros, 1994: Improved radio acoustic sounding techniques. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 11, Número 1, págs. 42-49.
- Brown, E.H. y Hall, F.F., 1978: Advances in atmospheric acoustics. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Volumen 16, págs. 47-109.
- Derr, V.E. 1972: *Remote Sensing of the Troposphere*. National Oceanic and Atmospheric Administration, WPL Boulder, Colorado.
- Gaynor, J.E. y otros, 1990: *The International Sodar Intercomparison Experiment. Acoustic Remote Sensing*. Mc Graw Hill, Nueva York.
- Gossard, E.E. y Strauch, R.G., 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier, Amsterdam.
- Hinkley, E.D., 1976: *Laser Monitoring of the Atmosphere: Topics in Applied Physics*. Volumen 14, Springer Verlag, Nueva York.
- Hogg, D.C. y otros, 1983: An automatic profiler of temperature, wind and humidity in the troposphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Volumen 22, págs. 807-831.
- Lataitis, R.J., 1992: Signal power for radio acoustic sounding of temperature: The effects of horizontal winds, turbulence and vertical temperature gradients. *Radio Science*, Volumen 27, págs. 369-385.
- Lataitis, R.J., 1993: *Theory and Application of a Radio-acoustic Sounding System (RASS)*. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-230.
- Martner, B.E., y otros, 1993: An evaluation of wind profiler, RASS and microwave radiometer performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Volumen 74, Número 4, págs. 599-613.
- May, P.T., y otros, 1990: Temperature sounding by RASS with wind profiler radars: A preliminary study. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Volumen 28, págs. 19-28.
- Neff, W.D. y Coulter, R.L. 1986: Acoustic remote sounding. En: Lenschow, D.H. (ed.), *Probing the Atmospheric Boundary Layer*, American Meteorological Society, págs. 201-236.

- Panofsky, H.A., 1973: Tower micrometeorology. En: Haugen, D.A. (ed.). *Workshop on Micrometeorology*, Capítulo 4, American Meteorological Society.
- Second International Symposium on Tropospheric Profiling, 1994: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Febrero de 1994, Volumen 11, Número 1.
- Singal, S.P., 1990: Current status of air quality related boundary layer meteorological studies using sodar. *Acoustic Remote Sensing*, Mc Graw Hill, Nueva York, págs. 453-476.
- Strauch, R.G., y otros, 1990: Preliminary evaluation of the first NOAA demonstration network wind profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 7, págs. 909-918.
- Syed Ismael y otros, 1994: Recent Lidar technology developments and their influence on measurements of tropospheric water vapor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 11, Número 1, págs. 76-84.
- Thomas, L., 1991: Lidar probing of the atmosphere. *Indian Journal of Radio and Space Physics*, Volumen 20, págs. 368-380.
- Thompson, N., 1980: Tethered balloons. En: *Air-sea Interaction Instruments and Methods*, Capítulo 31, Plenum Press, Nueva York.
- Weber, B.L. y Wuertz, D.B., 1990: Comparison of rawinsonde and wind profiler radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Volumen 7, págs. 157-174.
- Westwater, E.R. y otros, 1990: Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90.0 GHz: A comparison of measurements and theory. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Volumen 38, págs. 1569-1580.
- Organización Meteorológica Mundial, 1980: *Lower Tropospheric Data Compatibility: Low-level Intercomparison Experiment (Boulder 1979)*. Instruments and Observing Methods Report No. 3, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Indirect Sensing: Meteorological Observations by Laser Indirect Sensing Techniques* (A.O. Van Gysegem). Instruments and Observing Methods Report No. 12, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994: Comparison of windprofiler and rawinsonde measurements (J. Neisser y otros). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Ginebra, 28 de febrero-2 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra.
-
-

CAPÍTULO 6 — MEDICIONES CON COHETES EN LA ESTRATOSFERA Y LA MESOSFERA

	<i>Página</i>
6.1	Generalidades II.6-1
6.2	Medición del viento II.6-1
6.2.1	Metodología II.6-1
6.2.2	Sensores del viento II.6-1
6.2.3	Método del seguimiento II.6-1
6.2.4	Correcciones y cálculos del viento II.6-2
6.3	Medición de la temperatura mediante termometría de inmersión II.6-2
6.3.1	Generalidades II.6-2
6.3.2	Termometría de inmersión II.6-2
6.3.3	Ecuación general para las correcciones del sensor de temperatura II.6-3
6.3.4	Telemetría II.6-4
6.4	Medición de la temperatura con una esfera inflable en caída libre II.6-4
6.5	Cálculo de otras variables aerológicas II.6-5
6.5.1	Presión y densidad II.6-5
6.5.2	Velocidad del sonido, conductividad térmica y viscosidad II.6-6
6.6	Redes y comparaciones II.6-6
Referencias II.6-6

MEDICIONES CON COHETES EN LA ESTRATOSFERA Y LA MESOSFERA

6.1 Generalidades

El presente capítulo trata principalmente de las mediciones del viento y la temperatura realizadas con pequeños cohetes meteorológicos. Los datos del viento se obtienen mediante el seguimiento por radar de la trayectoria de un conjunto de sensores en caída que, bien solos o con sensores de temperatura, efectúan observaciones *in situ*. Las observaciones de la temperatura se transmiten a una estación terrena. Las técnicas aquí descritas son aplicables a la estratosfera y la mesosfera, generalmente entre 20 km y 90 km.

Normalmente, los sistemas de medición con cohetes sonda meteorológicos constan de:

- a) un instrumento lanzado desde un cohete cerca de su altura máxima (apogeo) que desciende luego mediante un dispositivo de deceleración, similar a un paracaídas, y transmite mediciones de la temperatura a tierra, en tanto que el seguimiento por radar de alta precisión del dispositivo proporciona información sobre el viento;
- b) un globo inflable en caída libre, denominado "globo de caída" seguido por un radar de gran precisión que proporciona datos sobre la densidad de la atmósfera y el viento;
- c) un dispositivo de seguimiento por radar de gran precisión de nubes de dipolos metálicos, que se denomina "cinta" y se lanza desde cerca del apogeo del cohete, lo que permite determinar sólo los vientos.

Los elementos que deben medirse son muy diversos. Los más importantes son el viento y la temperatura, pero hay otros como la radiación solar, las variables eléctricas, la turbulencia y los componentes químicos. Entre estos últimos figuran el ozono, el vapor de agua, óxidos de nitrógeno, el oxígeno y el hidrógeno atómicos, el cloruro y el radical hidroxilo.

Un órgano central, el Centro Mundial de Datos-A (CMD-A), se ocupa de la recopilación y de los diversos intercambios de datos. Los datos sirven para proceder a estudios sistemáticos; por ejemplo, estudios de la circulación general, la relación entre el Sol y la alta atmósfera, la correlación entre el geomagnetismo y los parámetros meteorológicos, la composición de atmósferas típicas, la verificación de los datos procedentes de satélites y los calentamientos de la estratosfera. Para cada lanzamiento se prepara un informe conocido con el nombre de ROCOB, que se difunde a través del Sistema Mundial de Telecomunicación.

Las técnicas de medición evolucionan constantemente, tanto por lo que refiere a los métodos utilizados como a los elementos medidos. La mayoría de las mediciones se efectúan de vez en cuando en un solo lugar. Sólo las mediciones termodinámicas y del ozono se han generalizado y se realizan con frecuencia, aplicando

métodos semioperativos. Otros métodos de medición meteorológica, sobre los que no nos explayaremos por rebasar la esfera de las técnicas de cohetes sonda meteorológicos pequeños, son:

- a) trazadores químicos, como sodio o potasio, que proporcionan información sobre el viento, la turbulencia y la temperatura: se requieren cámaras de seguimiento especiales para triangular la huella química;
- b) sondas Pitot;
- c) acelerómetros activos;
- d) granadas acústicas que, al explotar, emiten ondas acústicas que se reciben en un sistema de micrófonos sumamente sensibles en tierra y proporcionan datos sobre el viento y la temperatura.

En Bollermann (1970) figura un análisis completo de las contribuciones anteriores a los sondeos con cohetes meteorológicos.

6.2 Medición del viento

6.2.1 Metodología

Una vez que el cohete alcanza su apogeo, un dispositivo de expulsión (generalmente pirotécnico) separa la carga útil del sistema de propulsión, o motor del cohete. Los sensores del viento y la temperatura se despliegan junto a un dispositivo de telemetría utilizado para transmitir la información de la temperatura a tierra. Durante el descenso resultante se sigue por radar el movimiento del sistema de detección. De este modo se determina la trayectoria del objetivo en caída, ya sea un paracaídas, un sistema de sensor de temperatura/paracaídas, o un globo inflable. Habitualmente se hacen correcciones de la trayectoria para asegurarse de que los datos sobre el viento son correctos. La cinta es otro sistema de detección del viento que cae muy lentamente y sigue muy bien el viento, por lo que en general no hay que efectuar correcciones de su movimiento. sin embargo, la cinta ya no se utiliza mucho.

6.2.2 Sensores del viento

La calidad de las mediciones del viento depende de las reacciones del sistema de detección del viento a los movimientos atmosféricos. En esas reacciones influyen los siguientes factores:

- a) la inercia, las aceleraciones y la velocidad de caída del sistema de detección del viento;
- b) la estabilidad dinámica y los movimientos oscilantes del sistema de deceleración; y
- c) la forma del sensor, que influye en el coeficiente de resistencia en los tres ejes.

6.2.3 Método de seguimiento

Una vez eyectada la carga útil se sigue su trayectoria por radar, empleando el eco del recubrimiento metálico del

sensor. Esto permite determinar las variaciones del viento en función de la altura y obtener las componentes de la velocidad del viento. La precisión necesaria de los ángulos de seguimiento de azimuth y elevación es del orden del 2×10^{-4} radianes (aproximadamente $0,011^\circ$) y del orden de 10 m para la distancia oblicua; esto se consigue utilizando radares o transmisores transpondedores de gran rendimiento. Los datos originales se muestrean a la velocidad de 10 o más puntos por segundo, y luego se atenúan por el método de los mínimos cuadrados, aplicando un sistema que varía según la altura y la velocidad de caída.

6.2.4 Correcciones y cálculos del viento

El vector de velocidad horizontal V_p del sensor con respecto al observador se toma a menudo erróneamente como la velocidad horizontal V del viento verdadero. Sin embargo, las altas velocidades de eyección, las fluctuaciones en el coeficiente de resistencia aerodinámica y las fuerzas de inercia del sensor originan diferencias entre estos dos vectores a alturas superiores a 50 km, por lo que es preciso aplicar correcciones cuya magnitud aumenta rápidamente al aumentar la velocidad de caída o la altura.

Una técnica de corrección, desarrollada por Eddy y otros (1965) y por Ballard (1966), permite obtener las componentes del viento horizontal a todos los niveles a partir de los datos de seguimiento, suponiendo que:

- el sensor está sometido únicamente a las fuerzas de la gravedad y de la resistencia del aire;
- la fuerza de la gravedad permanece constante;
- la magnitud (D) de la resistencia al movimiento es proporcional al cuadrado de la velocidad del sensor respecto del aire.

Partiendo de la segunda ley de Newton podemos escribir, como primera aproximación:

$$m \frac{dV_s}{dt} = mg + D \quad (6.1)$$

$$|D| = \rho \cdot S \cdot \frac{C_d}{2} \cdot (V - V_s)^2 \quad (6.2)$$

en donde C_d es el coeficiente de resistencia; g es la constante de gravedad; m es la masa de la carga útil descendente (es decir, sensor del viento y/o transmisor); S es el área transversal del sensor; t es el tiempo; V es la velocidad del viento; V_s es la velocidad del sensor del viento; y ρ es la densidad del aire.

Obtenemos así una expresión para las correcciones aplicables a las componentes horizontales de la velocidad del sensor del viento, Δu y Δv , para el cálculo de las componentes del vector viento. Esta expresión es válida si la componente del viento es muy inferior a la velocidad del sensor, y si suponemos que $S \cdot C_d$ es isotrópica, es decir, independiente de la dirección de movimiento, tendremos:

$$\Delta u = -w_s \frac{\dot{u}_s}{|\dot{w}_s - g|}; \quad \Delta v = -w_s \frac{\dot{v}_s}{|\dot{w}_s - g|} \quad (6.3)$$

en donde \dot{u}_s es acelerador del sensor del viento en el eje W-E; \dot{v}_s es acelerador del sensor del viento en el eje S-N; w_s es la velocidad vertical del sensor del viento; y \dot{w}_s la aceleración vertical del sensor del viento.

Las correcciones se consideran significativas por encima del nivel en que el sensor es sensible al viento, es decir, cuando la resistencia al movimiento resulta suficientemente importante. Esa altitud se define generalmente como el nivel al cual la aceleración vertical del sensor es inferior a 5 m s^{-2} (por término medio, 5 km por debajo del apogeo).

El valor de los términos Δu y Δv puede alcanzar los 100 m s^{-1} en los niveles más altos, para disminuir luego rápidamente y ser inferior a 1 m s^{-1} por debajo de 50 km. El rendimiento de los mejores radares utilizados permite conseguir una precisión de 3-5 por ciento para vientos a niveles superiores a 70 km, y del orden del 2 por ciento a niveles inferiores. Este método de corrección no puede tener en cuenta las anomalías que se producen en el comportamiento del sensor del viento. En tales casos, hay que desechar por dudosos los datos obtenidos.

6.3 Medición de la temperatura mediante termometría de inmersión

6.3.1 Generalidades

Con el fin de medir las temperaturas a elevadas altitudes mediante pequeños cohetes sonda se utilizan dos métodos. En el primero se emplea la termometría de inmersión, es decir, un conjunto de sensor/dispositivo de telemetría que se lanza desde el cohete cuando se encuentra en su apogeo, y desciende luego en paracaídas, que permite medir los datos del viento y de la temperatura durante el descenso de la carga útil hasta llegar a la atmósfera. En el segundo se utiliza un globo inflable pasivo que mide fundamentalmente los perfiles de la densidad y del viento. Las temperaturas se derivan del perfil de densidad (véase la Sección 6.4). Ambos tipos de carga útil han de seguirse por radar para obtener información sobre la posición. En esta sección se analiza la primera técnica.

6.3.2 Termometría de inmersión

La extrema dificultad de las mediciones *in situ* a elevadas altitudes es un condicionamiento esencial para elegir un instrumento diseñado de manera que reduzca al mínimo la necesidad de hacer correcciones. De este modo, las correcciones pueden eliminarse totalmente o calcularse utilizando parámetros normalizados hasta los niveles más altos. Las correcciones son importantes en los niveles superiores, y su aplicación fue desarrollada por Henry (1967) y cuantificada por Krumsins y Lyons (1972). Se tratan más a fondo en el punto 6.3.3.

En esas mediciones, los intercambios de energía entre el elemento captador y el entorno se reducen

rápida-mente haciéndose muy pequeños a gran altitud, debido a la muy baja densidad del aire, en tanto que como resultado de las grandes velocidades de descenso se producen rápidas variaciones en la temperatura medida. A un altura de 70 km, esas velocidades oscilan entre 250 m s^{-1} y 500 m s^{-1} , según el sistema que se utilice. Lamentablemente, el efecto de la gran velocidad de caída y de la inercia térmica del termistor expresada por su constante de tiempo de reacción, considerados conjuntamente, amortiguan la amplitud de la variación de temperatura.

Esto nos lleva a elegir sensores que tengan una capacidad térmica muy reducida, montados en soportes que reduzcan al mínimo la aportación de calor por conducción. Los sensores deben estar lo más alejados posible de las zonas aerodinámicamente perturbadas por el cuerpo del conjunto de la carga útil y, además, ser insensibles a las oscilaciones del conjunto sensor/para-caídas que origina variaciones en los efectos del flujo de aire incidente y de la radiación solar directa.

Se utilizan tres tipos distintos de sensores, basados en las variaciones de la resistencia eléctrica con la temperatura.

- a) Termistor: un termistor de cuenta de 0,25 mm de diámetro aproximadamente está sostenido por dos hilos delgados soldados a soportes formados de películas de mylar metalizadas, muy finos en proporción a su superficie, con objeto de facilitar la disipación del calor debido a la conducción desde el cuerpo principal de la carga útil. La resistencia térmica del termistor aumenta exponencialmente al disminuir la temperatura. A una altura de 70 km, para una velocidad de descenso de 250 m s^{-1} , la constante de tiempo de respuesta es del orden de 15 a 20 segundos, y la magnitud de las correcciones puede situarse entre 40 y 50 K para algunos tipos de instrumentos (Krumins y Lyons, 1972), y más otros tipos (Kokin y Rusina, 1971); Schmidlin y otros, 1980).
- b) Alambre delgado: el sensor consiste en un hilo fino, de 5 a 20 micrones de diámetro, compuesto de tungsteno, una aleación de tungsteno y renio o una aleación de níquel y hierro. A veces, el sensor está cubierto de una película de oro de algunas centésimas de micrón para protegerlo de la oxidación (una aleación de oro y paladio permite también disminuir el efecto de la radiación solar). Con objeto de reducir la llegada de calor por conducción se emplean dos técnicas: o bien el hilo fino es corto (unos pocos centímetros), de pequeño diámetro, y va soldado a dos hilos de constantan (aleación de cobre y níquel) en un diámetro de pocas décimas de micrón, o es mucho más largo y de mayor diámetro y está soldado a unos terminales que pueden tener una capacidad térmica apreciable, fijando la posición del hilo por medio de unos soportes muy pequeños situados en varios puntos. La variación de la resistencia con la temperatura es prácticamente lineal, y del orden de 1 ohmio por

5 K en el primer caso, o 1 ohmio por 10 K en el segundo. A una altura de 70 km, y para una velocidad de descenso de 250 m s^{-1} , la constante de tiempo para un hilo fino y corto de cinco micrones de diámetro es del orden de medio segundo, y la magnitud de la corrección es aproximadamente de 35 K, en tanto que en el caso de sensores con hilo fino largo de 20 micrones de diámetro esa constante es del orden de 2 a 3 segundos y 40 K aproximadamente.

- c) Sensores laminares: este tipo de sensor, que es menos frágil que los anteriores, tiene una inercia térmica mayor, lo que limita su utilización a alturas inferiores a 60 km.

Un circuito eléctrico formado principalmente por níquel se deposita sobre una delgada base de nilón, por evaporación en vacío, y se recubren las dos caras del sensor con una película de aluminio anodizado de un espesor de cinco micrones, con objeto de reducir al mínimo los efectos de la radiación solar.

La variación de resistencia del circuito en función de la temperatura es prácticamente lineal, y del orden de 1 ohmio por 5 K, y la constante de tiempo es del orden de unos pocos segundos a 60 km.

6.3.3 Ecuación general para las correcciones del sensor de temperatura

Conociendo la temperatura del sensor T_s , puede calcularse la temperatura del aire ambiente T_∞ . En general, y para cada tipo de sensor, la primera ley de termodinámica, es decir, la ley de conservación de la energía, exige que las variaciones de energía interna del sistema se equilibren con la suma de las cantidades de energía absorbidas del medio ambiente, así como la cantidad disipada.

De un modo general, podemos escribir:

$$mC \frac{dT_s}{dt} = A \cdot h \left[T_\infty + \frac{rV^2}{2C_p} - T_s \right] + \alpha_s \cdot J \cdot A_s + \alpha_s \cdot J \cdot Alb \cdot A_a + \sigma \alpha_t \sum_i^i A_i \cdot T_i^4 - A \cdot \epsilon \cdot T_s^4 + W_t + K_c \quad (6.4)$$

en donde A es el área del sensor; A_a es el área efectiva del sensor con respecto a la radiación reflejada por la superficie de la Tierra; A_s es el área efectiva del sensor con respecto a la radiación solar directa; A_i es el área efectiva del sensor expuesta a la radiación de onda larga desde la Tierra, la atmósfera y el cuerpo principal de la sonda; Alb es el albedo de la Tierra y de la atmósfera; C es el calor específico del sensor; C_p es el calor específico del aire a presión constante; h es el coeficiente de transferencia de calor convectivo (función de la densidad y la velocidad del aire con relación al sensor, y de la temperatura del aire); J es la constante solar; K_c es el calor procedente de la conducción; m es la masa del sensor; r es el factor de recuperación; T_i es la temperatura del cuerpo negro equivalente de las fuentes que

emiten radiación de onda larga hacia el sensor; T_i es la temperatura del sensor; T_∞ es la temperatura del aire en calma; V es la velocidad del aire con relación al sensor; W_i es el calentamiento por el efecto Joule debido a la corriente de medición y a la absorción de radiación electromagnética por la antena de transmisión; α_s es el coeficiente de absorción del sensor para la radiación solar; α_l es el coeficiente de absorción para la radiación de onda larga; ϵ es la emisividad del sensor; y σ es la constante de Stefan-Boltzmann.

El primer término del segundo miembro de la ecuación 6.4 representa la cantidad de energía intercambiada por convección, incluido el calentamiento cinético, que es grande por encima de 50 km debido a la rapidísima velocidad de caída. Los términos segundo y tercero representan la radiación solar y la radiación reflejada por la Tierra o la superficie de las nubes, respectivamente. El cuarto término representa la radiación de onda larga que llega al sensor desde el medio ambiente y desde la sonda. El quinto término representa la cantidad de energía emitida por el sensor debido a su emisividad. El sexto término W_i es la parte de la energía absorbida debida al calentamiento por el efecto Joule, y el séptimo término caracteriza la conducción entre el sensor y su soporte.

Los dos últimos términos son propios de cada sistema y se deben aplicar también a los soportes o terminales del sensor, con objeto de calcular la corrección correspondiente a la conducción. Para más detalles, véase Krumins y Lyons (1972), Bulanova y otros (1967) y Yata (1970).

Los coeficientes necesarios para calcular los otros términos se determinan experimentalmente y por fórmulas matemáticas, según los parámetros de que se disponga durante el lanzamiento. En particular, el coeficiente h , que es función de la densidad y de la temperatura, se calcula a partir de valores tipo y, posteriormente, con más precisión, mediante procesos iterativos sucesivos, aplicando las fórmulas generales para calcular la temperatura y la densidad (ecuaciones 6.4, 6.8, 6.9 y 6.10).

6.3.4 Telemetría

Los aparatos de telemetría aplicados a la meteorología permiten transmitir las variaciones de temperatura del sensor. La resistencia del sensor se convierte en general en una frecuencia que modula directamente el transmisor, en el caso de sistemas de medición de canales múltiples, o utiliza un conmutador para la conexión secuencial de hasta 3 ó 4 canales, o bien subportadoras en el caso de un sistema de medición de 2 ó 3 canales.

Los sistemas de telemetría instalados a bordo de un cohete funcionan en condiciones muy difíciles. Durante la fase de despegue y propulsión del cohete, estos sistemas están sometidos a un espectro muy amplio de grandes vibraciones y a unas aceleraciones (fuerzas de g) que pueden alcanzar varias decenas de g durante varios segundos. La baja densidad del aire al comienzo del

descenso reduce la disipación de calor. En una fase más avanzada del descenso, el conjunto de medición puede encontrarse con aire más denso a temperaturas que pueden ser tan sólo de 190 K, lo que puede producir un enfriamiento de los dispositivos electrónicos.

En la mayoría de los casos se seleccionan resistencias o tensiones de referencia mediante un conmutador secuencial, con el fin de poder detectar y corregir los errores que introducen los sistemas de medición en su conjunto, y en particular los que se deben a los posibles cambios en el funcionamiento de los dispositivos de telemetría como resultado de la tensión ambiental durante el vuelo. Hay que tener especial cuidado al concebir y posicionar la antena con relación a los sensores, con objeto de evitar que éstos se calienten debido al efecto Joule causado por la energía electromagnética radiada por el transmisor; la potencia de este último debe limitarse, en todo caso, al mínimo necesario (entre 200 MW y 500 MW). Empleando una potencia de transmisión tan baja, y con una distancia entre la estación receptora y el transmisor que puede llegar a 150 km, en general es necesario utilizar antenas receptoras direccionales de elevada ganancia.

En la recepción, para poder asignar los datos a las alturas apropiadas, las señales obtenidas después de la demodulación o decodificación se registran en una cinta magnética de varios canales, junto con las señales basadas en el tiempo procedentes del radar de seguimiento. La correlación temporal entre las señales de telemetría y los datos sobre la posición del radar es muy importante.

6.4 Medición de la temperatura con una esfera inflable en caída libre

La esfera inflable en caída libre es un globo de Mylar sencillo de un metro de diámetro que contiene un mecanismo de inflado y pesa nominalmente unos 155 gramos. El globo se despliega a unos 115 km de altura, en que comienza su caída libre bajo las fuerzas de gravitación y del viento. Una vez desplegado, el globo se infla a una superpresión de 10-12 hPa aproximadamente mediante la vaporización de un líquido, por ejemplo el isopentano. La superficie del globo es metalizada a fin de permitir el seguimiento por radar para disponer de información de la posición en función del tiempo. Con objeto de lograr la exactitud y la precisión requeridas, el radar ha de ser un sistema de seguimiento de alta precisión, por ejemplo un radar FPS-16 de banda C o mejor. La información sobre la posición medida por radar y el coeficiente de resistencia se utilizan luego en las ecuaciones de movimiento para calcular la densidad atmosférica y los vientos. Para calcular la densidad hay que conocer el coeficiente de resistencia del globo en una amplia gama de condiciones de desplazamiento (Luers, 1970; Engler y Luers, 1978). La presión y la temperatura se calculan también para los mismos incrementos de altitud que la densidad. Las mediciones realizadas por el globo sólo resultan afectadas por las fuerzas físicas externas de gravedad, aceleración de resistencia y vientos, debido a

lo cual las mediciones realizadas por el globo son potencialmente más exactas que otras mediciones *in situ* (Schmidlin, Lee y Michel, 1991).

El desplazamiento del globo en caída se representa mediante una sencilla ecuación de movimiento en un marco de referencia que tiene su origen en el centro de la Tierra:

$$m \frac{dV}{dt} = mg - \frac{\rho C_d A_s |V_r| \cdot V_r}{2} - \rho V_b g - 2m\omega \times V \quad (6.5)$$

en donde A_s es el área transversal del globo; C_d es el coeficiente de resistencia; g es la aceleración debida a la gravedad; m es la masa del globo; V es la velocidad del globo; V_r es el movimiento del globo con relación al aire; V_b es el volumen del globo; ρ es la densidad atmosférica; y ω es la velocidad angular de la Tierra.

La velocidad relativa del globo con respecto a la masa de aire se define por $V_r = V - V_a$, donde V_a es la velocidad del viento total. C_d se calcula sobre la base de la velocidad relativa del globo. Los términos de la derecha en la ecuación 6.5 representan la gravedad, la fricción, la fuerza ascensional y la fuerza de Coriolis, respectivamente.

Tras una sencilla manipulación matemática, la ecuación 6.5 se descompone en tres componentes ortogonales, incluida la componente vertical de la ecuación de movimiento a partir de la cual se calcula la densidad; tenemos, pues:

$$\rho = \frac{2m(g_z - \ddot{z} - C_z)}{C_d A_s |V_r| (\dot{z} - w_z) + 2V_b g_z} \quad (6.6)$$

en donde g_z es la aceleración de gravedad al nivel z ; w_z es la componente del viento vertical, que generalmente se supone es cero; \dot{z} es la componente vertical de la velocidad del globo; y \ddot{z} es la componente vertical de la aceleración del globo.

Las magnitudes de los términos de la fuerza ascensional ($V_b g_z$) y la fuerza de Coriolis (C_z) son pequeños en comparación con los otros términos de la ecuación 6.7, por lo que o bien se descartan o se tratan como perturbaciones.

El perfil de la temperatura se extrae de la densidad atmosférica recuperada (ecuación 6.7), utilizando la ecuación hidrostática y la ecuación de estado, como sigue:

$$T_z = T_a \frac{\rho_a}{\rho_z} + \frac{M_o}{R\rho_z} \int_h^a \rho_h g dh \quad (6.7)$$

en donde h es la altura, la variable de integración; M_o es el peso molecular de aire seco; R es la constante de gas universal; T_a es la temperatura en grados K a la altitud de referencia a ; T_z es la temperatura en grados K a nivel z ; ρ_a es la densidad a la altitud de referencia a ; ρ_h es la densidad que debe integrarse sobre el intervalo de la altura h a a ; y ρ_z es la densidad en la altitud z .

Debe observarse que la fuente del error de temperatura es la incertidumbre asociada al valor de densidad

recuperado. El error en la densidad calculada consta de componentes de frecuencia espacial alta y baja. La componente de alta frecuencia puede derivarse de numerosas fuentes, como error de medición, error de cálculo y/o variabilidad atmosférica, y es un tanto aleatoria. Sin embargo, la amplitud del error puede suprimirse por promediación estadística. No obstante, la componente de baja frecuencia, que comprende errores y variaciones lineales, puede guardar relación con las características atmosféricas reales, y es difícil separarla del error de medición.

6.5 Cálculo de otras variables aerológicas

6.5.1 Presión y densidad

El conocimiento de la temperatura del aire, dada por el sensor en función de la altura, permite determinar la presión y la densidad del aire a varios niveles. En una atmósfera seca, con peso molecular constante, y utilizando la ecuación hidrostática:

$$dp = -\rho g dz \quad (6.8)$$

y la ley de los gases perfectos:

$$\rho = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T} \quad (6.9)$$

la relación entre presiones p_i y p_{i-1} a los dos niveles z_i y z_{i-1} entre los cuales el gradiente de temperatura es aproximadamente constante, puede expresarse como:

$$p_i = a_i \cdot p_{i-1} \quad (6.10)$$

en donde:

$$a_i = \exp \left[\frac{-M}{RT_{i-1}} \cdot g_o \left\{ \frac{r_T}{r_T + z_{i-1}} \right\}^2 \cdot \left\{ 1 - \frac{T_i - T_{i-1}}{2T_{i-1}} \right\} \{z_i - z_{i-1}\} \right] \quad (6.11)$$

y g_o es la aceleración debida a la gravedad al nivel del mar; M es el peso molecular del aire; p_i es la presión al nivel superior z_i ; p_{i-1} es la presión al nivel inferior z_{i-1} ; r_T es el radio de la Tierra; R es el gas constante (para un gas perfecto); T_i es la temperatura al nivel superior z_i ; T_{i-1} es la temperatura al nivel inferior z_{i-1} ; z_i es el nivel superior; y z_{i-1} es el nivel inferior.

Por comparación con una radiosonda a bordo de un globo del que se obtiene un valor de presión p , es posible determinar una presión inicial p_i para el sondeo por cohete en el nivel común z_i , que se sitúa en general cerca de 20 km, o aproximadamente 50 hPa. Del mismo modo, utilizando la ley de los gases perfectos (ecuación 6.9) puede determinarse el perfil de densidad p .

Este método se basa en una integración gradual desde los niveles inferiores hasta los superiores. En consecuencia, es necesario disponer de datos muy precisos sobre la altura y la temperatura a los distintos niveles.

6.5.2 Velocidad del sonido, conductividad térmica y viscosidad

Utilizando los datos básicos de la presión y la temperatura se calculan frecuentemente otros parámetros esenciales para elaborar modelos de simulación, tales como:

a) la velocidad del sonido V_s :

$$V_s = \left(\gamma R \frac{T}{M} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (6.12)$$

en donde $\gamma = C_p/C_v$;

b) el coeficiente de conductividad térmica κ , del aire, expresado en $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ es:

$$\kappa = \frac{2,6502 \cdot 10^{-3} \cdot T^{\frac{3}{2}}}{T + 245,4 \cdot 10^{-\frac{12}{T}}} \quad (6.13)$$

c) el coeficiente de viscosidad del aire μ , expresado en N s m^{-2} es:

$$\mu = \frac{1,458 \cdot 10^{-6} \cdot T^{\frac{3}{2}}}{T + 110,4} \quad (6.14)$$

6.6 Redes y comparaciones

Actualmente, sólo uno o dos países efectúan sondeos regulares de la atmósfera superior. Como consecuencia de la reducción de los requisitos operativos y del elevado costo que supone la operación de lanzamiento, hay una tendencia a limitar el número de estaciones y la frecuencia de los lanzamientos.

Para que los resultados obtenidos por los distintos sistemas existentes puedan ser uniformes se han realizado comparaciones internacionales desde Wallops Island, Virginia, en 1968, 1972 y 1977, y desde Kourou, Guyana Francesa, en 1973 y 1977 (Finger y otros, 1975; Schmidlin y otros, 1980).

Por debajo de 50 km, los datos parecen razonablemente homogéneos. Por encima de dicha altura y hasta 65 km aparecen ciertas diferencias en las mediciones con termistores *in situ*, pero utilizando las tablas de compatibilidad preparadas durante las comparaciones es posible aplicar los resultados para estudios sinópticos simplemente efectuando ajustes para corregir diferencias sistemáticas.

Referencias

Ballard, M.N., 1966: The measurement of temperature in the stratosphere and mesosphere. In: *Proceedings of the Sixth Conference on Applied Meteorology (Aerospace Meteorology)*. American Meteorological Society, Los Angeles.

Bollermann, B., 1970: *A Study of 30 km to 200 km Meteorological Rocket Sounding Systems*. NASA Contractor Report CR-1529.

Bulanova, L.K. y otros, 1967: *Some Results on the Methodical Treatment of the Temperature Measurement at High Layers of the Atmosphere Using Small Thermistors*. Trudy, Central Aerological Observatory, Volumen 77, págs. 3-16.

Eddy, A. y otros, 1965: *Determination of Winds from Meteorological Rocketsondes*. Report No. 2, Atmospheric Sciences Group, University of Texas, Austin, Texas.

Engler, N.A. y Luers, J. K., 1978: *Modifications to the 1972 ROBIN Program*. Final report to the Atmospheric Sciences Laboratory, White Sands Missile Range, under contract DAEA18-77-C-0008, Report ASL-CR-0008-1.

Finger, F.G. y otros, 1975: Comparability of meteorological rocketsonde data as indicated by international comparison tests. *Journal of Atmospheric Sciences*, Volumen 32, págs. 1705-1714.

Henry, R., 1967: Corrections for meteorological rocket temperature soundings on an individual basis. En: *Proceedings of the Conference on High-altitude Meteorology and Space Weather*. American Meteorological Society, Houston, Texas.

Kokin, G.A. y Rusina, W.Ja., 1971: *Some Results of Flight Tests of the Onboard Equipment of the Meteorological Rocket MMR-06*. Trudy, Central Aerological Observatory, Volumen 90, págs. 130-146.

Krumins, M.V. y Lyons, W.C., 1972: *Corrections for the Upper Atmosphere Temperatures Using a Thin-film Loop Mount*. Technical Report TR 72-152, Naval Ordnance Laboratory.

Luers, J.K., 1970: *A Method of Computing Winds, Density, Temperature, Pressure, and their Associated Errors from the High Altitude ROBIN Sphere Using an Optimum Filter*. AFGL Contract F19628-C-0102, University of Dayton Research Institute, Air Force Report AFCRL-70-0366.

Schmidlin, F.J. y otros, 1980: *Results of the August 1977 Soviet and American Meteorological Rocketsonde Intercomparison Held at Wallops Island, Virginia*. NASA Reference Publication RP 1053.

Schmidlin, F.J., Lee, H.S. y Michel, W., 1991: The inflatable sphere: a technique for the accurate measurement of middle atmosphere temperatures. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 96, Número D12, págs. 22673-22682.

Yata, A., 1970: Correction for the temperature data obtained by MT-135 system. *Geophysics Magazine* (Tokio), Volumen 35, págs. 99-121.

CAPÍTULO 7 — LOCALIZACIÓN DE LOS FOCOS DE PARÁSITOS ATMOSFÉRICOS

	<i>Página</i>
7.1	Generalidades II.7-1
7.1.1	Definiciones II.7-1
7.1.2	Unidades II.7-1
7.1.3	Requisitos meteorológicos..... II.7-1
7.1.4	Métodos de observación II.7-2
7.1.4.1	Radiogoniómetros (RG) II.7-2
7.1.4.2	Receptores del tiempo de llegada II.7-2
7.1.4.3	Detectores locales de relámpagos II.7-2
7.2	El sistema radiogonométrico de detección de relámpagos II.7-3
7.2.1	El radiogoniómetro II.7-3
7.2.2	Configuración de la red de radiogoniómetros II.7-3
7.2.3	Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes RG II.7-4
7.2.4	Mantenimiento de una red RG..... II.7-5
7.3	Ejemplos de sistemas de localización por tiempo de llegada II.7-5
7.3.1	TDL regional II.7-5
7.3.2	Los receptores TDL II.7-5
7.3.3	Configuración de la red II.7-5
7.3.4	Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes TDL II.7-5
7.3.5	Mantenimiento del sistema TDL II.7-6
7.3.6	Sistema de diferencia en el tiempo de llegada (DTL) II.7-6
7.3.7	La red DTL II.7-6
7.3.8	Exactitud de localización y eficacia de detección con la técnica DTL II.7-6
7.3.9	Mantenimiento del sistema DTL II.7-6
7.4	Comparaciones entre las redes RG y TDL II.7-6
7.5	Ejemplo de combinación de las técnicas RG y TDL II.7-7
7.6	Presentación y difusión de los datos de relámpagos..... II.7-7
Referencias II.7-7

LOCALIZACIÓN DE LOS FOCOS DE PARÁSITOS ATMOSFÉRICOS

7.1 Generalidades

7.1.1 Definiciones

Los parásitos atmosféricos, llamados también atmosféricos o esféricos, se pueden definir como la onda electromagnética que resulta de una descarga eléctrica en la atmósfera. Desde el punto de vista práctico, lo que generalmente interesa es el foco del atmosférico, o sea la descarga eléctrica. En ese sentido, es un fenómeno que ofrece un medio para detectar o localizar los relámpagos. Por lo común, la simple detección de los relámpagos se destina a la emisión de avisos locales, pero los datos de localización se pueden usar para diversos fines meteorológicos y otras tareas. Las expresiones del tipo "observación de atmosféricos" son convenientes para referirse a ambos tipos de métodos.

Descarga interna o entre nubes: descarga que se produce dentro de una nube o entre nubes diferentes. En general, no es de interés práctico en lo que respecta a las tormentas, pero puede ser útil en los sistemas locales de aviso de tormenta.

Descarga al suelo: tipo de descarga eléctrica de interés práctico común. Se la denomina rayo o descarga con relámpago.

Radiogoniómetro: instrumento que determina la dirección de llegada de un atmosférico.

Fijo: localización estimada de un relámpago deducida de los atmosféricos.

Rayo: descarga con relámpago, que consiste en una o más descargas de retorno (y en las descargas iniciales que preceden a cada descarga).

Contador de relámpagos: instrumento que cuenta la cantidad de relámpagos en las proximidades de una estación.

Multiplicidad: cantidad de descargas de un relámpago. La mayoría de los relámpagos positivos son de una sola descarga.

Polaridad: las descargas al suelo son positivas o negativas según el signo de la carga eléctrica que se transmite desde la nube hasta el suelo. Los relámpagos negativos son los más comunes, y los positivos son característicos de las condiciones invernales.

Alcance: radio de observación de un dispositivo de detección (de atmosféricos). En esta *Guía*, "local" significa un alcance de decenas de kilómetros, "regional", de unos cientos de kilómetros, y "gran alcance" se aplica a instrumentos cuyo radio es de uno hasta unos cuantos miles de kilómetros.

Esférico: contracción de "atmosférico" aceptada para fines meteorológicos.

Foco: lugar de origen de un atmosférico, generalmente un relámpago.

Estático (descarga estática): descarga eléctrica de alcance corto que se produce en la atmósfera.

Se desaconseja su utilización como sinónimo de "atmosférico".

Descarga o descarga de retorno: impulso principal de una corriente eléctrica intensa en el camino del relámpago. Un relámpago contiene una o más descargas.

Receptor del tiempo de llegada (RTL): instrumento que determina el tiempo de llegada de un atmosférico con gran exactitud (del orden de un microsegundo).

7.1.2 Unidades

El relámpago se caracteriza por su intensidad, además de por su polaridad y multiplicidad. La definición de intensidad más empleada es la de valor de cresta de la corriente eléctrica de una descarga de retorno (en general, la primera descarga de un relámpago), medida en unidades de amperios (A). Las magnitudes típicas de la intensidad del relámpago son décimas de kiloamperios (kA). La fuerza de una tormenta se puede describir en términos de la cantidad de relámpagos en una zona determinada, la multiplicidad media, la intensidad media y la relación entre relámpagos positivos y negativos. Las técnicas de las que se dispone hoy en día para determinar las diversas características de las tormentas pueden servir para definir una medida descriptiva útil y concisa ("índice") de la actividad tormentosa, pero hasta el momento no se ha elaborado ese índice general.

Para definir la calidad de funcionamiento de un sistema de detección/localización de relámpagos hacen falta algunos parámetros. Un dispositivo para avisos locales, por ejemplo el contador de relámpagos, necesita parámetros como el radio o alcance de detección (por lo común, unas decenas de kilómetros), el número de relámpagos observados en ese radio, y la cantidad de alarmas falsas. Un sistema de localización está expuesto principalmente a errores de localización (normalmente de un orden de kilómetros) y a la eficacia de detección, relación entre la cantidad de relámpagos observados y verdaderos en una zona determinada, generalmente expresada en porcentaje, que dista mucho de ser perfecta. Los errores al estimar la intensidad y la multiplicidad de los relámpagos revisten casi siempre menos importancia.

7.1.3 Requisitos meteorológicos

La localización de zonas de actividad tormentosa mediante datos relativos a los atmosféricos proporciona valiosos informes adicionales a los meteorólogos. Esta información resulta particularmente útil cuando se refiere a vastas zonas oceánicas o a otras regiones en que las estaciones de observación están muy alejadas entre sí. También puede proporcionar indicaciones acerca de la inestabilidad de las masas de aire y sobre

la situación y movimiento de los frentes, de las líneas de chubascos y de las tormentas tropicales y tornados, y puede facilitar el estudio de los eventos pasados. En Orville y otros (1987), y Holle y otros (1990) se ofrecen ejemplos de los usos de la localización de relámpagos.

Los datos sobre atmosféricos también pueden resultar útiles para los servicios meteorológicos destinados a la aviación, dado que las tormentas son un grave peligro para la navegación aérea, ya sea por los violentos movimientos del aire o por las descargas eléctricas que pueden dañar las aeronaves. Si se facilitan los datos sobre atmosféricos más recientes, se mejorarán los partes meteorológicos cursados a las tripulaciones de los aviones y al control del tráfico aéreo; por otra parte, el conocer las zonas de actividad tormentosa es de gran utilidad para elegir rutas exentas de tempestades. Estas consideraciones también son aplicables al lanzamiento de vehículos espaciales.

Las descargas eléctricas también afectan a otros sectores, cuyas instalaciones son vulnerables a esos fenómenos, por ejemplo las redes de distribución de energía eléctrica por cables aéreos y las explotaciones mineras que utilizan explosivos, y también son un peligro para los bosques, pues son fuente de incendios. Las observaciones de atmosféricos se utilizan en los avisos de esos riesgos, tanto a nivel regional en las interpretaciones de los pronosticadores, como a nivel local en los sistemas de aviso automáticos. Además, estas observaciones se emplean en los institutos de investigaciones atmosféricas y meteorológicas de varios países.

7.1.4 *Métodos de observación*

7.1.4.1 **RADIOGONIÓMETROS (RG)**

Los sistemas de observación de atmosféricos más ampliamente utilizados hoy en día se basan en el radiogoniómetro (RG) automático. Se trata de un instrumento que emplea dos antenas de bucle ortogonales orientadas en sentido norte-sur y este-oeste para determinar la dirección de llegada de los atmosféricos a partir de sus componentes magnéticas horizontales. La ambigüedad direccional de 180° restante se compensa con la componente eléctrica perpendicular, detectada por una antena de disco horizontal.

Como sistema local independiente de aviso de relámpagos se puede usar un radiogoniómetro de banda ancha, que detecta atmosféricos a frecuencias de hasta 1 Mhz. Pero su utilización más eficaz es como elemento básico de una red regional consistente en tres o más radiogoniómetros, que permite localizar las descargas en los puntos de intersección de las direcciones. En el párrafo 7.2 se describe un sistema de localización operativo.

Se han usado experimentalmente radiogoniómetros de gran alcance (700 a 4.500 km.) ajustados a frecuencias muy bajas (5 a 10 kHz) para confeccionar mapas de tormentas a escala continental y hasta global (Heydt y Takeuti, 1977; Grandt y Volland, 1988). El largo trayecto de propagación, cuya influencia sobre los

impulsos depende de la frecuencia, permite estimar la distancia a partir de la medición efectuada en una sola estación mediante la comparación de las componentes de los atmosféricos a diversas frecuencias.

Por el momento, no se han resuelto los aspectos de exactitud de localización, eficacia de detección y viabilidad de explotación, por lo que en esta *Guía* no se analizarán esos sistemas.

7.1.4.2 **RECEPTORES DEL TIEMPO DE LLEGADA**

Es posible determinar la distancia entre el foco de un atmosférico y la estación de observación siempre que el tiempo de llegada (TDL) de un impulso se pueda medir con una exactitud de un microsegundo. Este requisito de exactitud está asociado con la velocidad de propagación del atmosférico, que es de 300 m por microsegundo. Dado que se desconoce el momento de ocurrencia del relámpago, la medición del tiempo es sólo relativa, y la localización de la fuente requiere la determinación de la diferencia en el tiempo de llegada correspondiente a varias estaciones. Un requisito general para la sincronización de las estaciones es el empleo de un cronómetro de precisión, como el que proporcionan los satélites de navegación o las redes de radiodifusión. El tiempo de propagación de la señal del atmosférico es menos sensible a las variaciones de las propiedades del terreno que su dirección y, por consiguiente, en principio, una red de dispositivos de tiempo de llegada podría determinar la ubicación de los relámpagos con más exactitud que una red de radiogoniómetros comparable. Las comparaciones se analizan en el párrafo 7.4.

Actualmente se usan dos tipos de receptores de tiempo de llegada. Uno es el destinado a la aplicación como sistema regional (Bent y Lyons, 1984), y se describe en el párrafo 7.3. El otro fue desarrollado por Lee (1986a, 1986b y 1989) para aprovechar el funcionamiento a gran distancia de esta técnica, y se viene utilizando en el Reino Unido desde hace tres años; se describe en el párrafo 7.3.6.

7.1.4.3 **DETECTORES LOCALES DE RELÁMPAGOS**

Visto que los servicios meteorológicos u otros usuarios no emplean detectores locales de relámpagos para fines científicos, se dispone de escasa información sobre los mercados actuales y los posibles estudios del funcionamiento de esos aparatos. Cabe pensar que los adelantos en este campo han sido más lentos que los correspondientes a los sistemas de localización, y se supone que los resultados de una comparación de cinco instrumentos que efectuaron Johnson y Janota (1982) no han perdido vigencia. El análisis de los detectores locales se circunscribe a la breve descripción que se facilita en esta sección.

El radiogoniómetro (RG) independiente se puede utilizar como dispositivo de aviso de relámpagos. La información direccional que proporciona lo hace particularmente útil en comparación con otros detectores locales. Además, la intensidad media de la señal de un

grupo de relámpagos se puede usar para estimar la distancia. En la comparación de Johnson y Janota (1982), la gran sensibilidad y la poca capacidad de rechazo de las señales no deseadas ocasionaron muchas alarmas falsas con los instrumentos probados. Después de esa comparación apareció en el mercado un nuevo instrumento, llamado Thunderstorm Sensor (sensor de tormentas). Básicamente, se trata del radiogoniómetro utilizado en las redes RG actuales (véase el párrafo 7.2.1). La ubicación se visualiza en una pantalla de computadora en formato de sector, con el complemento de ciertos datos estadísticos. El alcance es de 160 km. Los institutos y las empresas que no necesitan datos más precisos, como los proporcionados por los sistemas regionales de localización, o que no disponen de medios para comprar esos equipos, utilizan este nuevo aparato.

Los contadores de relámpagos están diseñados para contar descargas que se produzcan en un radio de 20 a 50 km, según el ajuste de la sensibilidad del instrumento. El principio del contador se basa en la detección de un único y rápido cambio del campo eléctrico (uno estático), lo que incrementa la sensibilidad a las falsas alarmas. Ahora bien, la cantidad de alarmas falsas registradas se puede reducir gracias a una elección cuidadosa del emplazamiento, que consiga evitar las fuentes de perturbación cercanas. Los contadores locales de relámpagos se pueden utilizar en meteorología sinóptica para difundir avisos de tormenta, especialmente cuando también se usan radares meteorológicos. Puesto que su construcción y funcionamiento son sencillos, y su precio es bajo, también pueden servir como dispositivos de aviso en cualquier actividad para la que el conocimiento a corto plazo de las tormentas que se avecinan resulte provechoso.

Un tercer tipo de instrumento para el aviso de un riesgo se basa en la detección del campo eléctrico de estática elevada asociado con las nubes tormentosas. La reducción rápida de la intensidad del campo con la distancia restringe el alcance útil a 10-20 km. En ese caso, el aviso anticipado no se basa en la distancia de una célula de tormenta que se aproxima, sino en el intervalo de establecimiento del campo eléctrico de una nube tormentosa que ya ha llegado o está cerca, que va desde el valor de umbral del aviso hasta el valor de ruptura del relámpago.

El campo eléctrico vertical estático a nivel del suelo se puede medir mediante un condensador que cambia regularmente, una sonda radioactiva compuesta de una antena vertical corta que lleva una sustancia radioactiva para que el aire de los alrededores se ionice y se transforme en buen conductor de la electricidad, o una punta de corona que presenta una descarga en corona cuando el campo eléctrico excede un valor umbral. Según Johnson y Janota (1982), este último instrumento es sensible al ruido ambiente, por lo que causa falsas alarmas y está expuesto a pérdidas de corriente causadas por arañas e insectos, por lo que necesita mucho mantenimiento.

7.2 El sistema radiogoniométrico de detección de relámpagos

7.2.1 El radiogoniómetro

Krider, Noggle y Uman (1976), y Maier y otros (1984) describen un sistema comercial de localización de relámpagos basado en la radiogoniometría. Se trata de una estructura integrada, en la que las dos antenas y la electrónica van en la misma unidad, lo que hace que su instalación sea relativamente fácil.

Desde el punto de vista de esta *Guía*, las características más importantes son la capacidad de detectar señales de esféricos muy débiles, al tiempo que rechaza eficazmente las señales distintas de las que se originan en descargas nube a suelo. La prueba se basa en un análisis de la forma del impulso de la señal; sólo se acepta una forma que se parece a una descarga de retorno. Algunas perturbaciones locales que no son relámpagos pueden pasar la prueba, pero normalmente esas señales falsas son tan débiles que sólo un radiogoniómetro puede estar lo suficientemente cerca como para detectarlas; casi siempre se evitan los relámpagos de localización falsa, que necesitan señales coincidentes de al menos dos radiogoniómetros.

El criterio de la forma del impulso significa que el esférico ocasionado por una descarga nube a suelo genuina pero distante puede estar demasiado distorsionado como para ser aceptado. El impulso de la onda de superficie se modifica durante la propagación por el terreno, y se le superpone un componente reflejado por la ionosfera con un leve retardo. Debido a estos factores, el alcance nominal de un radiogoniómetro es casi siempre de 400 km; la atenuación de la intensidad de la señal a esta distancia tiene un efecto despreciable. Sin embargo, se aceptan descargas producidas mucho más lejos, lo que significa que se detectan más tormentas alejadas, a pesar de que la información sobre la localización y frecuencia de las descargas sea menos exacta.

El sistema proporciona la siguiente información digital de una descarga aceptada: dirección de llegada (ángulo de dirección), intensidad de la señal, polaridad y multiplicidad. Estos datos se envían enseguida al módem, que está conectado normalmente a la unidad central de la red.

7.2.2 Configuración de la red de radiogoniómetros

Cuando hay dos observaciones coincidentes de dos radiogoniómetros, se puede calcular la localización del relámpago como el punto de intersección de las dos direcciones. En general, la determinación de la localización es más exacta cuando las direcciones se intersectan cerca de la perpendicular, mientras que los errores de localización pueden aumentar considerablemente cerca de la línea de base que une a las dos estaciones. Por esta razón, una red debe constar de al menos tres radiogoniómetros.

Para cubrir una zona lo más grande posible con el mínimo de radiogoniómetros, la configuración de los

aparatos debe cumplir ciertas condiciones. Primero, a fin de reducir al mínimo la ocurrencia de direcciones (de línea de base) casi paralelas, una red pequeña debe formar una figura regular (un triángulo equilátero cuando se trata de un sistema de 3 RG, un cuadrado si el sistema es de 4 RG); en el caso de redes más grandes, se evitará emplazar las estaciones en la misma línea recta. Segundo, el espaciamiento de las estaciones debe ser bastante uniforme. Para conseguir un buen funcionamiento con un alcance de 400 km, las estaciones se instalarán a una distancia de 150 a 250 km unas de otras.

La configuración de la red también depende de la disponibilidad de lugares que no estén afectados por estructuras o características del terreno que actúen como pantalla, se encuentren lejos de fuentes de perturbaciones y no estén expuestos al vandalismo. La disponibilidad de líneas de comunicación también puede restringir la elección del lugar, y puede ser útil contar con personal capacitado, aunque los radiogoniómetros necesitan muy poco entretenimiento.

Un punto importante que hay que tener en cuenta es la redundancia de la red, es decir, el número de estaciones en comparación con el número mínimo necesario para su funcionamiento operativo. Suelen producirse fallas en las líneas de comunicación entre los radiogoniómetros y la unidad central, y es conveniente que la región objeto del análisis esté cubierta por al menos cuatro aparatos. La redundancia también mejora la exactitud de localización y la eficacia de detección de la red (véase el párrafo 7.2.3).

El sistema usa una unidad central, el analizador de posición (AP), que recibe los datos de los radiogoniómetros y calcula las localizaciones. Si las líneas de comunicación son fijas, el AP determina las coincidencias entre los tiempos de llegada de los datos RG; si se trata de conexiones con conmutación de paquetes, más baratas, el AP lleva un registro de los relojes de cada radiogoniómetro mediante la información de coincidencia proporcionada por las descargas observadas. Cuando el AP recibe los datos coincidentes que proceden de más de dos radiogoniómetros, calcula la localización optimizada. La optimización puede consistir simplemente en la elección de las dos direcciones más perpendiculares, o algún procedimiento estadístico, como la aplicación de la técnica de los mínimos cuadrados (véase el párrafo 7.2.3).

La definición de la coincidencia entre radiogoniómetros depende de las condiciones de ruido de las zonas cubiertas por la red. Un valor fiable es 20 milisegundos, pero si un radiogoniómetro no detecta la primera descarga sino la segunda, se pierde la coincidencia. Una ventana de coincidencia de 50 ms aumenta en cierta medida el número de relámpagos localizados, pero la ventana debe ser inferior a 100 ms para evitar las coincidencias falsas.

Una red también debe utilizar información RG de otra red. Por ejemplo, se puede mejorar el funcionamiento de la red de un país cuando se utilizan radiogoniómetros de un país vecino, y viceversa. La realización de esta

conexión es una cuestión técnica que no se puede abordar en esta *Guía*.

7.2.3 *Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes RG*

Las orientaciones medidas por los radiogoniómetros están expuestas a los llamados errores de emplazamiento, que son errores angulares causados por las irregularidades, naturales o artificiales, del terreno que rodea al lugar donde está emplazado el aparato. Los errores varían con la dirección, casi siempre de modo sistemático, y una vez encontrados, se pueden cargar en el AP como correcciones sistemáticas.

Mach, MacGorman y Rust (1986) han descrito una forma de encontrar los errores sistemáticos. Por ejemplo, en el caso de una observación efectuada con tres radiogoniómetros, se puede calcular el punto de intersección de un par de direcciones y corregir la tercera con respecto a este punto. Esto se hace de tres maneras diferentes (para cada aparato) con respecto a esa observación, y se reúne una gran cantidad de observaciones para cubrir todas las direcciones y distancias. Después de una pasada completa, se aplican parcialmente las correcciones resultantes a los datos originales y se repiten nuevas pasadas hasta que converjan las correcciones. Los errores sistemáticos pueden ser hasta de 10° en algunas direcciones antes de la corrección.

Orville (1987) ideó un método más complejo, que consiste en un ajuste por mínimos cuadrados y resulta de fácil adaptación a un gran número de radiogoniómetros. Se puede utilizar iterativamente para obtener las correcciones sistemáticas o como técnica de optimización de una sola pasada.

Los dos métodos adolecen de un problema: aunque los errores sistemáticos de dirección en cada sentido (en realidad, en sectores de unos pocos grados) son los valores promedio de un gran conjunto de datos, se sigue produciendo una dispersión de índole más aleatoria, que puede alcanzar varios grados en algunos sectores. El método de Orville es más adecuado para ajustar, u optimizar, después de efectuar las correcciones sistemáticas, las localizaciones definitivas mediante la reducción al mínimo de esas variaciones aleatorias, sea cual sea el método usado para determinar los errores sistemáticos. Obsérvese que los errores sistemáticos, una vez encontrados, se tratan como constantes instrumentales, mientras que la optimización definitiva es una operación que se efectúa por separado para cada relámpago (en tiempo real o diferido). En la determinación de los errores sistemáticos se producen errores aleatorios que sesgan los resultados. De hecho, la aplicación de los métodos de Mach y de Orville a los mismos datos puede conducir a estimaciones diferentes de los errores sistemáticos.

Passi y López (1989) han descrito una solución a este problema del acoplamiento de dos tipos de errores diferentes. La idea, que puede estar teóricamente justificada, consiste en representar las curvas de error sistemático como sinusoides de doble período con coeficientes

desconocidos, y desacoplar los errores sistemáticos de los aleatorios en la ecuación para determinar esos coeficientes. Una vez encontradas las curvas de corrección sistemática de un conjunto de datos históricos representativos, quizás el método más fácil de usar para optimizar las localizaciones definitivas sea el de Orville.

Los errores analizados obedecen a causas externas. El hecho de que el radiogoniómetro acepta sólo impulsos relativamente bien conformados implica que la dirección se puede calcular con exactitud. Según el fabricante, los errores de dirección debidos a la distorsión de los impulsos y las componentes no verticales del campo eléctrico son inferiores a 1°.

Otro factor que interviene en el funcionamiento de un sistema de localización de relámpagos es la eficacia de detección. Mach, MacGorman y Rust (1986) encontraron que un sistema de cuatro RG, una red típica para uso regional, tenía una eficacia de detección de alrededor del 70 por ciento. El método consistió en una comparación con datos verdaderos en tierra. Para otro sistema de cuatro RG, Tuomi (1991) determinó la manera en que el número de relámpagos localizados depende del número de radiogoniómetros en uso. Si se supone que todas las descargas nube a suelo de la zona de cobertura nominal tienen la oportunidad de ser aceptadas por un radiogoniómetro, éste detecta realmente entre un 50 y 80 por ciento de esas descargas. Por consiguiente, un sistema de dos RG detecta sólo alrededor de la mitad de esas descargas, y un sistema de tres RG, entre un 70 y 80 por ciento, como sugieren los resultados de Mach. Esto implica que una fracción importante, alrededor del 10 por ciento, de las descargas nube a suelo no son detectadas.

7.2.4 *Mantenimiento de una red RG*

Una vez que se han encontrado los lugares adecuados y tendido las líneas de comunicación, es relativamente fácil montar una red de radiogoniómetros. Si se la protege convenientemente contra las sobrecargas de tensión, también es técnicamente segura y necesita muy pocos cuidados técnicos.

La principal tarea de mantenimiento es la operación del AP y el control de la calidad de los datos. La operación, o sea la visualización de los datos y su transmisión a usuarios y archivos, puede y debe ser automática, con lo que el aspecto operativo se reduce al mínimo en la práctica. Una tarea más exigente, y también más interesante, es la del aspecto científico, que consiste no sólo en las investigaciones físicas y meteorológicas de los resultados finales sino, también, en la determinación de los errores de emplazamiento, el establecimiento de la optimización de la localización y la exactitud resultante, y la definición de la verdadera zona de cobertura en términos de eficacia de detección.

7.3 *Ejemplos de sistemas de localización por tiempo de llegada*

Como se explicó en el párrafo 7.1.4.2, hoy día se utilizan en la práctica dos tipos de sistemas de tiempo de

llegada (TDL), de los que se da un ejemplo en esta sección.

7.3.1 *TDL regional*

Se conoce significativamente mucho menos acerca de las experiencias con redes TDL que con redes RG, razón por la que esta sección es relativamente más breve que la anterior. Gran parte de la descripción consiste en indicar las semejanzas y diferencias entre los dos sistemas.

7.3.2 *Los receptores TDL*

La antena del receptor es una antena de látigo sencilla, de fácil instalación porque no hace falta evitar las estructuras, cables, etc., que pueda haber en las cercanías. Un receptor que registra el tiempo de llegada en vez de la dirección es inmune a los errores locales. El aparato digitaliza el impulso durante un período de hasta 100 μ s con una resolución de 0,2 μ s; determina la polaridad y el tiempo de ocurrencia de la cresta, y envía toda la información a la unidad central. El reloj del receptor se ajusta continuamente mediante una señal de temporización externa, típicamente LORAN-C o GPS. El receptor analiza cada descarga por separado.

7.3.3 *Configuración de la red*

En un sistema regional de localización de relámpagos, los receptores se montan en un sistema de línea de base larga, a distancias de 150 a 250 km uno de otro. Informaciones recientes indican que la separación entre las estaciones puede ser mucho mayor, y que en algunas aplicaciones se puede mantener una eficacia de detección y exactitud de localización adecuadas. El número recomendado de estaciones es de cuatro a seis. Los requisitos de elección de la geometría de la red son semejantes a los de una red RG. Asimismo, los requisitos de las comunicaciones entre las estaciones receptoras y la unidad central son similares.

7.3.4 *Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes TDL*

En principio, la técnica TDL para localizar los relámpagos es muy exacta. La determinación de la cresta del impulso se hace, por lo general, con un error de uno o pocos microsegundos, que corresponden a un error espacial de un kilómetro o menos. Los errores en los tiempos de desplazamiento debidos a las diferencias de los caminos de propagación también causan errores de un microsegundo. Ahora bien, los errores más grandes pueden obedecer a los efectos de las condiciones de propagación en el tiempo de subida del impulso de la descarga principal. La localización de la descarga corresponde a la subida inicial del impulso, mientras que la cresta del impulso ocurre muy poco tiempo después (MacGorman y Rust, 1988). Es posible que las diferentes descargas de un relámpago localizadas por las crestas de los impulsos muestren poca dispersión, pero la localización de todo el grupo puede adolecer de ciertos errores debido a los tiempos de subida de los impulsos.

Una interpretación equivocada de las crestas puede originar errores aún más grandes, pues las reflexiones de la ionosfera o la distorsión de la forma de onda ocasionada por la distancia pueden desdibujarlas o desplazarlas. Según un fabricante, esas localizaciones espurias están generalmente separadas y tienen una distribución aleatoria, y su número se puede reducir mediante filtrado (si se descartan los casos en que, para un período de tiempo debidamente elegido, existe una única localización con un elemento de mapa de una dimensión determinada).

Según un informe proporcionado por el fabricante, la eficacia de detección de una red TDL de cuatro a seis estaciones es de 80 a 85 por ciento conforme a las descargas detectadas. Dado que un relámpago puede ser detectado aunque se pierda una descarga (lo que también es válido para las redes RG), la eficacia de detección de los relámpagos puede ser superior, pero no se proporcionan valores. Tampoco se sabe cuán eficaz es el rechazo de los impulsos que proceden de fuentes diferentes de la descarga nube a suelo.

7.3.5 *Mantenimiento del sistema TDL*

Desde el punto de vista del funcionamiento y el mantenimiento, una red TDL es bastante semejante a una red RG, es decir que el mantenimiento no plantea problemas importantes y las tareas de difusión de datos y control científico de la calidad son duraderas e interesantes.

7.3.6 *Sistema de diferencia en el tiempo de llegada (DTL)*

El Servicio Meteorológico del Reino Unido puso en marcha una red de dispositivos de diferencia en el tiempo de llegada (DTL), para estudiar la localización de relámpagos en Europa y el este del Atlántico. Se eligió la técnica TDL porque ofrece una exactitud de localización mejor a distancias grandes. Puesto que las ondas de los esféricos cambian a distancias grandes debido a los efectos de la propagación, las diferencias en el tiempo de llegada de la forma de onda entre pares de detectores se calcula mediante una técnica de correlación del retardo de tiempo que interviene en toda la envolvente de la onda.

7.3.7 *La red DTL*

En el Reino Unido, la red consta de cinco detectores con separaciones de 300 a 900 km, y dos detectores más, uno en Gibraltar y otro en Chipre, emplazados a 1.700 y 3.300 km, respectivamente, de ese país, que resultan especialmente cruciales para el funcionamiento a gran distancia de este sistema. Un detector (el selector) se ajusta con menos sensibilidad que los demás, y éstos tienen que enviar los datos sobre esféricos que reciben dentro del margen de tolerancia del selector. Las localizaciones se calculan para los eventos que pasan determinados criterios de calidad, por ejemplo, al menos cuatro detectores tienen que aportar correlaciones lo suficientemente bien definidas con un buen comportamiento de la variación de la amplitud de los esféricos con respecto a la distancia.

7.3.8 *Exactitud de localización y eficacia de detección con la técnica DTL*

Hoy día, la exactitud de localización es de 1 a 2 km en el Reino Unido, de 2 a 5 km en Europa y de 5 a 10 km en el este del Atlántico. Más allá de estas distancias, la exactitud de la localización corresponde al 1 ó 2 por ciento de la distancia hasta 12.000 km. Con la pérdida de los detectores que no pertenecen al Reino Unido, la exactitud disminuye en un factor de 10 fuera de ese país.

El sistema actual está limitado, tanto por la velocidad de las comunicaciones como por la potencia del procesador, a un caudal de 450 relámpagos por hora. Por ello, la eficacia de detección es bastante baja, y varía según el nivel general de actividad en la zona de cobertura. La variación en Europa es de 25 a 70 por ciento.

7.3.9 *Mantenimiento del sistema DTL*

Los osciladores de precisión que se emplean para mantener las estaciones de detector necesitan una calibración bastante regular con respecto a las señales LORAN-C o GPS. Un requisito para un sistema de gran alcance es un modelo de propagación adecuado para corregir los efectos diurnos, así como los cambios del trayecto entre la tierra y el mar. A falta de ese modelo, se efectúan a intervalos verificaciones de coherencia de temporización con los datos proporcionados por todos los detectores de la red.

7.4 *Comparaciones entre las redes RG y TDL*

Los sistemas RG se comercializaron a partir de finales de los años setenta, y los TDL aparecieron al menos cinco años después, por lo que las experiencias obtenidas con ambos sistemas son considerablemente diferentes. Mientras que hay abundantes resultados con varias instalaciones LLP, hay pocos resultados TDL, y las comparaciones entre los dos sistemas son aún más escasas. Por consiguiente, no es lícito extrapolar los resultados que se presentan en esta *Guía* a las condiciones imperantes en diversos países. Quizás otro aspecto aún más importante es que ambos sistemas están en constante evolución. Toda entidad que desee instalar un nuevo sistema de localización de relámpagos deberá analizar la situación imperante y consultar la mayor cantidad posible de estudios e informes.

Un problema que se plantea con las comparaciones es que no se las publica en las revistas corrientes sino en informes de institutos, que no se consiguen con facilidad. La comparación realizada por MacGorman y Rust (1988) se presentó en una conferencia, pero en las actas no figuraron los resultados. Sin embargo, Murphy (1988) cita esos mismos resultados en un informe oficioso. Otra comparación es un estudio de Oskarsson (1989) publicado en sueco como informe de un instituto.

Según Murphy (1988), las principales redes RG de EE.UU. tienen un error de localización medio de alrededor de 3 km; en las zonas con líneas de base RG cortas, el error puede ser inferior a 1 km, y en las de líneas de base más largas, de unos 5 km. Un valor típico para la

eficacia de detección es del 70 por ciento. La tasa de detecciones falsas es muy baja. No se comunica si el sistema utiliza procedimientos de optimización en el cálculo de las localizaciones. Los errores de localización de la red TDL son de unos 10 m, y la eficacia de detección, entre el 35 y 45 por ciento. Pero es probable que estos resultados hayan mejorado gracias a los adelantos técnicos.

Oskarsson (1989) efectuó en Suecia una comparación entre sistemas RG y TDL con unos pocos eventos de tormenta. Los usuarios del sistema TDL estimaron un promedio de exactitud de 5 km y un funcionamiento mejor que el del sistema RG en algunos aspectos, pero este último no utilizó procedimientos de optimización, cuyos resultados son considerables, como lo demuestran Passi y López (1989). Al comparar la cantidad de relámpagos y de descargas, se observó que la eficacia de detección del sistema TDL era de 1 a 1,5 veces inferior a la del sistema RG. En Finlandia, se estimó que una red RG de cuatro estaciones tenía un promedio de exactitud de 5 km después de aplicar las correcciones sistemáticas y la optimización (Tuomi, 1991); la exactitud en tiempo real, sin optimización, fue algo peor.

A manera de conclusión, se puede decir que los dos sistemas tienen una calidad de funcionamiento comparable en términos generales. Antes de comprar un sistema o ambos, habría que responder a las preguntas que se indican a continuación con la información más actualizada posible:

- a) ¿La unidad central RG puede aplicar un procedimiento de optimización?
- b) ¿Se dispone de una persona calificada para controlar la calidad de los datos de cada sistema?
- c) ¿Cuáles son los sistemas que emplean los países vecinos, si es que los tienen? ¿Resultaría provechoso instalar una conexión de red?
- d) ¿Hay buenas señales de temporización para TDL?
- e) ¿El sistema TDL tiene una buena tasa de rechazo de alarmas falsas? ¿Cuál es la eficacia de detección resultante?
- f) Para la aplicación específica, ¿es importante la identificación de relámpagos o descargas?
- g) ¿Qué enlaces de comunicación se necesitarán? Para ambos sistemas, la comunicación entre la unidad central y las estaciones RG/TDL será costosa, a menos que se pueda integrar en las instalaciones existentes.
- h) ¿Cuántas estaciones RG o TDL serán necesarias para proporcionar una exactitud de localización y eficacia de detección útiles para la zona de cobertura prevista?
- i) ¿Existen algunos aspectos de emplazamiento de la estación que favorecerían la instalación del sistema TDL?

7.5 Ejemplo de combinación de las técnicas RG y TDL

El sistema de localización de relámpagos SAFIR, construido en Francia, es un medio perfeccionado, pero

bastante caro, para conseguir una eficacia de detección muy alta con una buena exactitud para distancias de unos 150 km con detectores VHF.

La red consta de tres detectores ubicados en sectores de 120° entre 20 y 70 km de una estación central. Cada detector emplea tres antenas instaladas a 1 ó 2 metros de un punto central del conjunto también en sectores de 120°. El conjunto actúa como un interferómetro para el cálculo de los ángulos de acimut y de elevación de los eventos de relámpago observados. La tasa de acopio de datos es suficiente para identificar las secciones del camino del relámpago y permite distinguir claramente entre las descargas internas y los rayos. Se trata de un buen sistema de aviso de riesgo de descarga atmosférica en los centros de lanzamiento de vehículos espaciales, aeropuertos, etc., para los que las descargas internas son importantes. Visto el alcance relativamente corto, es menos adecuado para una red de localización nacional.

7.6 Presentación y difusión de los datos de relámpagos

Los diferentes medios informáticos ofrecen diversas posibilidades de presentación. Uno de los métodos más útiles para los predictores del tiempo consiste en superponer las localizaciones de relámpagos en un radar meteorológico o una pantalla con imágenes de satélite para identificar las nubes activas.

Las redes informatizadas ofrecen posibilidades casi infinitas de distribución de datos de localización de relámpagos en tiempo real o diferido a los usuarios interesados. Los problemas de difusión son comunes a cualquier tipo de información, es decir que no son específicos de los datos de localización de relámpagos.

Referencias

- Bent, R.B. y Lyons, W.A., 1984: Theoretical evaluations and initial operational experiences of LPATS (lightning position and tracking system) to monitor lightning ground strikes using a time-of-arrival (TOA) technique. *Preprints of the Seventh International Conference on Atmospheric Electricity*, Albany, Nueva York, American Meteorological Society, págs. 317-324.
- Grandt, C. y Volland, H., 1988: Locating thunderstorms in South Africa with VLF sferics: comparison with METEOSAT infrared data. *Proceedings of the Eighth International Conference on Atmospheric Electricity*, Uppsala, Suecia, Institute of High Voltage Research, págs. 660-666.
- Heydt, G. y Takeuti, T., 1977: Results of the global VLF-atmospherics analyser network. En: H. Dolezalek y R. Reiter, *Electrical Processes in Atmospheres*, Steinkopf, Darmstadt, págs. 687-692.
- Holle, R.L., López, R.E. y Watson, A.I., 1990: Cloud-to-ground lightning detection using direction-finder networks. *WMO Bulletin*, Volumen 39, Número 3, págs. 177-180.

- Johnson, R.L. y Janota, D.E., 1982: An operational comparison of lightning warning systems. *Journal of Applied Meteorology*, 21, págs. 703-707.
- Krider, E.P., Noggle, R.C. y Uman, M.A., 1976: A gated, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes. *Journal of Applied Meteorology*, 15, págs. 301-306.
- Lee, A.C.L., 1986a: An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, págs. 203-229.
- Lee, A.C.L., 1986b: An operational system for the remote location of lightning flashes using a VHF arrival time difference technique. *Journal of Atmospheric Ocean Technology*, 3, págs. 630-642.
- Lee, A.C.L., 1989: Ground truth confirmation and theoretical limits of an experimental VLF arrival time difference lightning flash location system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115.
- MacGorman, D.R. y Rust, W.D., 1988: An evaluation of the LLP and LPATS lightning ground strike mapping systems. *Proceedings of the Eighth International Conference on Atmospheric Electricity*, Uppsala, Suecia, Institute of High Voltage Research, págs. 668-673.
- Mach, D.M., MacGorman, D.R. y Rust, W.D., 1986: Site errors and detection efficiency in a magnetic direction-finder network for locating lightning strikes to ground. *Journal of Atmospheric Ocean Technology*, 3, págs. 67-74.
- Maier, M. W. y otros, 1984: Gated, wideband magnetic direction finders for locating cloud-to-ground lightning. *Preprints of the Seventh International Conference on Atmospheric Electricity*, Albany, Nueva York, American Meteorological Society págs. 305-310.
- Murphy, J.D., 1988: *Lightning Detection System Acquisition and Application*. Fifth Weather Wing Forecaster Memorandum.
- Orville, R.E., Jr., 1987: An analytical solution to obtain the optimum source location using multiple direction finders on a spherical surface. *Journal of Geophysical Research*, 92, (D9), págs. 10877-10886.
- Orville, R.E. y otros, 1987: Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. *Journal of Geophysical Research*, 92 (D5), págs. 5640-5644.
- Oskarsson, K., 1989: *En jämförande studie mellan blixtpelssystemen LLP och LPATS*. Meteorological Institute, Uppsala University, Suecia.
- Passi, R.M. y Lopez, E.L., 1989: A parametric estimation of systematic errors in networks of magnetic direction finders. *Journal of Geophysical Research*, 94 (D11), págs. 13319-13328.
- Tuomi, T.J., 1991: On the location accuracy and detection efficiency of a lightning location system of four direction finders. Manuscript submitted to *Geophysica*.
-
-

CAPÍTULO 8 — OBSERVACIONES DESDE SATÉLITES

		<i>Página</i>
8.1	Generalidades	II.8-1
8.2	Sistemas de satélites operativos	II.8-3
8.2.1	Vehículos espaciales	II.8-3
8.2.2	Dinámica orbital del satélite	II.8-3
8.2.3	Sensores a bordo de satélites	II.8-4
8.2.3.1	Satélites en órbita polar	II.8-5
8.2.3.2	Satélites geoestacionarios	II.8-5
8.2.4	Serie actuales de satélites meteorológicos operativos y afines	II.8-6
8.3	Observaciones meteorológicas	II.8-7
8.3.1	Extracción de magnitudes geofísicas de las mediciones de radiancia	II.8-7
8.3.1.1	Temperatura de radiancia y de brillo	II.8-8
8.3.1.2	Resolución	II.8-8
8.3.1.3	Calibración.....	II.8-9
8.3.1.4	Digitalización.....	II.8-10
8.3.1.5	Corrección geométrica	II.8-10
8.3.2	Perfiles verticales de temperatura y humedad	II.8-11
8.3.2.1	El sistema TOVS.....	II.8-11
8.3.2.2	El efecto de limbo.....	II.8-12
8.3.2.3	Resolución y exactitud.....	II.8-12
8.3.3	Características de las nubes y de la superficie terrestre, y eliminación de nubes.....	II.8-14
8.3.3.1	Observaciones de las nubes y de la superficie terrestre.....	II.8-14
8.3.3.2	Sondeos TOVS en presencia de nubes.....	II.8-15
8.3.4	Mediciones del viento.....	II.8-16
8.3.4.1	Vientos medidos por el desplazamiento de las nubes	II.8-16
8.3.4.2	Vientos de superficie medidos por dispersiómetro.....	II.8-16
8.3.4.3	Velocidad del viento de superficie medida por radiómetro de microondas.....	II.8-18
8.3.5	Precipitación	II.8-19
8.3.5.1	Técnicas en el espectro visible y en el infrarrojo.....	II.8-19
8.3.5.2	Método de indización de las nubes.....	II.8-19
8.3.5.3	Métodos de historial	II.8-19
8.3.5.4	Técnicas de microondas.....	II.8-20
8.3.6	Temperaturas de la superficie del mar	II.8-20
8.3.6.1	Técnicas de infrarrojo	II.8-20
8.3.6.2	Comparación con observaciones en tierra	II.8-21
8.3.7	Humedad en la troposfera superior.....	II.8-22
8.3.8	Ozono total	II.8-22
8.3.9	Detección de cenizas volcánicas.....	II.8-22
8.3.10	Índices normalizados de diferencia de vegetación	II.8-23
8.3.11	Otros parámetros.....	II.8-24
8.4	Instalaciones y medios conexos.....	II.8-24
8.4.1	Telemetría satelital.....	II.8-24
8.4.2	Sistema telemétrico de la plataforma de recogida de datos (PRD) de METEOSAT.....	II.8-25
8.4.3	Tratamiento de datos por METEOSAT	II.8-25
8.4.4	Sistemas telemétricos satelitales en órbita polar	II.8-26
Referencias	II.8-27
Anexo 8.A	Canales de radiómetros de resolución perfeccionada (AVHRR).....	II.8-28
Anexo 8.B	Canales de la sonda de infrarrojos de alta resolución (HIRS) de la sonda vertical operativa (TOVS) del satélite de observación por televisión en infrarrojo (TIROS).....	II.8-29

CAPÍTULO 8

OBSERVACIONES DESDE SATÉLITES

8.1 Generalidades

En este capítulo se describen las aplicaciones de las técnicas de teledetección por satélite empleadas en la medición y observación de magnitudes meteorológicas y afines en la superficie de la Tierra, en la troposfera y en la estratosfera. Su finalidad es describir los datos espaciales en el contexto de los sistemas de datos de superficie que constituyen los principales temas de la presente *Guía*, exponer las técnicas de ingeniería y reducción de datos de los sistemas satelitales, y señalar las diferencias y las ventajas relativas de ambos métodos. En las Secciones 8.2 y 8.4 se trata de la tecnología de los satélites, y en la Sección 8.3 se describen los métodos utilizados para calcular magnitudes meteorológicas a partir de las radiancias medidas directamente por instrumentos a bordo de satélites, con comentarios sobre su exactitud, representatividad y relación con los datos de superficie.

Los sistemas de satélite evolucionan constantemente, y nuevos sistemas se están elaborando y se aplicarán dentro de pocos años. En general, las técnicas básicas siguen siendo pertinentes, y las consideraciones aquí contenidas continuarán siendo válidas para los fines de que se trata, en comparación con los métodos de superficie. Los satélites meteorológicos europeos y los sistemas europeos de proceso de datos se describen como ejemplos de tecnologías de satélites utilizadas en el acopio de datos meteorológicos, pero los otros sistemas de satélites utilizan técnicas y métodos de tratamiento esencialmente similares.

Para más detalles sobre la tecnología de los satélites y las mediciones realizadas por ellos pueden consultarse las referencias que figuran al final del presente capítulo. En Rao y otros, 1990, OMM (1994b) y Smith (1985) figuran descripciones generales de gran utilidad. En

OMM (1994a) se encuentran descripciones detalladas de satélites e instrumentos, así como una exposición fidedigna de requisitos. La información general sobre los requisitos de la OMM está contenida en OMM (1981) y OMM (1989).

Los satélites meteorológicos típicos giran en órbita terrestre a altitudes de unos 36.000 km o de 850 km, y se utilizan para obtener imágenes e información cuantitativa sobre las características de la superficie terrestre y los 20 km primeros kilómetros de la atmósfera. Por supuesto, para ello se requieren instrumentos muy sensibles y sistemas de tratamiento de datos muy onerosos, si bien la cantidad y la calidad de los datos justifican el costo. A continuación se analiza brevemente la rentabilidad de los sistemas de satélites.

El uso de sensores a bordo de satélites para proporcionar mediciones de magnitudes geofísicas tiene sin duda ventajas e inconvenientes con relación a la utilización de sistemas de observación terrestres, que se resumen en el Cuadro 8.1.

La utilización de satélites meteorológicos se justifica en parte por sus posibilidades para obtener imágenes. Las imágenes de nubes proporcionan una apreciable información de diagnóstico, que facilita el análisis de la situación meteorológica. Esta ventaja puede ser aún mayor si se utilizan secuencias de imágenes a intervalos prefijados, que nos permiten comprender mejor los procesos atmosféricos. La información sobre la configuración de las nubes no es cuantitativa.

Las mediciones meteorológicas cuantitativas constituyen un sólido argumento a favor de la utilización de satélites. En los modelos de predicción numérica hay que medir con precisión los parámetros de la atmósfera a intervalos frecuentes y numerosos niveles, con muy poca separación alrededor de la Tierra. La

CUADRO 8.1

Ventajas e inconvenientes de los sistemas de satélite con relación a los sistemas de observación terrestres

<i>Ventajas</i>	<i>Inconvenientes</i>
Cobertura mundial, incluidas zonas terrestres lejanas y los océanos	Los parámetros atmosféricos, oceanográficos e hidrológicos no se miden directamente
Elevada resolución espacial y temporal en vastas zonas	Poca precisión de puntería: hay que prestar constantemente atención a los procedimientos de calibración de los instrumentos y de reducción de datos
Posibilidad de medir una amplia gama de parámetros	Para instalar nuevos instrumentos se requiere mucho tiempo
Relación costo/beneficio favorable para un gran volumen de datos	Importantes desembolsos de capital para lanzar un satélite y para el equipo central en tierra
Medición simultánea de numerosos parámetros	Si falla un sensor pueden perderse todos los datos
Mediciones constantes incluso con mal tiempo	Con nubes espesas (mal tiempo), los parámetros de la superficie y la atmósfera baja sólo pueden medirse parcialmente
Las mediciones abarcan todo el espesor de la atmósfera en algunas condiciones	Hay que tratar y archivar una gran cantidad de datos, y a los usuarios no les resulta fácil modificarlos

CUADRO 8.2
Informaciones requeridas por los modelos para las diferentes escalas de predicción

<i>Escala de predicción</i>	<i>MUNDIAL</i>	<i>REGIONAL</i>	<i>LOCAL: PREDICCIÓN INMEDIATA</i>
	<i>Medio plazo 2-14 días</i>	<i>Corto plazo 12-48 horas</i>	<i>Muy corto plazo 0-12 horas</i>
Zona de interés (radio en torno al punto con respecto al cual se necesita la predicción)	todo el mundo	3.000 km	1.000 km
Resolución horizontal del modelo	150 km	75 km	15 km (5 km para la predicción inmediata)
Frecuencia de las observaciones	12 horas	6 horas	1 hora (15 minutos para la predicción inmediata)
Tiempo para la provisión de los productos	3 horas	2 horas	30 minutos (5 minutos para la predicción inmediata)

resolución espacial requerida para las observaciones depende de la naturaleza del modelo; los requisitos de observación que deben cumplirse en la meteorología operativa se resumen en el Cuadro 8.2.

Los requisitos mundiales del Cuadro 8.2 podrían atenderse mediante una red adecuada de unas 5.000 estaciones tradicionales, de preferencia distribuidas regularmente por todo el mundo, cada una de las cuales debería medir de 2 a 4 veces al día la presión en superficie, así como el viento, la temperatura y la humedad a varios niveles, desde la superficie hasta 50 hPa. Sin embargo, esa red no podría establecerse en zonas oceánicas, y su costo sería del orden de los \$ 10.000 millones anuales.

En cambio, todo el globo puede observarse mediante un sistema de siete satélites meteorológicos. Un programa mundial para lanzar un número apropiado de satélites al año, en sustitución de los que han llegado al fin de su vida útil, mantener los de reserva necesarios y explotar todo el sistema podría costar menos de \$ 500 millones anuales, excluidos los costos de desarrollo.

Por lo que respecta a las redes de observación más densas requeridas para la predicción a escala regional y local podrían aducirse argumentos similares. Los datos utilizados para la predicción inmediata (0-2 horas) en los centros operativos modernos están sometidos a condiciones todavía más estrictas que las indicadas en la tercera columna del Cuadro 8.2, pues deben mostrar los cambios rápidos que se producen en pequeña escala; de ahí la importancia de los siguientes factores:

- transmisión muy rápida al predictor;
- elevada resolución temporal (5 minutos para la convección; 15 minutos para los frentes);
- elevada resolución espacial (1 km para los fenómenos de convección, y 3 km para los frentes).

Para cumplir estos requisitos de observación habría que disponer de más redes convencionales muy densas, en tanto que el mismo sistema mundial de satélites podría proporcionar también, mediante los ajustes

necesarios, una mayor densidad de observaciones con un costo adicional relativamente bajo.

Por lo tanto, los satélites, aunque costosos individualmente, proporcionan más observaciones por dólar; la principal motivación de nuestro interés en el uso cuantitativo de satélites meteorológicos es, pues, financiera. Al parecer ofrecen soluciones rentables al problema del acopio de datos de observación con una resolución y exactitud satisfactorias.

Las magnitudes meteorológicas que se miden actualmente con fines operativos, y cuya resolución y exactitud varían, comprenden las siguientes:

- perfil de la temperatura, y temperatura en la cima de las nubes y en la superficie del mar y terrestre;
- perfil de la humedad;
- velocidad y dirección del viento a nivel de las nubes y en la superficie oceánica;
- agua líquida y cantidad de agua total, e intensidad de las precipitaciones;
- radiación neta y albedo;
- tipo de nube y cima de las nubes;
- cantidad total de ozono;
- cobertura y límite del hielo y de la nieve.

En este capítulo se describen muchas de estas mediciones, lo mismo que las técnicas de medición de magnitudes no meteorológicas — vegetación y ceniza volcánica — importantes desde el punto de vista operativo.

Por su propia naturaleza, las mediciones realizadas por satélite tienen resoluciones espaciales, horizontales y verticales, mucho menos precisas que las mediciones efectuadas en superficie. Con ellas no se logra la resolución ni, en la mayoría de los casos, la precisión requerida para todas las aplicaciones, incluida la modelización, por lo que lo mejor es combinarlas con las obtenidas mediante redes de observación en superficie. Las observaciones espaciales y de superficie pueden considerarse complementarias, y no como fuentes de datos competidoras.

8.2 Sistemas de satélites operativos

8.2.1 Vehículos espaciales

Al concebir un vehículo espacial hay que tener en cuenta la falta de gravedad en una órbita libre, las condiciones de alto vacío en las que los materiales tienen propiedades muy distintas de las que se dan en la superficie de la Tierra, y la presencia de la radiación de partículas de energía y polvo de micrometeoritos.

El vehículo espacial (plataforma) sirve de estructura en la que se montan los instrumentos que vigilan la Tierra y su atmósfera, y proporcionan además la energía necesaria para los instrumentos, la regulación térmica, el control de aspecto, el sistema de tratamiento de datos y las comunicaciones. La energía se suministra normalmente mediante células solares, apoyadas por baterías que almacenan la energía cuando el satélite se encuentra en el sector no iluminado de la Tierra.

Los sensores y otro equipo eléctrico sólo funcionan en determinadas gamas de temperaturas. Por tanto, el calor generado por el equipo electrónico, o absorbido a partir de la radiación incidente, debe equilibrarse por la emisión de radiación de gran longitud de onda al espacio. La temperatura puede controlarse activamente variando la radiación neta de grandes longitudes de onda con el control de actitud, o utilizando persianas para aumentar o reducir la zona de superficies radiantes orientadas hacia el espacio frío. El control de aspecto de un vehículo espacial se logra por diferentes medios, según la concepción global. Se pueden mantener velocidades de rotación precisas alterando la distribución de masa del satélite y, por consiguiente, su momento de inercia. También se pueden utilizar sistemas inerciales que producen un momento de torsión con respecto al campo magnético terrestre, y se pueden activar buses de reacción. Debe señalarse que cuanto más estable el vehículo más larga será su vida útil. El arrastre atmosférico impide utilizar órbitas muy inferiores a 300 km de altitud, pues la vida útil del vehículo disminuye considerablemente. Sin embargo, en órbitas más altas el arrastre es mucho menor y se pueden conseguir vidas útiles de varios años.

8.2.2 Dinámica orbital del satélite

Un satélite que se desplaza sin fricción en el campo de gravedad de un planeta esférico (Figura 8.1) tiene una trayectoria elíptica, parabólica o hiperbólica, según la velocidad de arranque (Massey, 1964). En el caso de un satélite que gira alrededor de la Tierra, la órbita tiene que ser elíptica o bien circular, en un caso especial. Para la órbita elíptica representada en la Figura 8.1a, la distancia r del satélite a partir del centro de la Tierra viene dada por,

$$r = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos \theta} \quad (8.1)$$

en donde θ es el ángulo entre el vector del radio actual del satélite y el vector del radio en el perigeo (el punto

de la órbita más próximo de la Tierra); a es el semieje mayor de la elipse, y ae el desplazamiento del centro de la elipse desde el centro de la Tierra, en donde e es la excentricidad de la elipse.

El período de tiempo T que necesita el satélite para realizar una órbita es:

$$T = 2\pi \left(\frac{a^3}{GM} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8.2)$$

en donde G es la constante de gravedad; M es la masa de la Tierra; y $GM = 3,986\ 03 \times 10^{14} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$. Para una órbita circular centrada en la Tierra, $e = 0$, $a = r$, y la velocidad horizontal del satélite es:

$$V_0 = \left(\frac{GM}{a} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8.3)$$

En términos de altura h sobre la Tierra (Figura 8.1b), y de aceleración debida a la gravedad en la superficie terrestre $g = GM/R^2$, en donde $R = 637\ 8 \text{ km}$ es el radio ecuatorial medio de la Tierra, por lo que:

$$V_0 = R \left(\frac{g}{R+h} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8.4)$$

Lo que nos da la altura deseada h y su velocidad V . Si cuando el satélite alcanza h su velocidad $V < V_0$ el vehículo entra en una órbita elíptica para la que $a < (h+R)$. Sin embargo, si $V > V_0$ el satélite se desplazará a una elipse más alta y $a > (h+R)$. Si $V > 2V_0$, la órbita se convierte en parabólica, el satélite alcanza su velocidad de liberación y dejará de girar en torno a la Tierra.

La órbita geoestacionaria se logra si el satélite gira en el mismo sentido que la rotación de la Tierra, con un período de un día. Si la órbita es circular sobre el ecuador, el satélite se convierte en estacionario con relación a la Tierra, y por lo tanto ve siempre la misma porción de la superficie terrestre. Suponiendo que $T = 1 \text{ día} = 864\ 00 \text{ segundos}$, en la ecuación 8.2, $a = 422\ 90 \text{ km}$, por lo que una órbita geoestacionaria $h = a - R = 359\ 10 \text{ km}$.

Las órbitas más bajas tienen períodos muchos más cortos. A altitudes comprendidas entre 500 y 2.000 km,

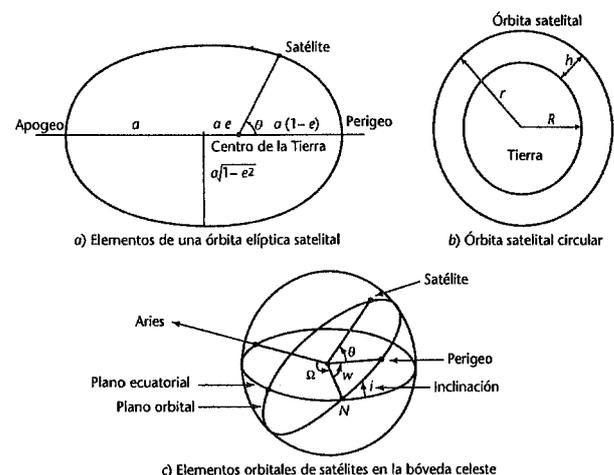


Figura 8.1 — Geometrías de órbitas satelitales

los satélites se colocan normalmente en órbitas polares casi circulares, por lo que sobrevuelan los polos durante un período del orden de 1 ó 2 horas. La altitud habitual de los satélites meteorológicos es de 880 km. A medida que la Tierra gira en esa órbita, el satélite explora efectivamente del norte al sur en un lado de la Tierra, y del sur al norte a lo largo del otro lado, varias veces al día, cubriendo así una superficie mucho mayor que si se encontrara en una órbita no polar.

Hasta ahora, hemos partido del supuesto de una simetría esférica y un arrastre nulo. Pero en la práctica esto no es así. La desviación principal a partir de una órbita elíptica pura se debe a las fuerzas de gravedad no simétricas resultantes de la forma irregular y de la distribución de masa de la Tierra. La gravitación solar y lunar no son importantes, pero la curvatura ecuatorial de la Tierra tiene gran importancia porque provoca una ligera variación del período del satélite, que se traduce en el cambio temporal de la posición del perigeo de una órbita elíptica. Esta precisión hace rotar el plano orbital (Figura 8.1c). Para una altura de órbita dada, es posible elegir la inclinación, *i*, para lograr una tasa de variación del plano orbital de 0,986 por día, lo que equivale a una rotación del plano orbital por año, en efecto, *i* > 90. Por lo tanto, la órbita puede ser fija con relación al sol, en tanto que la Tierra gira una vez al año a su alrededor. Esto se denomina órbita eliosíncrona. El satélite cruza el ecuador a la misma hora solar local en cada pasada a lo largo del año. La mayoría de los satélites en órbita polar se encuentran en órbitas eliosíncronas. En la práctica, la inclinación de una órbita geoestacionaria también variará y, en términos más generales, deberá utilizarse realmente una órbita geosíncrona. El satélite parecerá que se desplaza por el cielo, cada día, según una trayectoria en "forma de 8" estrecho. King-Hele (1964) considera en detalle la dinámica de la órbita.

La altura orbital del satélite determina el radio del círculo de contacto para la recepción directa de los datos transmitidos en tiempo real por el satélite, y la anchura de la banda que el sensor del satélite puede observar. Aumentando la altura del satélite se mejoran ambas. Sin embargo, en tanto que una mayor altura orbital tiene ventajas, en la práctica surgen dificultades. Los satélites en órbita por encima de 1.100 km están sometidos a un flujo mucho mayor de partículas cargadas (lo que puede degradar el rendimiento de las células solares y otros materiales). Para aumentar la altura del satélite hay que disponer también de instrumentos más sensibles, a fin de conservar las mismas resoluciones en tierra.

8.2.3 *Sensores a bordo de satélites*

En esta sección se describen los sensores a bordo de satélites estadounidenses, por ser ampliamente representativos y los más utilizados en tales sistemas.

La información sobre nuevos sensores de satélite, sus posibilidades y el rendimiento de los sensores más antiguos figura en los informes anuales de la OMM (OMM, 1994a).



Figura 8.2 — Espectro electromagnético, en que se muestran algunas definiciones de bandas y aplicaciones de teledetección típicas.

Los sensores a bordo de satélites para observar la atmósfera utilizan la radiación electromagnética (emr) bien pasivamente, es decir, detectando la emr procedente de la superficie terrestre, o de la atmósfera, o bien activamente, es decir, utilizando la emr generada en el sensor para sondear la atmósfera y medir las características de la superficie. En la Figura 8.2 se muestra el espectro electromagnético y las partes utilizadas normalmente por los sensores de teledetección a bordo de satélites. Para observar las características en tierra y en mar utilizando la radiación solar hay que emplear longitudes de onda comprendidas entre 100 nm y 1 μm. Sin embargo, las emisiones de radiación del mar se detectan en la gama de 3 a 40 μm en las bandas de microondas. No es posible emplear todas las partes de estas bandas, pues la atmósfera no transmite la radiación electromagnética en la totalidad de las longitudes de onda, como se muestra en la Figura 8.3. Esto se tratará en la Sección 8.3.

Los sensores a bordo de satélites pueden ser pasivos o activos. La mayoría de los sistemas operativos son pasivos, o reciben la emr difundida, reflejada o emitida por la atmósfera o por la superficie terrestre. Los sistemas activos transmiten la emr, normalmente en microondas, y la detectan una vez difundida o devuelta por reflexión al satélite.

Los sensores pueden dividirse entre los que exploran y los que no. El ángulo sólido que intercepta la superficie y la atmósfera de las que el sensor recibe una señal en cualquier momento se conoce como campo de visión instantáneo (IFOV) o, en la superficie terrestre, la huella. El límite del IFOV no es una demarcación precisa entre cero y la respuesta total, sino que se sitúa

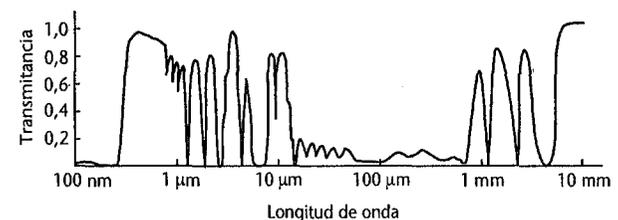


Figura 8.3 — Transmitancia apropiada de ondas electromagnéticas a través de la atmósfera

realmente con un valor de respuesta umbral arbitrario. El campo de visión puede abarcar una zona más amplia provocando la exploración del sensor a bordo del satélite. Si el vehículo espacial es del tipo estabilizado por rotación, puede utilizarse esta última para que el sensor realice la exploración. Existen diversos sistemas de exploración mecánicos y electrónicos.

Numerosos telescopios empleados en los sensores a bordo de satélites disponen de espejos para formar imágenes primarias. La ventaja del espejo con respecto a una lente es que está totalmente exento de aberraciones cromáticas, pero debe ser parabólico para evitar la aberración esférica.

La naturaleza de los sensores empleados actualmente en los satélites meteorológicos operativos puede exponerse mediante las breves descripciones siguientes de los tomavistas y de los sondeadores a bordo de los satélites en órbita polar y GOES de la NOAA.

8.2.3.1 SATÉLITES EN ÓRBITA POLAR

TOMAVISTAS

De todos los sensores a bordo de satélites quizás el más conocido y más utilizado actualmente sea el radiómetro perfeccionado de muy elevada resolución (AVHRR), que vuela desde 1978 en su forma actual a bordo de los satélites de las series TIROS-N/NOAA-A. En funcionamiento, el desplazamiento del satélite proporciona un eje para una imagen explorada comparable a una imagen de televisión. Dentro del sensor, un espejo orientable proporciona el segundo eje de exploración. Sistemas ópticos dirigen una imagen hacia detectores que registran los valores de brillo observados en el campo de visión del instrumento en las diversas bandas espectrales.

En su forma actual, el AVHRR tiene cinco canales espectrales seleccionados por filtros montados en un disco giratorio. Un canal observa en la banda visible (0,58-0,68 μm), otro en la banda cercana al infrarrojo (0,72-1,0 μm) y tres en el infrarrojo térmico 3,55-3,93 μm , 10,3-11,3 μm y 11,5-12,5 μm .

Los usuarios locales reciben en todo el mundo imágenes de plena resolución, con un campo de visión en el nadir de unos 1,1 km. A bordo del satélite se almacenan para transmitirlos a estaciones terrenas, normalmente una vez por órbita, datos de alta resolución seleccionados y datos con una resolución de menor calidad (4 km). También se difunden imágenes de baja resolución, en formato de facsímil meteorológico que permite

recibir las con receptores poco costosos y antenas omnidireccionales.

SONDA

Los sondeos procedentes de satélites no estacionarios en órbita polar se calculan a partir de los datos de un conjunto de tres instrumentos, denominados colectivamente TOVS (sonda vertical operativa TIROS), que comprenden una sonda de infrarrojos de alta resolución (HIRS) de 20 canales, un equipo de sondeo en microondas (MSU) de cuatro canales, y un equipo de sondeo estratosférico (SSU) infrarrojo de tres canales. En el Cuadro 8.3 se dan las características de los cuatro instrumentos TOVS a bordo de los satélites en órbita polar de la serie NOAA: el número de canales; el campo de visión en el nadir (FOV); la abertura, el ángulo de visión explorado; la anchura de la banda, el número de pixels vistos por banda observada, y el nivel de digitalización de datos. También se indican, con fines de comparación, datos del AVHRR.

Los Anexos 8.A y 8.B contienen detalles de los canales de AVHRR y HIRS y sus aplicaciones. Los satélites no estacionarios en órbita polar de la NOAA llevan otros instrumentos, como los radiómetros SBUV (detector de radiaciones solares retrodifundidas) y ERBE (Experimento sobre el balance de radiación de la Tierra).

En latitudes medias, un satélite no estacionario en órbita polar pasa dos veces al día. La elección de la hora del día en que se produce la pasada en cada longitud interviene en la optimización de funcionamiento de los instrumentos y la reducción de los tiempos necesarios entre las observaciones y el suministro de los datos de los modelos informáticos de predicción.

La adición de una sonda de microondas de 20 canales AMSU (Sonda perfeccionada en microondas) que comenzará con el NOAA-K, aumentará considerablemente la corriente de datos procedente del vehículo espacial, lo que provocará a su vez cambios en los servicios de radiodifusión directa. Al mismo tiempo se suprimirán otros dos sensores con un total de siete canales: el SMU y el SSU.

8.2.3.2 SATÉLITES GEOESTACIONARIOS

TOMAVISTAS

El radiómetro utilizado a bordo de satélites geoestacionarios estadounidenses hasta GOES-7 (todos estabilizados por rotación) tiene un nombre que refleja la línea seguida:

CUADRO 8.3
Sistemas de instrumentos en satélites NOAA

<i>Instrumento</i>	<i>Número de canales</i>	<i>Campo de visión</i>	<i>Abertura</i>	<i>Ángulo de exploración</i>	<i>Anchura de banda</i>	<i>Pasos</i>	<i>Datos</i>
SSU	3	147 km	8 cm	$\pm 40^\circ$	± 736 km	8	12 bits
MSU	4	105 km	—	$\pm 47,4^\circ$	± 1.174 km	11	12 bits
HIRS	20	17 km	15 cm	$\pm 49,5^\circ$	± 1.120 km	56	13 bits
AVHRR	5	1,1 km	20,3 cm	$\pm 55^\circ$	± 1.440 km	2.048	10 bits

CUADRO 8.4

Sistemas de instrumentos en el espectro visible y en el infrarrojo a bordo de satélites

Canal	Campo de visión	Ángulo de exploración	Anchura de banda	Pixel/Banda	Dígitos
Visible	1 km	$\pm 8,70^\circ$	± 9.050 km	8×15228	6 bits
Infrarrojo	7-14 km	$\pm 3,45^\circ$	± 2.226 km	3822	10 bits

radiómetro de barrido giratorio en el espectro visible y en el infrarrojo (VISSR), que se refiere a sus canales por los que se transmiten imágenes. Lo mismo que el VAS, la sonda atmosférica VISSR comprende ahora 12 canales en el infrarrojo. En ocho campos de visión paralelos en el visible ($0,55$ a $0,75 \mu\text{m}$) se observa la parte de la Tierra iluminada por el sol con una resolución de 1 km.

SONDA

Doce canales observan en el espectro infrarrojo la radiación terrestre ascendente en las bandas comprendidas entre $3,945$ y $14,74 \mu\text{m}$. Dos de ellos son canales-ventana que observan la superficie; siete observan la radiación en las bandas atmosféricas de absorción de dióxido de carbono, y los tres restantes observan la radiación en las bandas de vapor de agua. La elección de los canales permite observar la radiación atmosférica a diferentes alturas de la atmósfera. Mediante un proceso matemático de inversión se pueden estimar las temperaturas con relación a la altura en la atmósfera baja y en la estratosfera. Otra posibilidad es estimar el vapor de agua en la atmósfera, en varias capas profundas.

En el Cuadro 8.4 se muestran las características del instrumento VAS/VISSR, con detalles de las exploraciones realizadas por satélites GOES, que comprenden: campos de visión en el nadir para los canales en el visible y en el infrarrojo; los ángulos de exploración (en el vehículo espacial), la anchura de la zona observada resultante en la superficie de la Tierra; el número de elementos de imagen (pixel) por banda, y el nivel de digitalización de cada pixel.

SENSORES AUXILIARES

A bordo de los satélites GOES funcionan otros dos sistemas de recopilación de datos. Tres sensores combinados,

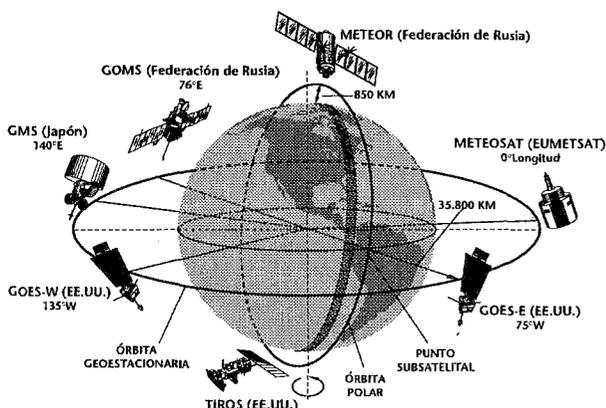


Figura 8.4 — Sistema global de observación por satélite de la Vigilancia Meteorológica Mundial.

que forman el monitor del medio ambiente espacial (SEM), comunican los niveles de emisión de rayos-x solares y vigilan la intensidad del campo magnético y las velocidades de llegada de partículas de alta energía. Un sistema de recopilación de datos recibe los informes transmitidos por las plataformas terrenas de recogida de datos y los transmite, mediante transpondedores, a una instalación central de tratamiento. Los operadores de las plataformas pueden recibir también datos directamente.

NUEVOS SISTEMAS

El GOES-8, lanzado en 1994, está estabilizado en tres ejes y ya no utiliza el sistema VAS/VISRR. Dispone de un tomavistas y una sonda semejantes en muchos aspectos a los del AVHRR y el TOVS, respectivamente, pero con mayor resolución horizontal.

8.2.4 Series actuales de satélites meteorológicos operativos y afines

Los detalles sobre los satélites operativos y experimentales figuran en OMM (1994a). A continuación se hace una breve descripción para mayor facilidad.

El sistema de satélites de observación global de la Vigilancia Meteorológica Mundial se resume en la Figura 8.4. Existen muchos otros satélites de comunicaciones, de estudio del medio ambiente y con fines militares, algunos de los cuales tienen también aplicaciones meteorológicas.

Satélites en órbita baja:

- Serie TIROS-N/NOAA-A: satélites civiles estadounidenses. El sistema comprende al menos dos satélites, el más reciente de ellos, NOAA-12, lanzado en 1991. Proporcionan servicios de imágenes y llevan instrumentos para medir la temperatura, así como para recopilar datos y localización de plataformas de datos. Algunos de los productos de estos sistemas se difunden por el SMT.
- Serie de DMSP: satélites militares estadounidenses. Proporcionan imágenes y datos por microondas, y el instrumento SSM/I suministra imágenes en microondas. Sus transmisiones en tiempo real se cifran, pero puede disponerse de los datos para uso civil.
- Serie METEOR-2: satélites rusos. Proporcionan servicios de imágenes y sondeos, pero la calidad de las imágenes en infrarrojo no es muy buena. Los limitados datos de que se dispone por el SMT comprenden imágenes de nubes en latitudes del polo sur.
- Serie FY-1: satélites chinos, que proporcionan servicios de imágenes, con canales en el visible y en el infrarrojo.

- e) SPOT: satélite francés que presta servicios comerciales de imágenes de alta resolución.
- f) ERS-1: satélite experimental de la Agencia Espacial Europea (AEE), lanzado en 1991, que proporciona las temperaturas de la superficie del mar, información sobre el viento en superficie y las olas, así como otros datos oceanográficos y medioambientales.

Satélites geostacionarios:

- a) GOES: satélites estadounidenses. Actualmente, sus productos comprenden datos de imágenes, sondeos y desplazamiento de las nubes. Cuando se dispone de dos satélites, en general se encuentran a 75°W y 135°W.
- b) Serie GMS: satélites japoneses. Proporcionan una gama de servicios similares a los de GOES, pero sin efectuar sondeos; operan en la longitud de 140°E.
- c) Serie METEOSAT: satélites Eumetsat construidos por la AEE, que proporcionan una gama de servicios comparables a los de GOES; operan en la longitud de 0°.
- d) INSAT: satélite indio con estabilización en tres ejes, lanzado en 1989, situado en la longitud de 74°E. Proporciona imágenes, pero por el SMT sólo se dispone de vientos medidos por el desplazamiento de las nubes.

Por lo tanto, actualmente funcionan efectivamente cuatro satélites geosíncronos.

8.3 Observaciones meteorológicas

8.3.1 *Extracción de magnitudes geofísicas de las mediciones de radiancia*

La magnitud medida por los sensores en los satélites es la radiancia en varias bandas definidas del espectro. Los datos se transmiten a estaciones terrenas y pueden utilizarse para compilar imágenes, o cuantitativamente para calcular temperaturas, concentraciones de vapor de agua y otros gases de efecto radiativo, así como otras propiedades de la superficie terrestre y de la atmósfera. Las mediciones pueden efectuarse a muchos niveles, y existe la posibilidad de elaborar perfiles a través de la atmósfera.

Conceptualmente, las imágenes son distribuciones continuas bidimensionales del brillo. El cerebro parece particularmente apto para tratar esta continuidad. En la práctica, las imágenes procedentes de satélites son conjuntos de elementos de imagen muy poco espaciados (pixels), cada uno con un brillo particular. Cuando se ven desde una distancia apropiada no pueden distinguirse de las funciones continuas. El ojo y el cerebro explotan los contrastes relativos en el interior de las escenas a diversas frecuencias espaciales, para identificar la posición y el tipo de numerosos fenómenos meteorológicos.

En general, los datos de los sondeos se utilizan en modelos numéricos, por lo que, como la mayoría de los otros datos cuantitativos derivados de la red de pixels, se tratan muchas veces como valores por puntos.

Los datos de radiancia procedentes de los canales del espectro visible pueden convertirse en brillo, o en reflectancia de la superficie observada. Los datos de los canales en el infrarrojo pueden convertirse en temperatura, aplicando el concepto de la temperatura pirométrica (véase el punto 8.3.1.1).

Hay límites, tanto con respecto a la cantidad como a la calidad de la información que puede extraerse de un campo de radiancias medido desde un satélite. Conviene examinar un sistema de teledetección arquetipo pasivo para ver donde se encuentran estos límites. Se supone que la superficie y la atmósfera juntas reflejan, o emiten, o ambas cosas, radiación electromagnética hacia el sistema. Los procesos físicos pueden resumirse como sigue:

Las variaciones de la radiación reflejada son causadas por:

- a) la elevación del sol;
- b) el ángulo de azimut satélite-sol;
- c) el ángulo de visión del satélite;
- d) la transparencia del objeto;
- e) la reflectividad de la superficie subyacente;
- f) el grado en que el objeto llena el campo de visión;
- g) las capas delgadas suprayacentes (nubes finas o aerosoles).

Muchas nubes distan de ser planos paralelos horizontalmente homogéneos. También sabemos que, según la interpretación de las imágenes de satélite normales, otros factores importantes son:

- a) el efecto de sombra (sol) originado por objetos más altos;
- b) la forma del objeto (topografía de la nube) que produce sombras en la luz reflejada.

La variaciones de la radiación emitida son causadas principalmente por:

- a) el ángulo de visión del satélite;
- b) las variaciones de la temperatura de la nube;
- c) las variaciones de la temperatura de la superficie (bajo la nube);
- d) el perfil de temperatura de la atmósfera;
- e) las variaciones de emisividad de la nube;
- f) las variaciones de emisividad de la superficie;
- g) las variaciones en el campo de visión del instrumento del satélite;
- h) la composición de la atmósfera entre el objeto y el satélite (vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, nubes delgadas, aerosoles, etc.).

El sistema consta esencialmente de instrumentos ópticos para captar la radiación, un detector para determinar la cantidad, algún equipo de telecomunicaciones para digitalizar esa cantidad (convertirla en números) y transmitirla a tierra, algún equipo adicional que recibe información y la decodifica en algo útil, y un dispositivo para visualizarla. En cada fase, la información potencialmente útil sobre una escena observada se pierde, como consecuencia de una serie de procesos de digitalización que transforman la escena continua. Eso comprende las resoluciones espaciales, así como el producto

de longitud de onda y radiométrico, del que se trata en el punto 8.3.1.2.

8.3.1.1 TEMPERATURA DE RADIANCIA Y DE BRILLO

EMISIÓN DESDE UN CUERPO NEGRO

Un "cuerpo negro" absorbe toda la radiación que recibe. En general, un cuerpo sólo absorbe una fracción de la radiación incidente: la fracción se denomina absorcividad, y depende de la longitud de onda. Del mismo modo, la eficacia de la emisión se denomina emisividad. En una longitud de onda dada:

$$\text{emisividad} = \text{absorcividad} \quad (8.5)$$

Esta es la ley de Kirchhoff.

La radiancia (potencia por unidad de superficie por estereorradián (por unidad de intervalo de longitud de onda emitido por un cuerpo negro a la temperatura T y en una longitud de onda λ viene dada por:

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{\exp(hc/k\lambda T) - 1} \quad (8.6)$$

en donde B_λ ($W m^{-2} sr^{-1} cm^{-1}$) y su equivalente en unidades de número de onda, B_ν ($W m^{-2} sr^{-1} cm$), se conocen como función de Planck. c , h y k son la velocidad de la luz, la constante de Planck y la constante de Boltzmann, respectivamente. Las siguientes leyes pueden derivarse de la ecuación 8.6.

B_λ culmina en la longitud de onda λ_m dada por:

$$\lambda_m T = 0,29 \text{ deg.cm} \quad (8.7)$$

Esta es la ley de Wien. Para el sol, T es 6.000 K y λ_m es $0,48\mu$. Para la Tierra, T es 290 K y λ_m es 10μ .

El flujo total emitido por un cuerpo negro es:

$$E = \int B_\lambda d\lambda = \sigma T^4 \quad (8.8)$$

σ es la constante de Stefan. B es proporcional a T en longitudes de onda de hiperfrecuencias en el infrarrojo lejano (la parte Rayleigh-Jeans del espectro). La Figura 8.5 muestra la dependencia tipo de B con relación a T para λ igual o inferior a λ_m .

Si se mide la radiancia en una banda estrecha de longitud de onda se puede utilizar la función de Planck

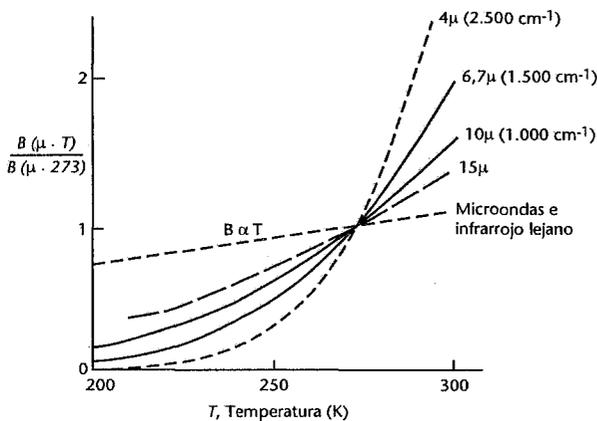


Figura 8.5 — Dependencia de la temperatura respecto de la función de Planck.

para calcular la temperatura del cuerpo negro que la emite:

$$T_\lambda = \frac{c_2}{\lambda \ln \left[\frac{c_1}{\lambda^5 B_\lambda} + 1 \right]} \quad (8.9)$$

en donde c_1 y c_2 son constantes derivadas. Esto se denomina temperatura pirométrica, y para la mayoría de los fines las radiancias transmitidas desde el satélite se convierten en esas magnitudes T_λ .

ABSORCIÓN ATMOSFÉRICA

La absorción atmosférica en el infrarrojo está dominada por las "bandas de absorción" de agua, de dióxido de carbono, ozono, etc. El examen de la radiación en esas bandas permite determinar las características de la atmósfera, su temperatura y la concentración de los absorbentes. Sin embargo, hay regiones del espectro donde la absorción es reducida, lo que permite a un sensor de satélite ver la superficie o la cima de la nube, y determinar su temperatura y otras características. Esas regiones espectrales se denominan "ventanas atmosféricas". Existe una ventana particularmente importante cerca de la cresta de la curva de emisión Tierra/atmósfera, de unos 11 micrones (véase la Figura 8.3).

8.3.1.2 RESOLUCIÓN

RESOLUCIÓN ESPACIAL

La naturaleza continua de la escena se divide en varios elementos de imagen discretos o pixel, que dependen del diámetro de la óptica, del tiempo de integración de los detectores y, posiblemente, del muestreo subsiguiente. El tamaño del objeto que puede resolverse en la imagen visualizada depende del tamaño de esos pixels.

Debido a los efectos de difracción causados por elementos del sistema óptico, la imagen focalizada de un objeto en un punto alejado de la escena tiene una distribución angular característica conocida con el nombre de función de distribución (PSF) o diagrama de Airy (Figura 8.6a). Dos objetos en un punto alejado, desplazados dentro de un campo de visión se consideran separables (criterio de Rayleigh) si el ángulo entre los máximos de su PSF es superior a λ/D , en donde λ es la longitud de onda de la radiación, y D es el diámetro del haz (Figura 8.6b).

Ahora bien, si estas dos PSF están suficientemente próximas para focalizarlas en el mismo detector, no es posible resolverlas. En muchos sistemas de teledetección, el desplazamiento efectivo de detectores adyacentes es lo que limita la resolución espacial. Sólo cuando se encuentran próximos, como en la Figura 8.6c, es posible resolver los dos objetos. Un método general para determinar la resolución del sistema óptico es calcular o medir su función de transferencia de modulación o MTF. La modulación de una función sinusoidal es la relación entre la mitad de su amplitud cresta a cresta y su valor

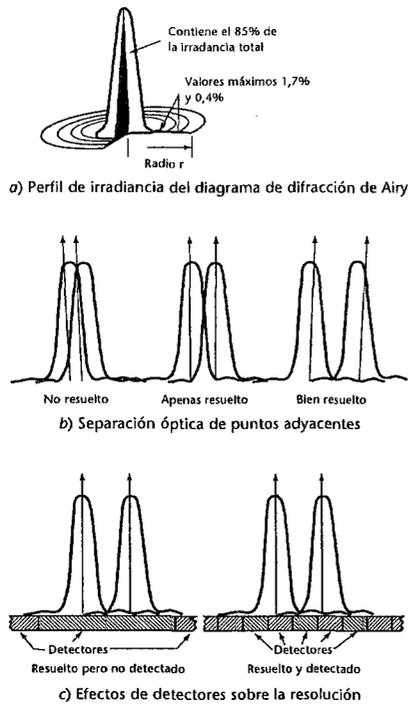


Figura 8.6 — Resolución óptica

medio. La MTF se deriva evaluando la relación entre las modulaciones de salida y entrada como una función de la longitud de onda (o frecuencia espacial) de la sinusoide.

En la práctica, muchos sistemas a bordo de vehículos espaciales utilizan el desplazamiento del satélite para ampliar la imagen a lo largo de su trayectoria, y sus espejos orientables para construir la imagen a lo largo de la trayectoria. En esos sistemas la imagen focalizada de los objetos observados se explora a través de un detector. La salida del detector (véase a continuación) está integrada en cortos períodos de tiempo para lograr separar los objetos. El valor obtenido para cada integración es una convolución complicada de las funciones de distribución de cada objeto en la escena con la respuesta espacial del detector y el momento de cada integración.

Una alternativa a la exploración por los espejos orientables es utilizar series de detectores en línea. Como no tienen partes móviles, son mucho más fiables que los espejos, pero crean problemas de intercalibración entre los diferentes detectores.

RESOLUCIÓN RADIOMÉTRICA

La escena instantánea es focalizada por la óptica en un detector que reacciona a la irradiancia a que está sometido. La reacción puede hacerse por un efecto directo sobre los niveles de energía electrónica en el detector (detección cuántica) o por la radiación absorbida, que calienta el detector y modifica alguna de sus características, por ejemplo la resistencia (detección térmica). Entre las tensiones debidas a cierto número de fuentes exteriores también detectadas figuran las provocadas por:

- la agitación térmica de los electrones en el detector (ruido de Johnson);

- las irregularidades de superficie y los contactos eléctricos;
- la naturaleza cuántica de las corrientes eléctricas (ruido de granalla).

Para aumentar la relación señal/ruido, puede dotarse al sistema de grandes aparatos ópticos de captación, detectores refrigerados y largos tiempos de integración del detector. La combinación de las tensiones de señal y de ruido (señal analógica) se integra en el tiempo para producir un valor digital. Luego se codifica y transmite a tierra la secuencia de los valores integrados correspondientes a cada línea de la escena. Una vez recibidos, decodificados y convertidos los datos en productos utilizables (véase a continuación), pueden visualizarse las imágenes en un dispositivo apropiado. Normalmente, esto comprende la representación del valor de cada pixel como color apropiado en una pantalla, o en matices de grises en un registrador de facsímil.

RESOLUCIÓN DE LA VISUALIZACIÓN

De este modo, la escena observada continuamente se ha transformado en pixels discretos en una pantalla. La naturaleza discreta de la imagen sólo es perceptible cuando las resoluciones de la imagen y el dispositivo de visualización son muy discordantes. Los pixels de una pantalla tipo están separados por unos 0,3 mm. Cada pixel comprende a su vez tres puntos fosforescentes de distintos colores. A una distancia de visión razonable de 75 cm, el ojo sólo puede percibir los pixels si están muy contrastados. Debe señalarse que la resolución del ojo, unos 0,2 mrad, está limitada por la separación de las células fotosensibles de la retina.

En la última parte del sistema intervienen las aptitudes de observación del predictor, que utiliza las imágenes para obtener información sobre sistemas meteorológicos.

8.3.1.3 CALIBRACIÓN

CALIBRACIÓN DE LOS CANALES EN EL ESPECTRO VISIBLE

Los dos canales en el espectro visible del instrumento AVHRR se calibran antes del lanzamiento. Las radiancias medidas por los dos canales se calculan a partir de:

$$L_i = A_i S_i \quad (8.10)$$

y

$$A_i = G_i X_i + I_i \quad (8.11)$$

en donde i es el número del canal; L es la radiancia ($W m^{-2} sr^{-1}$); X es el valor digital (10 bits); G es la ganancia de calibración (pendiente); I es la interceptación de calibración; A es el albedo equivalente; S es el equivalente de la radiancia solar, calculado a partir de la constante solar y de la reacción espectral de cada canal.

G e I se miden antes del lanzamiento. El albedo equivalente, A , es el porcentaje de la radiación solar recibida de la parte superior de la atmósfera (con el Sol en el cenit), reflejada y medida por el radiómetro del satélite en el intervalo espectral válido para cada canal. La absorción atmosférica y los efectos de difusión se

descartan. El término “albedo equivalente” se utiliza aquí para indicar que no es un valor de albedo estrictamente verdadero, porque las mediciones se efectúan en un intervalo espectral limitado y los valores no se corrigen para los efectos atmosféricos.

A fin de calcular la reflectancia de cada pixel (considerando la dependencia del ángulo cenital variable del Sol, el ángulo cenital variable del satélite y el ángulo variable del azimut Sol-satélite), puede aplicarse el concepto de reflectancia bidireccional:

$$R_i(\mu_0, \mu, \phi) = A_i / \mu_0 \quad (8.12)$$

en donde R_i es la reflectancia bidireccional; μ_0 el coseno del ángulo cenital del Sol; μ es el coseno del ángulo cenital del satélite, y ϕ es el ángulo de azimut sol-satélite.

Un inconveniente del algoritmo de calibración determinado antes del lanzamiento es que las condiciones en la órbita del satélite podrían diferir considerablemente de las condiciones en tierra, lo que conduciría a valores de albedo incorrectos. Los efectos de las degradaciones del radiómetro con el tiempo también pueden afectar seriamente a la calibración. Ambos efectos se han observado en los primeros satélites. El usuario debe prestar también atención a los cambios en las técnicas y los coeficientes de calibración entre un satélite y el siguiente de la misma serie. Esto lleva a la conclusión de que, hasta que no se haya puesto a punto una técnica de calibración a bordo, habrá que examinar detenidamente los datos de radiómetro en los canales del espectro visible para descubrir discrepancias con relación a los algoritmos de calibración nominales.

CALIBRACIÓN DE LOS CANALES EN EL INFRARROJO

A diferencia de los canales en el espectro visible los canales en el infrarrojo se calibran continuamente a bordo del satélite. Se establece una relación lineal entre los valores digitales del radiómetro y la radiancia. Pueden estimarse los coeficientes de calibración para cada línea barrida utilizando dos mediciones de referencia. Observando el espacio que actúa como un cuerpo negro a unos 3K se obtiene un punto de referencia frío, esencialmente una fuente de radiancia nula. El otro punto de referencia se obtiene a partir de un cuerpo negro interno en el que se vigila la temperatura. La función de Planck (véase el punto 8.3.2) da entonces la radiancia ($W m^{-2} sr^{-1}$) en cada longitud de onda. Se utiliza una relación lineal entre la radiancia y los valores digitales derivados de los puntos fijos, y también se aplica una pequeña corrección no lineal.

Pueden surgir dificultades de diversa índole. Por ejemplo, durante algunos meses de otoño, la calibración del canal 3 de datos del NOAA-10 ha padecido graves errores (indicando temperaturas demasiado altas). Si bien la razón no está clara, puede deberse a determinadas condiciones cuando el satélite, en su nodo ascendente, pasa de la parte iluminada a la oscura. En ese momento pueden producirse rápidos cambios en la temperatura del

cuerpo negro interno, y la aplicación de un algoritmo constante de calibración podría ser incorrecto.

CALIBRACIÓN DE LAS HIRS Y LOS MSU

En el caso de las HIRS (véase el Anexo 8.B), las mediciones de calibración se realizan cada 40 líneas de exploración, y ocupan 3 líneas (para las que no se dispone de ningún dato de visión de la Tierra). El procedimiento es esencialmente el mismo que para el AVHRR. Se utilizan las dos temperaturas conocidas. Para los MSU (véase el Anexo 8.B) la secuencia de calibración tiene lugar al final de cada línea de exploración, por lo que no se pierde ningún dato de visión de la Tierra. También en ese caso la calibración en dos puntos se hace a partir de las fuentes de referencia caliente y fría. Sin embargo, para las frecuencias de los canales y las temperaturas típicas de visión de la Tierra de los MSU, las radiancias medidas se encuentran en la cola Rayleigh-Jeans de la función de Planck, donde la radiancia es proporcional a la temperatura pirométrica. Por consiguiente, los datos pueden calibrarse directamente en temperatura pirométrica (véase el punto 8.3.2).

8.3.1.4 DIGITALIZACIÓN

La digitalización de la radiancia proporciona cierto número de valores discretos separados por pasos constantes. Las diferencias de temperatura correspondientes a esos pasos en la radiancia definen la cantidad mínima de temperatura en la imagen final. Debido a la no linealidad de la función del cuerpo negro con la temperatura, el tamaño de esos pasos depende de la temperatura. Los datos del AVHRR se digitalizan utilizando 10 bits, proporcionando así 1.024 valores diferentes. Para los canales en el infrarrojo térmico, el paso de temperatura a 300 K es del orden de 0,1 K, pero a 220 K es de 0,3 K.

Utilizando diferentes números de bits se digitalizan otros sistemas. En las imágenes infrarrojas de METEOSAT se utilizan 8 bits, pero los canales en el visible y el vapor de agua sólo tienen 6 bits significativos. Es interesante observar que las pruebas han demostrado que una imagen de satélite monocroma puede visualizarse sin mucha degradación utilizando el equivalente de sólo cinco bits.

8.3.1.5 CORRECCIÓN GEOMÉTRICA

Como mejor se responde a las exigencias de rápido tratamiento de grandes cantidades de datos es utilizando ordenadores digitales. En un sistema operativo, la tarea de cálculo más intensa consiste en transformar la proyección en que se visualiza la imagen. Esto es necesario en parte a causa de las distorsiones derivadas de la visión de la Tierra curvada utilizando un espejo de exploración, y en parte porque hay que utilizar imágenes combinadas con otros datos meteorológicos con un mapa estándar como fondo. Un elemento fundamental en el proceso de corrección geométrica de la imagen vista desde el espacio (vista del espacio) es conocer la posición de cada

pixel en la Tierra (navegación) para que corresponda a la proyección requerida. Esto se logra conociendo las características orbitales del satélite (proporcionadas por el operador del satélite), la hora precisa en que se ha registrado cada línea de la imagen, y la geometría de la exploración.

En la práctica, la corrección geométrica se efectúa como sigue. Se localiza la posición en la escena de la vista del espacio que corresponde al centro de cada pixel en la imagen final proyectada de nuevo, utilizando los datos orbitales y la geometría de la proyección final. Los valores de los pixels en este punto y en su entorno se utilizan para calcular un nuevo valor. Se trata efectivamente de una media ponderada de los valores próximos, que se asigna al pixel en la imagen final.

Se han estudiado muchos métodos complejos para obtener esa media ponderada. La mayoría no son aplicables en tiempo casi real, debido a la gran cantidad de cálculos requeridos. Sin embargo, se espera que esto cambie al disponerse de cada vez más posibilidades de cálculo de tratamiento en paralelo.

8.3.2 Perfiles verticales de temperatura y humedad

8.3.2.1 EL SISTEMA DE SONDA VERTICAL OPERATIVA DEL TIROS (TOVS)

Los satélites de la serie TIROS-N/NOAA-A llevan a bordo el sistema de sonda vertical operativa TIROS (TOVS), que consta de los instrumentos HIRS y MSO. Observan la radiación ascendente desde la Tierra y la atmósfera, que viene dada por la ecuación de transferencia radiativa (ETR):

$$L_{\lambda} = B_{\lambda}(T(p_s))\tau_{\lambda}(p_s) + \int_{p_s}^0 B_{\lambda}(T(p)) \frac{d\tau_{\lambda}(p)}{dp} dp \quad (8.13)$$

en donde B_{λ} es la función de Planck en la longitud de onda λ ; L_{λ} es la irradiancia ascendente; $T(p)$ es la temperatura como una función de la presión, p ; p_s es la presión en superficie; y τ_{λ} es la transmitancia.

El primer término representa la contribución de la superficie terrestre, y el segundo es la radiación de la atmósfera. $d\tau_{\lambda}/dp$ se denomina función de ponderación.

La solución de la ETR es la base del sondeo atmosférico. La irradiancia ascendente en lo alto de la atmósfera se debe a una combinación de la función de Planck y de la transmitancia espectral. La función de Planck encamina la información de temperatura, la transmitancia está asociada a la absorción y al perfil de densidad de gases radiativamente activos, y la función de ponderación contiene la información del perfil. Para diferentes longitudes de onda, la función de ponderación alcanzará su máximo en distintas altitudes. Pueden construirse sondeos de temperatura cuando es posible elegir una serie de intervalos de longitud de onda de manera que las radiancias correspondientes procedan en gran medida

de diferentes capas de la atmósfera. En la Figura 8.7 se muestran funciones de ponderación típicas utilizadas en el tratamiento de datos del HIRS.

La solución de la ETR es sumamente compleja, debido sobre todo a la superposición de las funciones de ponderación que se muestran en la Figura 8.7. Se han desarrollado diversos métodos para derivar los perfiles de temperatura y de humedad. En Smith (1985) figura una reseña general de varios métodos, y su evolución se describe en los sucesivos informes de las conferencias de estudio sobre el TOVS (CIMMS, 1993).

Métodos anteriores muy generalizados se basaban en regresiones entre las radiancias y la realidad del terreno (procedente de radiosondas), en diversas condiciones atmosféricas). Los mejores resultados se han obtenido con los cálculos de la ETR, descritos como extracciones físicas.

El principio fundamental para calcular la concentración de vapor de agua se ilustra mediante un procedimiento utilizado en ciertos mecanismos de extracción física. El perfil de temperatura se calcula utilizando longitudes de onda en las que se emite dióxido de carbono, y también utilizando longitudes de onda en las que se emite vapor de agua, con una distribución vertical supuesta del mismo. La diferencia entre los dos perfiles de temperatura obedece a la diferencia entre los

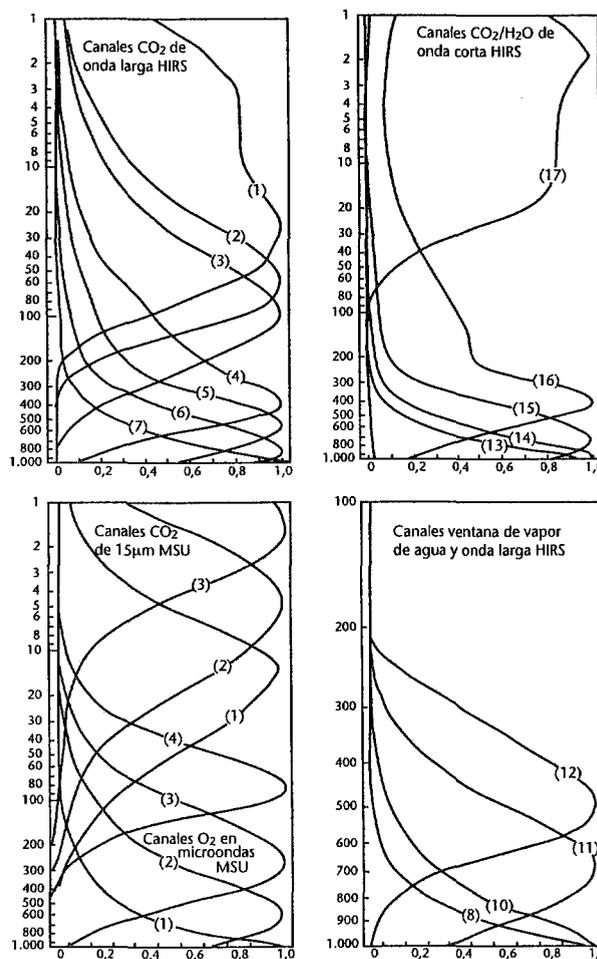


Figura 8.7 — Funciones de ponderación TOVS (normalizadas)

perfiles de vapor de agua supuesto y real, por lo que es posible deducir el perfil real.

En la mayoría de los servicios meteorológicos, la extracción de magnitudes geofísicas para su uso en la predicción meteorológica numérica se realiza aplicando métodos físicos. En la NOAA los datos se extraen obteniendo una primera aproximación mediante un método de búsqueda de archivos, seguido de una extracción física total basada en un cálculo de la ETR. Otros servicios, como la Oficina Meteorológica del Reino Unido y la Oficina Meteorológica de Australia, emplean una primera aproximación de modelo numérico, seguida de un cálculo completo de la ETR.

La última novedad es una tendencia a una solución variacional de la ETR, con todos los otros datos disponibles en el momento del análisis. Esto puede ampliarse a cuatro dimensiones para permitir que los datos no sinópticos contribuyan en un período de tiempo apropiado.

En todos los métodos es preciso identificar y utilizar pixels sin nubes, o bien tener en cuenta los efectos de las nubes. Los procedimientos se describen en el punto 8.3.3.

8.3.2.2 EFECTO DE LIMBO

El efecto de limbo se ilustra en la Figura 8.8. A medida que el ángulo de visión se aparta de la vertical aumenta la longitud del trayecto de la radiación a través de la atmósfera. Por consiguiente, las transmitancias de todos los niveles hacia el espacio disminuyen, y la cresta de la función de ponderación se eleva. Si el canal percibe una radiación procedente de una capa de la atmósfera en la que hay un gradiente térmico vertical, la radiancia medida cambiará; para los canales troposféricos, tenderá a disminuir. En algunas aplicaciones es, pues, necesario convertir las radiancias medidas para estimar la temperatura pirométrica que se hubiera medido si el instrumento

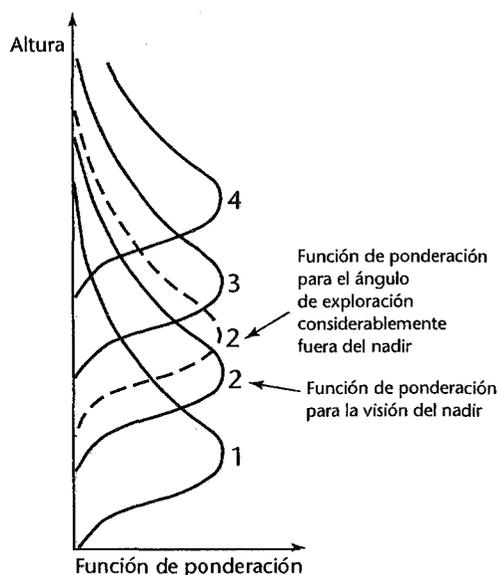


Figura 8.8 — Ilustración esquemática de un grupo de funciones de ponderación para la visión del nadir y el efecto de exploración fuera del nadir sobre una de estas funciones

hubiese visto el mismo volumen verticalmente. Se puede aplicar el método de corrección del limbo, o un método de extracción física.

Las correcciones del limbo se aplican a las temperaturas pirométricas medidas en un ángulo en el nadir no nulo. Son posibles porque la función de ponderación de la visión al nadir para un canal culminará, en general, con un nivel intermedio entre las crestas de la función de ponderación de dos canales en el ángulo de medición. Así pues, para un ángulo dado, θ , podemos expresar la diferencia entre la temperatura pirométrica en el nadir y en el ángulo de medición como una combinación lineal de las temperaturas pirométricas medidas en cierto número de canales:

$$(T_B)_i^{\theta=0} - (T_B)_i^\theta = a_{0i}^\theta + \sum_{j=1}^I a_{ji}^\theta (T_B)_j^\theta \quad (8.14)$$

Los coeficientes a_{ji}^θ se obtienen por regresión lineal múltiple en las temperaturas pirométricas sintéticas calculadas para una serie representativa de perfiles.

Es posible eliminar la necesidad de una corrección de limbo. Por ejemplo, puede utilizarse un algoritmo de extracción de temperatura con una serie diferente de coeficientes de regresión para cada ángulo de exploración. Ahora bien, si se realiza una extracción de regresión en la que se emplea una serie de coeficientes (apropiada para un ángulo de exploración nulo), habremos de convertir todas las temperaturas pirométricas para el mismo ángulo de visión, generalmente el nadir.

La debilidad de los métodos de regresión con respecto al efecto de limbo es que es difícil establecer regresiones para distintos regímenes de nubosidad, temperatura y humedad. Un procedimiento mejor, utilizado ya normalmente en algunos centros, consiste en aplicar el método de extracción física, en el que la ecuación de transferencia radiativa se resuelve para cada ángulo de exploración con respecto al cual hay que hacer mediciones.

EXPLORACIÓN DEL LIMBO PARA SONDEOS

Las sondas meteorológicas operativas ven la superficie terrestre en el plano vertical desde el satélite, pero otro método es observar el limbo de la Tierra. Las funciones de ponderación son muy precisas para los sensores que exploran el limbo, y culminan siempre en la presión más alta en el campo de visión. Por lo tanto, se obtiene una buena resolución vertical (1 km), con una resolución horizontal de 10 km aproximadamente. En el sondeo vertical se logran resoluciones algo peores, aunque no es posible efectuar mediciones a una altitud inferior a 15 km con técnicas de sondeo del limbo; por lo tanto, para las mediciones troposféricas es preciso proceder al sondeo vertical.

8.3.2.3 RESOLUCIÓN Y EXACTITUD

Es difícil evaluar la exactitud de las extracciones de datos de satélite; lo mismo que en el caso de otros

sistemas de observación se trata de saber “dónde se encuentra la verdad”. Un método muy generalizado para evaluar la exactitud es el estudio de estadísticas de las diferencias entre extracciones y perfiles de radiosonda superpuestos. Tales estadísticas comprenden los errores de extracción, pero también contribuciones de los errores de radiosondas (incluidos los efectos de ambas discrepancias con respecto al perfil verdadero a lo largo del trayecto ascendente de la radiosonda y también el grado en que ese perfil es representativo del volumen que rodea la atmósfera) los errores de superposición causados por la separación espacial y temporal entre el sondeo por satélite y el ascenso de la radiosonda. Si bien las estadísticas de superposición-extracción-radiosonda son muy útiles, no deben tratarse simplemente como mediciones del error de extracción.

TEMPERATURAS PIROMÉTRICAS

Es importante observar la fuerte no linealidad en las ecuaciones de conversión de las radiancias en temperaturas pirométricas. Esto significa que, cuando se trata de temperaturas pirométricas, la verdadera exactitud de medición de la temperatura del radiómetro varía con la temperatura. Esto no es así en el caso de las radiancias, porque están relacionadas linealmente con los valores del radiómetro. En el AVHRR, los tres canales en el infrarrojo tienen una exactitud que disminuye rápidamente para las temperaturas bajas. Esto puede verse en la Figura 8.9 (que representa sólo dos canales).

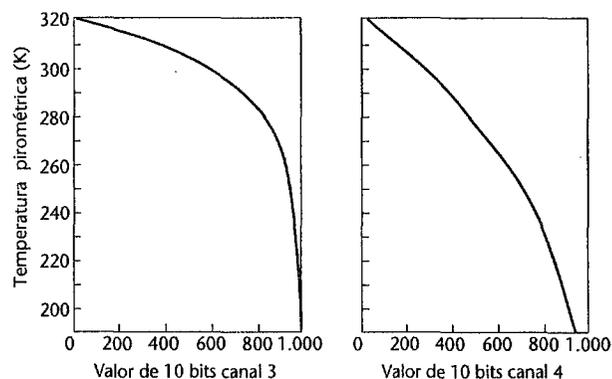


Figura 8.9 — Curvas de calibración típicas de los valores digitales de los canales 3 y 4 AVHRR para temperaturas pirométricas. La curva del canal 5 AVHRR es muy similar a la del canal 4 AVHRR.

Las comparaciones de las exactitudes de medición para el canal 3 (Anexo 8.A) y el canal 4 presentan algunas diferencias. Cuando se tratan valores de 10 bits, los errores son los indicados en el Cuadro 8.5. El canal 3 presenta una no linealidad más fuerte que el canal 4, lo que conduce a menores exactitudes en las bajas temperaturas que en el caso del canal 4. El canal 5 es muy similar al canal 4. El canal 3 es mucho menos exacto, a temperaturas bajas, pero mejor que el canal 4 a temperaturas superiores a 290 K.

CUADRO 8.5

Exactitudes (grados K) de los canales IR de AVHRR

Temperatura (K)	Canal 3	Canal 4
200	-10	-0,3
220	2,5	0,22
270	0,18	0,10
320	0,03	0,06

SONDEOS

La Figura 8.10 muestra las estadísticas de diferencia típica en el sistema de extracción de la Oficina Meteorológica del Reino Unido, y presenta los perfiles de error y de desviación típica para las diferencias extracción-radiosonda. Éstas se basan en las superposiciones obtenidas de las extracciones del NOAA-11 en julio de 1991, con criterios de superposición de una separación temporal de tres horas y una separación horizontal de 150 km. Si la serie de perfiles en las superposiciones es grande y ambos son representativos de la misma población, los sesgos en estas estadísticas deberían ser muy pequeños. Se espera que los errores sistemáticos sean aproximadamente de 1 grado a ciertos niveles de presión, pues las superposiciones para un período de tiempo y una superficie limitados pueden no ser representativos de un juego zonal. Si bien las desviaciones típicas son mayores que los valores equivalentes de los errores de extracción solamente, presentan algunas de las características esperadas del perfil de error de extracción. Tienen un valor mínimo en la troposfera media, y valores más altos cerca de la superficie y en la tropopausa. Los valores troposféricos más débiles reflejan problemas asociados a la contaminación residual de las nubes y a diferentes efectos de superficie. Las inversiones en capas bajas suelen provocar también problemas de extracción. Los valores de la tropopausa reflejan tanto la falta de información en las radiancias de esta parte del perfil como la tendencia del método de extracción a “atenuar” características de este tipo.

RESOLUCIÓN

El campo de visión del radiómetro HIRS (Cuadro 8.3) es de unos 17 km en el punto de proyección del satélite, y los cálculos de perfil pueden hacerse en el borde de la zona explorada, donde el campo es elíptico, con un eje de 55 km aproximadamente. Los perfiles pueden calcularse para cualquier tamaño de retícula horizontal, pero no son independientes si se encuentran más cerca que el campo de visión.

Los sondeos de temperatura se calculan hacia abajo hasta la cima de las nubes, o hacia la superficie si se utiliza un instrumento MSU. Sobre tierra firme y en las proximidades de las costas, la variabilidad horizontal de la temperatura y de la emisividad causa incertidumbres que limitan su utilización en los modelos numéricos por debajo de unos 500 hPa.

La resolución vertical de las observaciones está vinculada a las funciones de ponderación, y es normalmente

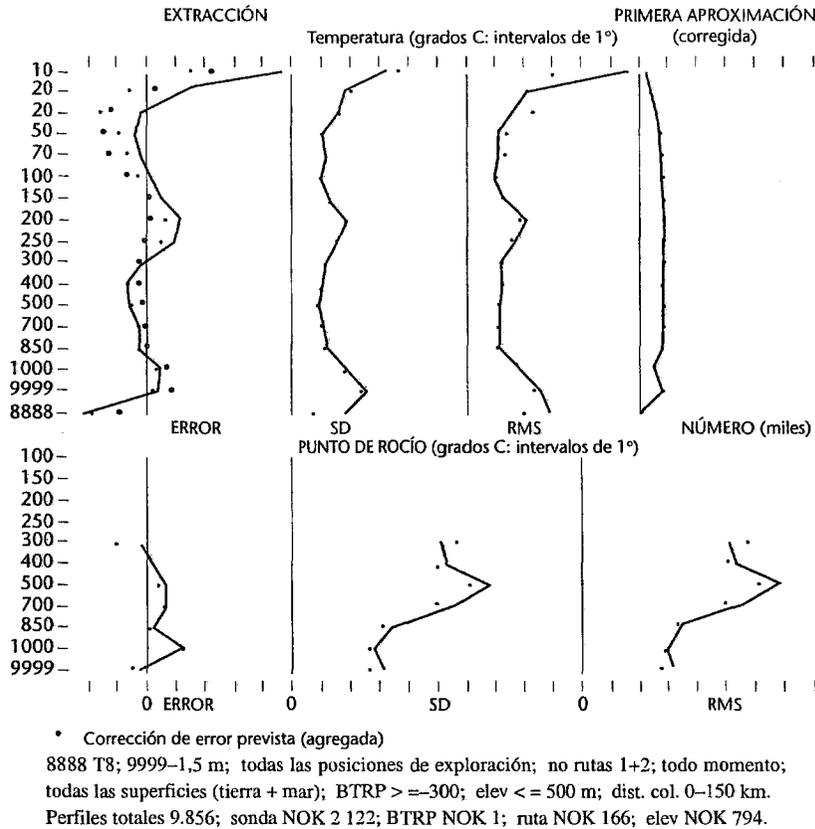


Figura 8.10 — Estadísticas de error para perfiles verticales (Oficina Meteorológica del Reino Unido).

de unos 3 km. Esta débil resolución vertical es una de las principales deficiencias del actual sistema de sondeo para la PMN, y se mejorará en la próxima generación de instrumentos de sondeo, tales como AIRS y HIS.

8.3.3 **Características de las nubes y de la superficie terrestre, y eliminación de nubes**

8.3.3.1 **OBSERVACIONES DE LAS NUBES Y DE LA SUPERFICIE TERRESTRE**

El sistema elaborado en la Oficina Meteorológica del Reino Unido es característico de los que pueden utilizarse para extraer información sobre las nubes y la superficie. Aplica una sucesión de pruebas en cada pixel de una escena, para tratar de identificar nubes. La primera es una prueba de discriminación en el infrarrojo; esencialmente, se considera que todo pixel cuya temperatura es inferior a una temperatura especificada contiene nubes.

En la segunda se examina la variancia local de las temperaturas en una imagen. Los elevados valores indican combinaciones de pixels despejados y nubosos o de pixels que contienen nubes a diferentes niveles. Los valores reducidos a bajas temperaturas indican pixels totalmente nubosos.

Las temperaturas pirométricas de un objeto en diferentes canales dependen de las variaciones con la longitud de onda, de la emisividad del objeto y de la atenuación de la radiación por la atmósfera. En las nubes delgadas, las temperaturas en el canal 3 AVHRR (3,7 μm)

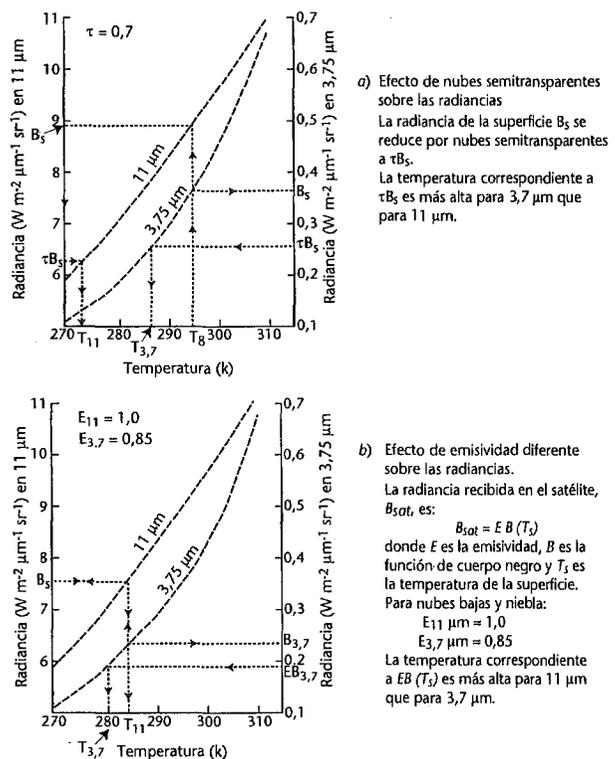


Figura 8.11 — Cálculo de la temperatura en presencia de nubes.

(Anexo 8.A) son más cálidas que las del canal 4 (11 μm) (véase la Figura 8.11a). Lo mismo ocurre con las nubes bajas espesas, lo cual es la base del sistema de detección de la niebla descrito por Eyre, Brownscombe y Allam

(1984) (véase la Figura 8.11b). La diferencia entre los canales 4 y 5 AVHRR ($11 \mu\text{m}$ y $12 \mu\text{m}$) es sensible al espesor de la nube y al contenido en vapor de agua de la atmósfera. Aplicando un umbral a esta diferencia se facilita la detección de cirrus delgados.

Durante el día puede utilizarse también la radiación solar reflejada, corregida para eliminar los efectos de las variaciones de elevación del sol. Mediante una prueba de umbral se separan las nubes brillantes de las superficies oscuras. En una cuarta prueba se aplica la relación entre la radiancia en el canal 2 cerca del infrarrojo ($0,9 \mu\text{m}$) y la del canal 1 ($0,6 \mu\text{m}$) en el visible. Esta relación tiene un valor:

- próximo a la unidad para las nubes;
- de 0,5 aproximadamente para el agua, debido a la mayor retrodifusión por los aerosoles en longitudes de onda cortas;
- de 1,5 aproximadamente para la tierra firme, y en particular para la vegetación en crecimiento, debido a la elevada reflectancia de las estructuras frondosas cerca del infrarrojo.

Una vez que se localizan los pixels no contaminados por las nubes, aplicando esos métodos, es posible determinar algunos parámetros de la superficie. El más importante de ellos es la temperatura de la superficie del mar (punto 8.3.6). Las superficies en tierra firme tienen emisividades muy variables, lo que hace muy incierto los cálculos.

Se pueden extraer parámetros de nubes utilizando ampliaciones de las series de pruebas descritas anteriormente. Comprenden la temperatura en la cima de las nubes, la parte cubierta de nubes y el espesor óptico.

La altura de la cima de las nubes puede calcularse de diversas formas. La más sencilla consiste en utilizar temperaturas pirométricas de uno o varios canales para calcular la temperatura en la cima de las nubes, y deducir la altura de un perfil de temperatura, derivada normalmente de un modelo numérico. Este método da buenos resultados para campos importantes de nubes estratiformes y cumuliformes, pero no para las nubes

semitransparentes como los cirrus o los campos de pequeñas nubes de cumulus. Smith y Platt (1978) han mostrado cómo utilizar la ecuación de transferencia radiativa en pares próximos de canales HIRS para calcular la presión y, por lo tanto, la altura de cimas de nubes dispersas o delgadas, con errores comprendidos generalmente entre la mitad y la cuarta parte del espesor de las nubes de las capas semitransparentes.

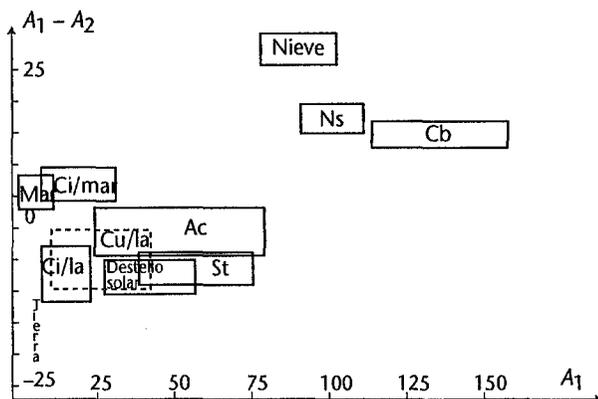
Debe destacarse que tales productos sólo se pueden derivar de flujos de datos que contengan datos precisos de calibración. Esos datos sólo pueden considerarse como imágenes cuando se visualizan en un dispositivo adecuado. Si bien la finalidad de derivarlos, en algunos casos, es obtener variables de entrada para modelos numéricos mesoescalares, visualizándolos puede obtenerse mucha información útil. Para definir determinados tipos de nubes, de nieve y de vegetación se emplean varias combinaciones de canales de radiómetro, como se muestra, por ejemplo, en la Figura 8.12.

8.3.3.2 SONDEOS DE LA SONDA VERTICAL OPERATIVA DEL TIROS (TOVS) EN PRESENCIA DE NUBES

ELIMINACIÓN DE NUBES

Las radiancias en el infrarrojo resultan muy afectadas por la presencia de nubes, puesto que la mayoría son casi opacas en esta gama de longitud de onda. En consecuencia, los algoritmos utilizados en la extracción de la temperatura troposférica deben poder detectar las nubes que influyen notablemente en las radiancias y, de ser posible, tener en cuenta esos efectos. Esto se logra normalmente corrigiendo las radiancias medidas con el fin de obtener valores de "cielo despejado", es decir, las radiancias que se medirían a partir de los mismos perfiles de temperatura y de humedad sin nubes. En muchos sistemas de extracción, el proceso de inversión convierte radiancias de cielo despejado en parámetros de la atmósfera, por lo que se requiere una fase preliminar de eliminación de nubes.

a) El espacio está caracterizado por nieve, cumulonimbus (Cb), nimbostratus (Ns), alto cumululus (Ac), cumulus (Cu) sobre tierra, cirrus (Ci) sobre tierra, destello solar, tierra y mar en $A_1 - (A_1 - A_2)$. La figura se ha extraído de la base de datos para el verano, NOAA-10, y una elevación del Sol de 40° aproximadamente.



b) El espacio está caracterizado por clases de objetos en $A_1 - (T_3 - T_4)$. Desde la misma sección de base de datos que en a). La separabilidad de la nieve y las nubes es aparente. Un problema es la distinción de estratus y destello solar (Sg) durante el verano. También se incluye el destello solar/primavera.

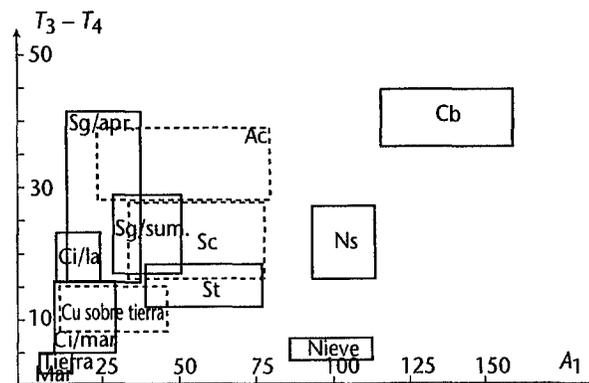


Figura 8.12 — Identificación de propiedades de las nubes y de la superficie

Numerosos algoritmos elaborados son variantes del campo de visión adyacente o método N^* (Smith, 1985). En este método, las radiancias medidas, R_1 y R_2 , en dos campos de visión adyacentes (denominados a continuación "puntos") de un canal de radiómetro pueden expresarse, en ciertas condiciones, como sigue:

$$\begin{aligned} R_1 &= N_1 R_{nublado} + (1 - N_1) R_{despejado} \\ R_2 &= N_2 R_{nublado} + (1 - N_2) R_{despejado} \end{aligned} \quad (8.15)$$

donde $R_{despejado}$ y $R_{nublado}$ son respectivamente, las radiancias propias de las condiciones de cielo despejado y cielo totalmente cubierto; N_1 y N_2 son las fracciones efectivas de cielo cubierto en los puntos 1 y 2. Para derivar esas ecuaciones se ha partido de las siguientes hipótesis:

- el perfil atmosférico y las características de superficie son iguales en los dos puntos,
- sólo hay una capa de nubes,
- la altura (y la temperatura) de la cima de las nubes son iguales en los dos puntos.

Si las coberturas de nube fraccionales en los dos puntos difieren ($N_1 \neq N_2$) las ecuaciones 8.15 pueden resolverse simultáneamente para obtener la radiancia de cielo despejado:

$$R_{despejado} = \frac{R_1 - N^* R_2}{1 - N^*} \quad (8.16)$$

en donde $N^* = N_1/N_2$.

Este método se ha elaborado considerablemente, utilizando los canales HIRS y MSU, cuya resolución horizontal basta para que las hipótesis resulten con suficiente frecuencia. En este método se utiliza la regresión entre mediciones superpuestas en el canal MSU2 y los canales HIRS, y los coeficientes se actualizan regularmente, en general una vez por semana.

Ahora se aplican métodos más recientes, en que se utilizan datos AVHRR para ayudar a aclarar el campo de visión HIRS. Además, es posible aplicar métodos de extracción física total, utilizando datos AVHRR y TOVS, en los que pueden calcularse explícitamente con las radiancias observadas la parte de cielo cubierto y la altura y cantidad de nubes.

8.3.4 Mediciones del viento

8.3.4.1 VIENTOS MEDIDOS POR EL DESPLAZAMIENTO DE LAS NUBES

Los vientos medidos por el desplazamiento de las nubes (CDW) se obtienen a partir de imágenes de satélites geoestacionarios que siguen la trayectoria de la cima de las nubes, normalmente durante dos períodos de media hora entre imágenes IR sucesivas. La exactitud de los vientos está limitada por el punto hasta el que el movimiento de las nubes representa el viento (por ejemplo, una aglomeración de nubes convectivas puede desplazarse a la velocidad de una perturbación atmosférica mesoescalar, y no a la velocidad de un viento identificable. También depende del grado a que es posible determinar una altura representativa de las nubes a partir de un campo de temperatura pirométrica. Además, la

exactitud de los vientos depende del intervalo de tiempo y, hasta cierto punto, de las correlaciones entre las imágenes de nubes utilizadas en el cálculo, la resolución espacial de esas imágenes, el error en campos de primera aproximación, el grado a que el campo de primera aproximación limita la búsqueda de configuraciones correlacionadas en imágenes secuenciales, y la importancia del desarrollo que se produce en las nubes.

Las diferencias de vector medio entre los CDW y los vientos medidos por radares de medición del viento hasta 100 nm fueron de 3; 5 y 7 m s⁻¹ para nubes bajas, medias y altas, respectivamente, durante un mes. Eso indica que los errores son comparables, a bajos niveles, con los de las mediciones clásicas.

El proceso de estimación del viento es en general totalmente automático. Se eligen como objetivos zonas nubosas de unos 20 x 20 pixels en las imágenes semihorarias, a partir de criterios que abarcan una gama apropiada de temperaturas pirométricas y gradientes dentro de cada zona experimental. Una vez elegidos los objetivos se realiza un seguimiento automático, utilizando normalmente un análisis numérico de 6 ó 12 horas como campo de primera aproximación para buscar zonas objetivo bien correlacionadas. Pueden emplearse diferencias de la media cuadrática para comparar las series estadísticas de temperaturas pirométricas del objetivo y las zonas de búsqueda para evaluar el desplazamiento. La primera aproximación reduce el tamaño de la zona de búsqueda necesario para obtener el vector viento, pero limita también los resultados dentro de determinada gama del campo de viento previsto.

Se asignan indicadores de error a cada medición sobre la base de diversas características que comprenden las diferencias entre los vectores semihorarios sucesivos y la diferencia entre la medición y el campo de primera aproximación. Esos indicadores de error pueden emplearse en análisis numéricos para ponderar debidamente los datos.

El número de mediciones en cada hora sinóptica está limitado evidentemente por la presencia de nubes apropiadas, y es normalmente del orden de 600 vectores por hemisferio.

En latitudes altas pueden utilizarse imágenes secuenciales procedentes de satélites en órbita polar para producir vectores del movimiento de las nubes en las latitudes a las que no llegan los satélites geoestacionarios.

Una evolución subsiguiente de la misma técnica consiste en calcular los vientos de vapor de agua, utilizando imágenes de satélite sobre la distribución del vapor de agua.

8.3.4.2 VIENTOS DE SUPERFICIE MEDIDOS POR DISPERSIÓMETRO

El dispersiómetro es un instrumento a bordo del satélite experimental ERS-1, que efectúa mediciones sistemáticas del viento en la superficie del mar. Esta técnica se aplicará normalmente en los satélites que se están preparando.

Tan pronto se hubo generalizado la utilización del radar de microondas en el decenio de 1940, se observó que en ángulos de elevación reducidos el terreno circundante (o, en el mar, las olas) provocaba grandes ecos no deseados. Desde entonces, los proyectistas y los usuarios de equipo de radar han tratado siempre de reducir ese ruido. Quienes investigan el efecto observaron que el eco retrodifundido desde el mar aumentaba con la velocidad del viento, lo que ofrecía la posibilidad de medir el viento a distancia. Los radares concebidos para medir ese tipo de eco se denominan "difusómetros".

La retrodifusión se debe principalmente a las reflexiones en fase desde una superficie rugosa; para los ángulos de incidencia de más de 20° con relación a la vertical esto se produce cuando se cumple la condición de Bragg:

$$\Lambda \sin \theta_i = n\lambda/2 \quad (8.17)$$

en donde Λ es la longitud de onda de la rugosidad de superficie; λ es la longitud de onda del radar; θ_i es el ángulo de incidencia y $n = 1, 2, 3 \dots$. La difusión de Bragg de primer orden ($n=1$), en las frecuencias de microondas, se debe a las pequeñas ondulaciones (garras) generadas por la tensión instantánea del viento de superficie. El nivel de retrodifusión de un objetivo ampliado como la superficie del mar, se denomina generalmente "sección transversal de radar normalizado" (NRCS) ó σ^o . Para una geometría y una potencia transmitida dadas, σ^o es proporcional a la potencia recibida de nuevo en el radar. En términos de otros parámetros de radar conocidos o mensurables:

$$\sigma^o = \frac{P_R}{P_T} \cdot \frac{64\pi^3 R^4}{\lambda^2 L_S G_0^2 (G/G_0)^2 A} \quad (8.18)$$

en donde P_T es la potencia transmitida y P_R la potencia recibida de nuevo en el radar; R es la distancia real hasta el objetivo de la zona A ; λ es la longitud de onda del radar; L_S comprende la atenuación atmosférica y otras pérdidas del sistema; G_0 es la ganancia de antena de cresta, y G/G_0 es la ganancia relativa de la antena en dirección al objetivo. La ecuación 8.18 se denomina con frecuencia ecuación radar. σ^o puede expresarse en forma lineal (como anteriormente) o en decibelios, es decir, $\sigma^o_{dB} = 10 \log_{10} \sigma^o_{lin}$.

La evidencia experimental extraída de los difusómetros que operan sobre el océano muestra que σ^o aumenta con la velocidad del viento de superficie (medida por barcos o boyas); disminuye con el ángulo de incidencia, y depende también del ángulo de haz del radar con relación a la dirección del viento. La Figura 8.13 es una representación de los datos de aeronave σ^o con relación a la dirección del viento para diferentes velocidades de éste. La dirección 0° corresponde al viento ascendente, 90° al viento de través y 180° al viento descendente.

La ESA tiene cierto número de experimentos coordinados para confirmar estos tipos de curvas a 5,3 GHz, que es la frecuencia de funcionamiento de este instrumento

a bordo del satélite ERS-1. Se han efectuado mediciones con varios difusómetros aerotransportados cerca de barcos y boyas con instrumentos, en el Mar del Norte, en el Atlántico y en el Mediterráneo. Los datos σ^o se correlacionan luego con el viento de superficie, ajustado a una altura normal de anemómetro de 10 m (suponiendo una estabilidad neutra). Se ha adaptado a estos datos una función de modelo empírica con la siguiente forma:

$$\sigma^o = a_0 \cdot U^\gamma (1 + a_1 \cos \phi + a_2 \cos^2 \phi) \quad (8.19)$$

en donde los coeficientes a_0 , a_1 , a_2 y γ dependen del ángulo de incidencia. Este modelo relaciona la velocidad del viento en estabilidad neutra a 10 m, U , y la velocidad del viento con relación al radar, ϕ , con la NRCS.

También puede ocurrir que σ^o sea una función de la temperatura de la superficie del mar, del estado del mar y de las capas en superficie (naturales o artificiales), pero todavía no se ha demostrado que estos parámetros tengan un efecto significativo sobre la exactitud de extracción del vector viento.

Como σ^o muestra una clara relación con la velocidad y la dirección del viento, en principio, la medición de σ^o en dos o más ángulos azimutales diferentes permite extraer la velocidad y la dirección del viento. Pero la dirección extraída puede no ser única; es posible que haya direcciones ambiguas.

En 1978 se lanzó el primer difusómetro eólico a bordo de un satélite — difusómetro del satélite SEASAT-A (SASS) — y demostró eficientemente la exactitud de esta nueva forma de medición. La especificación correspondía a exactitudes cuadráticas medias de 2 m s⁻¹ para la velocidad del viento y de 20° para la dirección. Las comparaciones con mediciones tradicionales del viento mostraron que esos valores se alcanzaban si se conocía la dirección aproximada del viento, a fin de elegir la mejor de la serie ambigua de direcciones dadas por el SASS.

El instrumento SASS utilizaba dos haces en ambos lados del vehículo espacial, en tanto que el difusómetro

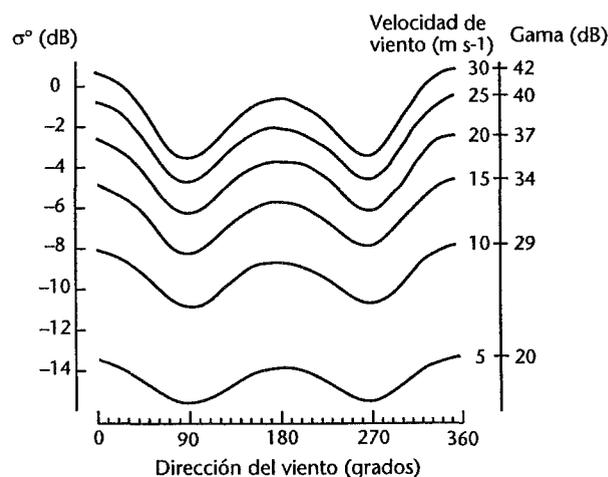


Figura 8.13 — Retrodifusión medida, σ^o (en decibelios) con respecto a la dirección del viento relativa para diferentes velocidades del viento. Datos para 13 GHz, polarización vertical.

ERS-1 empleaba un tercer haz central para mejorar la discriminación de la dirección del viento, pero sólo se trata de un instrumento unilateral, por lo que su cobertura es menor. Cada una de las tres antenas produce un haz estrecho de energía radárica en el sentido horizontal, pero amplio en el vertical, lo que se traduce en una banda estrecha de iluminación de la superficie del mar a través de los 500 km de anchura de la zona explorada. A medida que el satélite avanza, el haz central, y luego el trasero, efectúan mediciones de la misma parte del océano que el haz delantero. Por tanto, cada parte de la zona explorada, dividida en cuadrados de 50 km, es objeto de tres mediciones σ^o realizadas en diferentes direcciones con relación al vector viento de superficie local.

La Figura 8.14 muestra la cobertura del difusómetro para el Atlántico Norte en 24 horas. Esas zonas exploradas no son estáticas, sino que "se desplazan" hacia el oeste los días siguientes para llenar los grandes vacíos. Incluso así, la cobertura no es total debido a que la anchura de la zona explorada, es relativamente pequeña con relación, por ejemplo, al tomavistas AVHRR a bordo de los satélites NOAA. Sin embargo, se dispone potencialmente de un viento cada 50 km en la zona abarcada, globalmente, y la ESA lo transmite a los usuarios operativos en las tres horas siguientes a la medición. Los datos brutos del instrumento se registran a bordo y se retransmiten a estaciones terrenas de la ESA en cada órbita; la estación principal se encuentra en Kiruna, en el norte de Suecia, en donde se derivan los vectores viento.

Como ya se ha dicho, el difusómetro mide principalmente el nivel de potencia de la retrodifusión en determinado lugar y a diferentes ángulos azimutales.

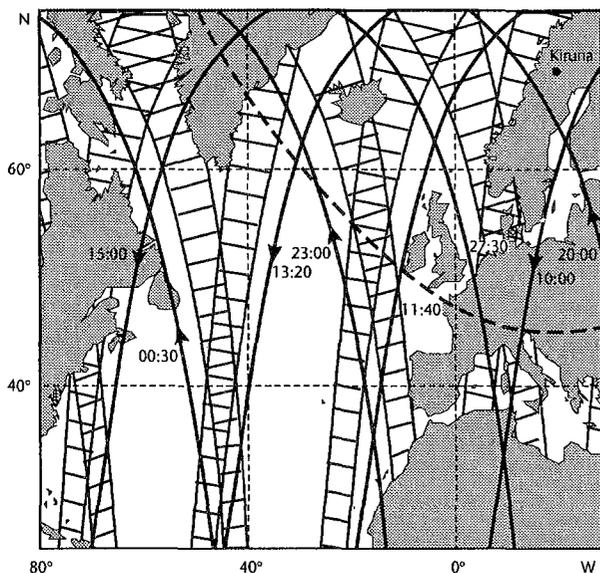


Figura 8.14 — Trayectorias subsatelitales del ERS-1 y cobertura de difusómetro del viento de la región del Atlántico Norte durante un día. Los grandes vacíos se llenan parcialmente los días subsiguientes; normalmente, esto ocurre en un ciclo de tres días. La línea de trazos muestra los límites de recepción de la estación terrena de Kiruna, en Suecia.

Como conocemos la geometría, por ejemplo el alcance y los ángulos de incidencia, se puede utilizar la ecuación 8.18 para calcular tres valores de σ^o para cada célula.

Se debe poder utilizar la función modelo (ecuación 8.19) para extraer los dos elementos de información requeridos — la velocidad y la dirección del viento — utilizando dos ecuaciones simultáneas apropiadas. Sin embargo, en la práctica no es posible; los tres σ^o comprenderán un error de medición finito, y la propia función es fuertemente no lineal. En realidad, el modelo, basado inicialmente en datos de aeronave, puede no ser aplicable en todos los casos. La velocidad y la dirección del viento pueden extraerse numéricamente, en general minimizando una función de la forma siguiente:

$$R = \sum_{i=1}^3 \left[\frac{\sigma_i^o - \sigma^o(U, \phi_i, \theta_i)}{\sigma_i^o \cdot Kp_i} \right]^2 \quad (8.20)$$

donde R es efectivamente la suma de los cuadrados de los errores residuales, comparando los valores medidos de σ^o con los de la función modelo (utilizando una estimación de la velocidad y de la dirección del viento), ponderada por el ruido en cada haz, Kp_i , vinculada con la relación señal/ruido. La estimación del vector viento se afina para minimizar R . Partiendo de direcciones del viento con primeras aproximaciones diferentes, la solución numérica puede converger en hasta cuatro vectores viento distintos, o ambiguos, aunque con frecuencia sólo dos son manifiestamente distintos: separados generalmente por 180° . Una de estas dos soluciones es la "correcta", puesto que es la más próxima a la dirección real del viento y se sitúa dentro de las exactitudes cuadráticas medias requeridas de 2 m s^{-1} y 20° . Se han desarrollado algoritmos para elegir cuál de la ambigua serie de soluciones es la correcta. También se han utilizado campos de viento de modelo numérico como primeras aproximaciones para ayudar en tales análisis. Se está trabajando con datos del ERS-1 para calibrar y validar los vientos obtenidos por satélite a partir de mediciones en superficie y a baja altitud por aeronaves.

8.3.4.3 VELOCIDAD DEL VIENTO DE SUPERFICIE MEDIDA POR RADIÓMETRO DE MICROONDAS

El sensor especial tomavistas en microondas (SSM/I) a bordo del satélite DMSP suministra datos sobre las temperaturas pirométricas radiométricas en varias frecuencias (19; 22; 37 y 85,5 GHz) y tanto en la polarización vertical como en la horizontal. Se han desarrollado varios algoritmos para medir diversos parámetros meteorológicos. Las velocidades del viento de superficie sobre el mar (no sobre tierra) pueden medirse con una exactitud de unos metros por segundo utilizando una ecuación de regresión de las temperaturas pirométricas en varios canales. Continúan los trabajos para verificar y desarrollar esos algoritmos, que todavía no se emplean operativamente.

8.3.5 Precipitación

8.3.5.1 TÉCNICAS EN EL ESPECTRO VISIBLE Y EN EL INFRARROJO

Las técnicas en el espectro visible y en el infrarrojo se derivan de las estimaciones cualitativas o cuantitativas de la precipitación realizadas a partir de imágenes de satélites, a través de relaciones indirectas entre la radiación solar reflejada por las nubes (o las temperaturas pirométricas de las nubes) y la precipitación. Se han desarrollado y experimentado varios métodos en los últimos 15 años, con más o menos éxito.

Existen dos procedimientos fundamentales, a saber, las técnicas de "historial" y de "indización de nubes". En el primer tipo se utilizan datos de satélites geoestacionarios que producen imágenes generalmente cada media hora. Se aplica sobre todo en sistemas convectivos. En el segundo tipo, basado también en la clasificación de las nubes, no se requiere una serie de observaciones consecutivas del mismo sistema nuboso. Procede señalar, empero, que hasta ahora ninguna de esas técnicas ha resultado "transportables". En otras palabras, las relaciones derivadas para determinada región y para un período de tiempo dado pueden no ser válidas para una región distinta, una estación distinta, o ambas.

Entre otros problemas figuran las dificultades para definir los límites de lluvia/no lluvia y la incapacidad de tratar las características de la lluvia a escala media o escala local. Los científicos que trabajan en este campo son conscientes de estos problemas, por lo que es práctica corriente hablar de la derivación de "índices de precipitación", en lugar de intensidad de la lluvia.

8.3.5.2 MÉTODOS DE INDIZACIÓN DE LAS NUBES

La indización de las nubes fue la primera técnica desarrollada para estimar las precipitaciones desde el espacio. Se basa en la hipótesis de que la probabilidad de precipitación en una región dada está relacionada con la cantidad y el tipo de nubes sobre esa región. Por tanto, se puede decir que la precipitación puede caracterizarse por la estructura de la superficie superior de la nubosidad asociada. Además, en el caso de una precipitación convectiva, también puede decirse que existe una relación entre la capacidad de una nube cumuliforme para producir lluvia, así como sus dimensiones vertical y horizontal. La extensión vertical de una nube convectiva está relacionada con la temperatura pirométrica de su cima (las cimas de nubes más altas corresponden a temperaturas pirométricas más frías).

Por consiguiente, se trata de realizar un análisis de la estructura de la nube (objetivo o subjetivo), basado en la definición de un criterio que vincula la nubosidad con un coeficiente (o índice) de precipitación. Esta característica puede ser, por ejemplo, el número de pixel de imagen por encima de determinado umbral.

El procedimiento general en los métodos de indización de las nubes en que intervienen observaciones en el infrarrojo consiste en derivar una relación entre el índice

de precipitación (PI) y una función de la zona de la superficie nubosa, $S[TBB]$, asociada a la temperatura pirométrica de fondo (TBB) más fría que un valor umbral dado T_0 . Esta relación puede expresarse generalmente como sigue:

$$PI = A_0 + \sum_i A_i S_i(TBB_i) \quad (8.21)$$

para $TBB_i < T_0$.

Si se desea, puede incluirse, a la derecha de la ecuación 8.21, un término adicional vinculado con la imagen visible.

La fase siguiente consiste en relacionar PI con una magnitud física que corresponda de alguna manera a la lluvia. Esto se hace ajustando los coeficientes A y el nivel umbral T_0 por comparación con observaciones independientes como las realizadas con pluviómetros o datos de radar.

Uno de los problemas propios de esta técnica es el error que crea la presencia potencial de nubes sin precipitación en capas altas, como los cirrus. Otra limitación se debe a que la medición por satélite representa una observación instantánea integrada en el espacio, en tanto que las observaciones con pluviómetros están integradas en el tiempo en un lugar dado.

8.3.5.3 MÉTODOS DE HISTORIAL

Estos métodos, como indica su nombre, se basan en la observación de una serie de imágenes consecutivas obtenidas por un satélite geoestacionario.

Se ha observado que la cantidad de precipitación asociada a determinada nube está relacionada también con su fase de desarrollo, por lo que dos nubes que presenten el mismo aspecto (desde el punto de vista de las imágenes VIS-IR) pueden producir cantidades diferentes de lluvia según se estén desarrollando o perdiendo intensidad.

Lo mismo que con la técnica de indización de nubes, se deriva una relación entre un índice de precipitación (PI) y una función del área de la superficie nubosa, $S[TBB]$, asociada a una temperatura pirométrica dada (TBB) sobre determinado nivel umbral. Además, se tiene en cuenta la evolución de la nube, y se expresa en términos de tasa de variación de $S[TBB]$ entre dos observaciones consecutivas.

Se puede derivar una ecuación, tan compleja como se desee, entre PI y las funciones de $S[TBB]$ y su derivada con respecto al tiempo:

$$PI = A + A_1 S(TBB) + A_2 \frac{d}{dt} S(TBB) \quad (8.22)$$

para $TBB < T_0$.

También en este caso es necesaria otra fase para relacionar el índice de precipitación definido por la ecuación con una magnitud física correspondiente a la lluvia.

Muchas de esas relaciones figuran ya en publicaciones que se han discutido ampliamente y han mostrado

que, al menos en un caso, teniendo en cuenta la evolución de la nube con el tiempo se agrega una complejidad innecesaria y se puede lograr un resultado comparable mediante una sencilla técnica de indización de nubes.

Recientemente se ha introducido más física en los diversos esquemas. Las mejoras comprenden:

- a) utilización de modelos de nubes para tener en cuenta la precipitación estratiforme asociada a menudo con lluvias convectivas, y para ayudar a clasificar las nubes;
- b) utilización de la microfísica de la nubes, como las relaciones entre tamaño de las gotas/intensidad de la lluvia;
- c) introducción de observaciones simultáneas de vapor de agua en la troposfera superior;
- d) introducción de un lapso de tiempo entre las observaciones realizadas por satélite y las mediciones en tierra.

También es evidente que los datos de satélite pueden utilizarse con las observaciones de radar, no sólo para validar un método, sino también como instrumento complementario. FRONTIERS (*Forecasting Rain Optimized using New Techniques of Interactively Enhanced Radar and Satellite* – Predicción de la lluvia optimada utilizando nuevas técnicas de radar y satélite interactivamente mejoradas), desarrollado por la Oficina Meteorológica del Reino Unido, representa un ejemplo de uso combinado de imágenes de satélite y observaciones de radar.

Se han efectuado y publicado numerosas comparaciones entre diferentes métodos aplicados a los mismos casos experimentales, pero hay que ser sumamente prudentes en cuanto a todo juicio definitivo sobre el éxito (o falta de éxito) de los métodos VIS-IR. El grado de éxito está muy vinculado a las escalas espaciales y temporales consideradas, y no cabe esperar que una regresión desarrollada y probada para utilizarla en estudios sobre el clima pueda ser igualmente válida para estimar una precipitación a escala media. También debe tenerse presente que siempre es fácil ajustar los coeficientes de regresión para un caso particular y pretender que se ha validado el método.

8.3.5.4 TÉCNICAS DE MICROONDAS

Las mediciones VIS-IR sólo representan observaciones de la superficie superior de las nubes. En cambio, con frecuencia se cree que la radiación en microondas no resulta afectada por la presencia de nubes. En general, esto no es cierto. Su grado de validez varía según la frecuencia de microondas utilizada y el tipo de nube observada.

Una importante diferencia entre la radiación en infrarrojo y microondas es que mientras que la emisividad de la superficie del mar es casi igual a uno en el infrarrojo, su valor (aunque variable) es mucho menor en la región de microondas (en el caso que nos ocupa, de 5 a 200 GHz). Por lo tanto, la temperatura pirométrica de fondo (TBB) en la superficie del océano es mucho

más fría en microondas. En tierra, la emisividad se aproxima a uno, pero varía considerablemente con la humedad del suelo.

En cuanto a las microondas, hay varios efectos diferentes asociados a la presencia de nubes sobre el océano. Dependen mucho de la frecuencia. Se están elaborando métodos activos (radar a bordo de un vehículo espacial) con fines experimentales.

8.3.6 Temperaturas de la superficie del mar

Las mediciones por satélite de la radiación emitida por la superficie del mar pueden utilizarse para derivar estimaciones de la temperatura de la superficie del mar (TSM), como complemento de los sistemas de observación *in situ* (por ejemplo, barcos, boyas a la deriva), a fin de emplearlas en aplicaciones meteorológicas u oceanográficas en tiempo real y en estudios sobre el clima. Si bien los satélites miden la temperatura de una capa del océano inferior a 1mm de espesor, los datos de satélite se comparan muy favorablemente con los convencionales. La gran ventaja de los datos de satélite que su cobertura geográfica rebasa generalmente con mucho la de los medios tradicionales. También, en muchos casos, la frecuencia de las observaciones por satélite es mejor que la obtenida con boyas a la deriva, si bien esto depende, entre otras cosas, del satélite y de la latitud de observación.

Las mediciones TSM por satélite se hacen la mayoría de las veces en longitudes de onda del infrarrojo, y en menor grado en hiperfrecuencias. Normalmente se utilizan radiómetros de exploración. En el IR, lo esencial de la derivación consiste en eliminar todos los pixel contaminados por la nubes y en corregir las temperaturas pirométricas medidas para la atenuación por el vapor de agua. La identificación de pixel sin nubes debe hacerse con sumo cuidado, para tener la seguridad de que las radiancias del océano no resultan afectadas por las nubes, que generalmente irradian a temperaturas mucho más frías que la superficie del océano. Se han desarrollado algoritmos con el fin concreto de eliminar las nubes en las mediciones TSM en el IR (por ejemplo, Saunders y Kriebel, 1988).

Las TSM por satélite en el IR pueden derivarse únicamente en zonas exentas de nubes, en tanto que en longitudes de onda de hiperfrecuencias la atenuación por las nubes es mucho más débil, hasta el punto de que, salvo en situaciones de fuerte convección, se dispone de mediciones de datos en microondas. El inconveniente de los datos de microondas es que la resolución espacial del instrumentos es normalmente de varias decenas de kilómetros, en tanto que en el IR es de 1 a 5 km aproximadamente. Las mediciones TSM en microondas se tratan en Alishouse y McClain (1985).

8.3.6.1 TÉCNICAS DE INFRARROJO

La mayoría de las mediciones por satélite se realizan en la ventana atmosférica de 10,5 a 12,5 μm , para la que las correcciones de las temperaturas pirométricas medidas, en razón de la atenuación por el vapor de agua, pueden llegar

hasta 10 K en atmósferas húmedas cálidas (tropicales). En las técnicas de derivación TSM se aborda normalmente este problema en una de las dos formas siguientes.

En el método de longitudes de trayectos diferentes (multivisión), las observaciones se efectúan en el mismo lugar del mar, desde distintos ángulos. Como la atenuación de la atmósfera es proporcional a la longitud del trayecto, pueden utilizarse mediciones desde dos ángulos de visión para corregir la atenuación. Un ejemplo de instrumento en el que se aplica esta técnica es el radiómetro de exploración en el sentido de la trayectoria (ATSR), una nueva generación de radiómetros IR con doble ángulo de visión del mar, fabricado especialmente para proporcionar mediciones TSM exactas (Prata y otros, 1990). Va a bordo del satélite de teledetección ERS-1 de la Agencia Espacial Europea, lanzado en julio de 1991.

En la técnica de ventanas divididas, las correcciones de la atenuación atmosférica pueden hacerse en razón de la absorción diferencial en determinada región ventana de la atmósfera (por ejemplo, 10,5 a 12,5 μm), y de la naturaleza de absorción de vapor de agua, que depende mucho de la longitud de onda. Las distintas temperaturas pirométricas de IR medidas para dos longitudes de onda cualesquiera en la ventana IR de 10 a 12 μm confirman los estudios teóricos que indican una relación sumamente lineal entre cualquier par de temperaturas IR y la corrección necesaria. Por consiguiente, la diferencia de atenuación atmosférica entre un par de longitudes de onda es proporcional a la diferencia de atenuación entre un segundo par. Se elige una ventana como ventana perfecta (a través de la cual el satélite "ve" la superficie del océano) y una longitud de onda es común a los dos pares. Un algoritmo típico de ventana dividida tiene la forma siguiente:

$$T_S = a_0 + T_{11} + a_1 (T_{11} - T_{12}) \quad (8.23)$$

En donde T_S es la TSM; los valores de T son las temperaturas pirométricas a 11 ó 12 μm , según se ha indicado, y a_0 , y a_1 son constantes. Los algoritmos de esta forma general se han derivado para utilizarlos en mediciones diurnas o nocturnas, empleando varios canales IR (por ejemplo, McClain, Pichel y Walton 1985).

INSTRUMENTOS

Para las mediciones TSM se han utilizado varios instrumentos a bordo de satélites (véase Rao y otros, 1990);

- a) NOAA AVHRR;
- b) GOES VAS;
- c) NOAA HIRS/MSU;
- d) GMS VISSR;
- e) Seasat y Nimbus-7 SMMR (radiómetro multicanal de exploración en microondas);
- f) SSM/T (sondeador especial de temperatura en microondas) en el DMSP (Programa de satélites meteorológicos para la defensa).

La fuente de TSM por satélite más utilizada, y con mucho, ha sido el AVHRR, en los canales 3; 4 y 5 (Anexo 8.A).

8.3.6.2 COMPARACIÓN CON OBSERVACIONES EN TIERRA

Antes de considerar la comparación entre TSM derivadas por satélite con mediciones *in situ* es importante comprender lo que miden realmente los instrumentos del satélite. Entre unos 3 y 14 μm , los radiómetros a bordo sólo miden la radiación emitida por una capa de "piel" de un espesor del orden de 1 mm. La temperatura física real de esa capa superficial puede diferir varios grados K de la temperatura del mar a un nivel inferior (por ejemplo a una profundidad comprendida entre algunos metros y varias decenas de metros), según las condiciones prevalecientes y cierto número de factores, tales como:

- a) la mezcla de las capas superiores del océano debido al viento, o al ajuste gravitacional durante la noche, una vez enfriadas las capas más altas por efecto radiativo;
- b) el calentamiento de la superficie del océano por la luz solar;
- c) la evaporación;
- d) la lluvia;
- e) las corrientes;
- f) el aumento y el descenso de las aguas

El mayor de estos problemas puede ser el calentamiento de la capa superior del océano en un día tranquilo y soleado. Hasta cierto punto, la disparidad entre las TSM de satélite se evita utilizando los algoritmos diurnos y nocturnos, especialmente afinados para tener en cuenta los efectos oceánicos durante el día. Con frecuencia se prefieren las TSM de satélite nocturnas porque el efecto de piel y la termoclina oceánica son mínimos de noche. También debe recordarse que las mediciones por barco se refieren a un valor puntual de determinada profundidad ("temperatura de toma") de 10 m o más, en tanto que el satélite mide la radiancia promediada en una gran superficie (de 1 a varias decenas o centenares de km^2). Debe señalarse que la calidad de los datos de barco con frecuencia puede variar mucho.

Rao y otros (1990) muestran una comparación entre las TSM de satélite multicanal a escala mundial con boyas a la deriva. El error es muy pequeño y la desviación cuadrática media es de 0,5 K. Comparaciones típicas de TSM de satélite en IR y datos *in situ* (por ejemplo, de boyas) muestran sesgos de 0,1 K como máximo, y errores en la gama de 0,4 a 0,6 K.

Rao y otros (1990) muestran asimismo una comparación de TSM de satélites en microondas (con el instrumento SMMR) y observaciones de barco. El sesgo es de 0,22 K, y la desviación típica de 0,75 K, en un mes.

En resumen, las TSM derivadas de satélites son una importante fuente de observaciones para aplicaciones meteorológicas y oceanográficas. Como los instrumentos a bordo de satélites proporcionan mediciones de la temperatura del mar muy distintas de las procedentes de barcos o boyas, hay que tener cuidado al fusionar los datos de satélite con datos clásicos. Sin embargo, muchos de estos posibles problemas de fusión de series de datos ligeramente dispares se han resuelto afinando

minuciosamente algoritmos TSM de satélite, para tener la seguridad de que los datos obtenidos por satélite son coherentes con un punto de referencia definido por las observaciones de boyas a la deriva.

8.3.7 *Humedad en la troposfera superior*

El método utilizado para extraer valores de humedad en la troposfera superior (UTH) (a partir de datos de satélites geoestacionarios) se basa en la interpretación de las radiancias del canal de vapor de agua de $6,7 \mu\text{m}$, y los resultados representan un valor medio a través de una espesa capa de la atmósfera, entre 600 y 300 hPa aproximadamente. Los límites de esta columna atmosférica no pueden especificarse con precisión, porque la función de contribución del canal de vapor de agua varía en altitud proporcionalmente al contenido en vapor de agua de la atmósfera. El resultado del tratamiento del segmento ofrece una descripción de todas las superficies identificadas (nube, tierra o mar) y el producto UTH sólo se deriva para segmentos que no contienen nubes medias ni altas. La resolución horizontal es la del segmento nominal, y los valores se expresan en porcentaje de humedad relativa.

El producto se extrae de METEOSAT dos veces al día (sobre la base de los datos de imagen de 1100 y 2300 UTC), y se difunde por el SMT en clave SATOB de la OMM.

8.3.8 *Ozono total*

La luz ultravioleta solar que llega a la atmósfera es en parte absorbida y en parte retrodifundida al espacio. Como el ozono es el principal retrodifusor, el radiómetro de retrodifusión solar UV (SBUV), que mide las radiaciones UV retrodifundidas, permite calcular la distribución mundial y la variación temporal del ozono atmosférico. Las mediciones en la banda UV, de 160 a $400 \mu\text{m}$, revisten ahora gran interés como indicador de posibles cambios climáticos.

Además del SBUV, el espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS) a bordo del Nimbus-7, es un aparato monocromo para medir la radiación en seis bandas de $0,28$ a $0,3125 \mu\text{m}$. Desde hace más de un decenio proporciona estimaciones de ozono total hasta un 2 por ciento aproximadamente de los datos en tierra, y es una de las principales fuentes de datos en la vigilancia del "agujero de ozono".

En vez de medir las longitudes de onda UV o del espectro visible, una banda de absorción del ozono de $9,7 \mu\text{m}$ en el IR térmico ha permitido medir la densidad de la columna de ozono total, utilizando radiómetros a bordo de satélites con exploración del limbo o subsatélite (por ejemplo, los instrumentos TOVS a bordo de satélites NOAA comprenden un canal de $9,7 \mu\text{m}$). La precisión de este tipo de medición por satélite comparada con los datos en tierra (por ejemplo, con el espectrofotómetro de Dobson) es de 10 por ciento aproximadamente, sobre todo a causa de la dependencia de un solo canal (véase Ma, Smith y Woolf, 1984).

Cabe señalar que la enorme ventaja de los datos de satélite con respecto a los datos terrestres (sondas de ozono o mediciones de Dobson) es la cobertura temporal y la gran cobertura espacial debido a las cuales esos datos son sumamente importantes para la vigilancia del agotamiento del ozono global, en particular sobre las regiones polares, donde las redes clásicas de observación son muy escasas.

En el decenio de 1990 se han puesto en servicio nuevos instrumentos satelitales especializados, que miden los niveles del ozono u otros componentes conexos en la atmósfera superior. Estos comprenden varios instrumentos a bordo del satélite de investigación de la atmósfera superior (UARS) de la NASA; el instrumento de medición del ozono y los aerosoles polares (POAM 2), a bordo del Spot-3, un satélite de teledetección lanzado en 1993; el experimento 3 sobre gases y aerosoles estratosféricos (SAGE III); y una serie de instrumentos que se prevé lanzar con los satélites no estacionarios en órbita polar del sistema de observación de la Tierra (EOS) a finales del decenio.

8.3.9 *Detección de cenizas volcánicas*

Las nubes de cenizas volcánicas presentan un grave peligro para la aviación. Tan sólo desde 1970 ha habido un gran número de incidentes peligrosos y costosos con aviones a reacción que volaban por inadvertencia entre nubes de ceniza procedentes de volcanes, especialmente en la región Asia-Pacífico y en el arco del Pacífico, donde hay un gran número de volcanes en actividad. Como resultado de este problema, la OMM, la OACI y otras organizaciones han trabajado activamente para disponer de mejores sistemas de detección y aviso, a fin de reducir al mínimo los riesgos para los pasajeros y los aviones.

La distinción entre nubes de ceniza volcánica y nubes normales (agua/hielo) a partir de imágenes de satélites en un solo canal en el espectro infrarrojo o visible es sumamente difícil, si no imposible, debido sobre todo a que las nubes de ceniza aparecen con frecuencia en regiones donde la nubosidad y la actividad de las tormentas son frecuentes, y a que ambos tipos de nubes son similares. Sin embargo, recientemente se han desarrollado técnicas para utilizar el canal de ventana dividida en el instrumento AVHRR de la NOAA para ayudar a distinguir las nubes de cenizas de las nubes normales, y mejorar la delimitación de las nubes de ceniza que pueden no ser visibles en imágenes IR de un solo canal.

La técnica que se utiliza en el AVHRR se basa en que las propiedades microfísicas de las nubes de ceniza difieren de las propiedades de las nubes de agua/hielo en el IR térmico, de manera que por encima de una nube de ceniza la diferencia de la temperatura pirométrica entre los canales 4 y 5 del instrumento AVHRR, T4 y T5, es normalmente negativa y llega hasta unos -10 K , en tanto que para las nubes de agua/hielo, los valores T4 y T5 son próximos a cero, o pequeños y positivos (Prata, 1989, y Potts, 1993).

Este principio de detección de las nubes de ceniza volcánica se aplica actualmente en el desarrollo de radiómetros multicanal utilizados en tierra o a bordo de aeronaves.

Se han efectuado muy pocos estudios con observaciones *in situ* de nubes de ceniza volcánica, con el fin de comprobar la calidad y la exactitud de la discriminación de este tipo de nubes, utilizando el AVHRR. Los informes de observaciones en tierra de erupciones volcánicas suelen utilizarse operativamente para indicar a los meteorólogos que las imágenes de los satélites pueden emplearse luego para vigilar la evolución y el movimiento subsiguientes de las nubes de ceniza. Procede señalar que la técnica tiene sus limitaciones; por ejemplo, en los casos en que las nubes de ceniza pueden dispersarse, y la radiación subyacente de las nubes de agua/ hielo y de las superficie mar/tierra puede dar como resultado valores T4 y T5 próximos de cero o positivos, en lugar de negativos, como cabría esperar por encima de las nubes de ceniza volcánica.

8.3.10 Índices normalizados de diferencia de vegetación

Las observaciones por satélite pueden utilizarse para identificar y vigilar la vegetación (Rao y otros, 1990). Las aplicaciones comprenden la vigilancia de cultivos, la deforestación, la ordenación forestal, la evaluación de la sequía y la vigilancia de las crecidas. La técnica se basa en que la reflectancia de la vegetación rica es débil en longitudes de onda del espectro visible, pero muy fuerte en la región de 0,7 a 1,3 μm (debido a la interacción de la radiación incidente con la clorofila). Sin embargo, la reflectancia del suelo y del mar sigue siendo baja en las regiones próximas al IR y al visible. De ahí que en las técnicas de evaluación de la vegetación por satélite se utilice generalmente la diferencia de reflectividad entre un canal en el visible y un canal cerca del IR de 1 μm aproximadamente.

Por ejemplo, el índice normalizado de diferencia de vegetación (NDVI) obtenido con datos AVHRR, cuyo uso está muy generalizado, se define como:

$$\text{NDVI} = (\text{Ch2} - \text{Ch1}) / (\text{Ch2} + \text{Ch1}) \quad (8.24)$$

Los valores de este índice se sitúan generalmente en la gama de 0,1 a 0,6 por encima de la vegetación, y los valores más altos están asociados a un mayor verdor y una mayor densidad de la cubierta vegetal. En cambio, sobre nubes, nieve, agua o rocas, el NDVI está muy próximo de cero o es negativo.

La vigilancia de la vegetación por satélite se utilizó ampliamente por primera vez a mediados del decenio de 1970. Desde entonces se ha perfeccionado, principalmente como resultado del mejor conocimiento gradual teórico de la compleja interacción entre la vegetación y la radiación incidente, y también del mejor conocimiento de las características del instrumento a bordo y de las correcciones requeridas para las mediciones por satélite. Lo mismo que las mediciones TSM por satélite, el tratamiento de datos satelitales de NDVI conlleva numerosas

correcciones para la geometría de la visión del satélite y la iluminación solar, los efectos atmosféricos, tales como aerosoles y vapor de agua, las características de calibración del instrumento, etc. Asimismo, al comienzo se procede también a eliminar nubes para obtener pixels sin nubes.

Los tres principales instrumentos utilizados en la vigilancia de la vegetación por satélite son el AVHRR de la NOAA, y el Explorador Multiespectral y el Instrumento de Cartografía Temática de Landsat.

La interpretación de los NDVI y su aplicación a diversos sectores de la meteorología o a la ciencia del sistema terrestre se basan en la comprensión de lo que mide exactamente el instrumento del satélite, lo cual es un complejo problema porque en el campo de visión las hojas verdes pueden orientarse a diferente ángulos, y puede haber distintos tipos de vegetación, así como partes del campo de visión sin vegetación alguna. Sin embargo, el NDVI se correlaciona con parámetros medidos en tierra, como se indica en la Figura 8.15 (Paltridge y Barber, 1988), que muestran un NDVI (denominado V_0) trazado teniendo en cuenta el contenido de humedad de los combustibles (FMC), derivado de las muestras de vegetación tomadas en tierra, en diferentes lugares vistos por el instrumento AVHRR de la NOAA. El gráfico muestra que el NDVI guarda una buena correlación con el contenido en humedad de los combustibles, salvo más allá de un valor crítico de FMC en el que la vegetación es muy verde, y con respecto al cual el NDVI se mantiene constante. Por lo tanto, el NDVI puede ser muy útil en las predicciones meteorológicas de los incendios.

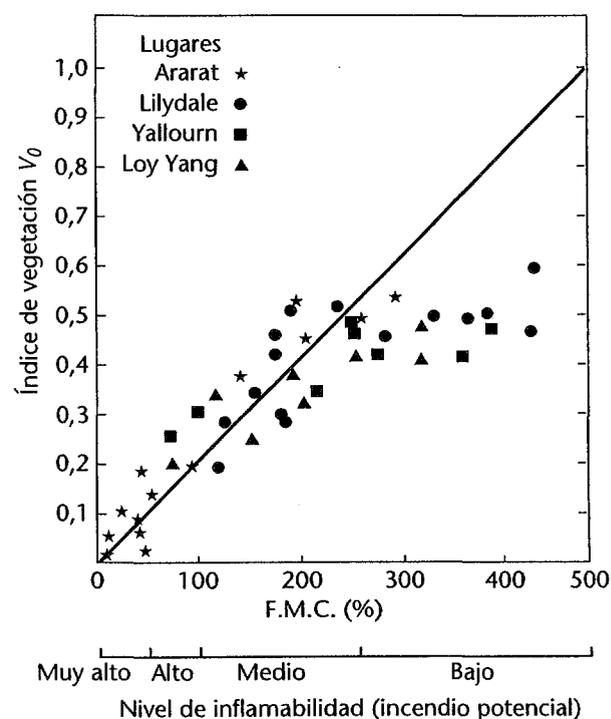


Figura 8.15 — Índice de vegetación observado por satélite de cobertura total en función del contenido de humedad del combustible. Cada punto es un lugar determinado medio en un tiempo de muestreo dado (véase el texto).

En la Figura 8.16 (Malingreau, 1986) se muestra el NDVI en un período de tres años, para una zona de arrozales de Tailandia. Las crestas en el NDVI corresponden a los cultivos de arroz en estación seca y en estación húmeda.

8.3.11 Otros parámetros

Actualmente se estiman mediante satélite otros parámetros, entre ellos diferentes gases en trazas atmosféricas, humedad del suelo (a partir de datos de radar de apertura sintética (ERS-1)), el vapor de agua integrado (SSM/I), el agua líquida en las nubes (SSM/I), la distribución de las aguas de crecidas, y el balance de radiación de la tierra (ERBE) (a bordo de satélites no geostacionarios en órbita polar de la NOAA). La presión atmosférica no se ha medido aún en forma fiable desde el espacio. La inestabilidad atmosférica puede medirse a partir de los perfiles de temperatura y de humedad.

Se ha podido realizar un eficaz seguimiento de los incendios de montes bajos con instrumentos a bordo de satélites, especialmente el AVHRR de la NOAA (por ejemplo, Robinson, 1991). El canal 3 (en la ventana de $3,7 \mu\text{m}$) es sumamente sensible a la presencia de "puntos calientes", es decir, regiones en las que la temperatura pirométrica puede variar de 400 K a unos 1.000 K. Es sensible debido a la fuerte sensibilidad térmica de la función de Planck y a la cresta de la radiancia de un cuerpo negro a partir de objetos calientes a unos $4 \mu\text{m}$.

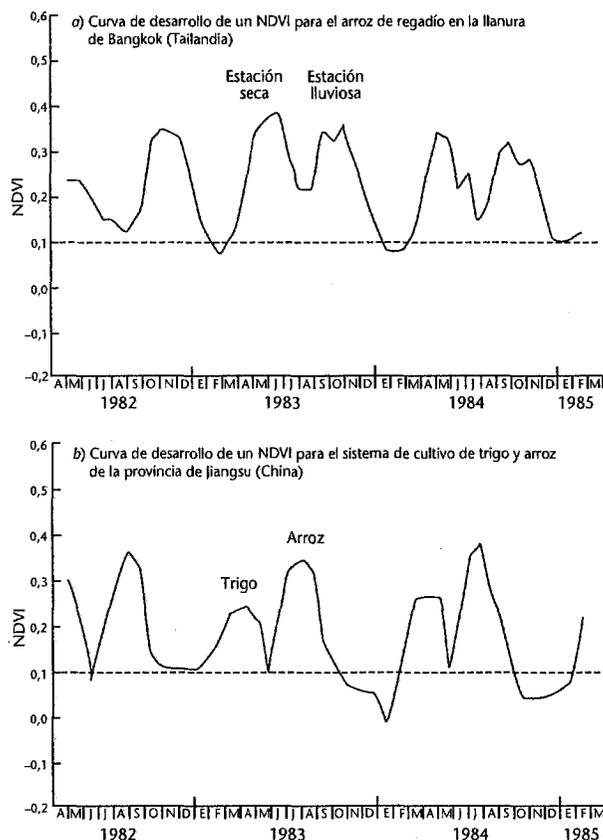


Figura 8.16 — Curva de desarrollo del NDVI para el sistema de regadío de arroz en Tailandia, y de trigo y arroz en China.

Los puntos calientes destacan muchísimo en las imágenes del canal 3, lo que permite detectar con exactitud el frente de un incendio. En combinación con las imágenes del canal 1 y del canal 4, que pueden utilizarse para identificar el humo y las nubes, respectivamente, las del canal 3 son muy útiles para detectar incendios.

La nieve y el hielo pueden detectarse con instrumentos como el AVHRR (en el visible y en el infrarrojo) o el SMMR (microondas) a bordo del Nimbus-7 (por ejemplo, Gesell, 1989). Con el AVHRR, en el proceso de detección interviene la discriminación entre nieve/hielo y diversas superficies como tierra, mar o nubes. La variación con longitud de onda de las características espectrales de esas superficies se explota utilizando algoritmos en los que intervienen técnicas como umbrales, tasas de radiancia o de reflectividad en distintas longitudes de onda; diferencias entre radiancias y reflectividades, o coherencia espacial. El inconveniente de utilizar el AVHRR es que la detección queda limitada por la presencia de nubes, lo cual es importante porque la nubosidad puede ser muy alta en las regiones de interés.

En las longitudes de onda de hiperfrecuencias, la detección de hielos marinos se basa en el marcado contraste entre el mar y el hielo, debido a emisividades sumamente diferentes (y, por tanto, a temperaturas de brillo) de esas superficies en las longitudes de onda de hiperfrecuencias. La principal ventaja de la detección en hiperfrecuencias es la capacidad en cualesquiera condiciones meteorológicas, aunque la resolución espacial sea en general de varias decenas de km, en comparación con 1 km en el caso del AVHRR.

8.4 Instalaciones y medios conexos

8.4.1 Telemetría satelital

Todos los satélites reciben instrucciones y transmiten datos utilizando instalaciones de telemetría. Sin embargo, todos los satélites meteorológicos en órbita geostacionaria y algunos en órbitas polares llevan transpondedores a bordo que reciben datos transmitidos desde plataformas de recopilación de datos (PERD) en estaciones periféricas. Esto permite a los satélites actuar como estaciones retransmisoras de telemetría.

Las ventajas que ofrece la telemetría por satélite son las siguientes:

- no hay necesidad de estaciones repetidoras;
- la instalación de las estaciones periféricas y de los receptores es sencilla;
- las estaciones periféricas pueden desplazarse fácilmente de un lugar a otro;
- las estaciones periféricas son discretas; sus antenas son pequeñas y no requieren altos mástiles;
- está muy poco limitada por la topografía;
- un receptor puede recibir datos de estaciones periféricas que cubran más de la cuarta parte de la superficie terrestre;
- la corriente necesaria es mínima, por lo que la energía solar es adecuada;

- h) el equipo tiene una gran fiabilidad, tanto a bordo del satélite como en tierra;
- i) el usuario no necesita ninguna licencia de frecuencias, por disponer de ella el operador del satélite;
- j) se pueden utilizar tantos receptores como sea necesario, sin tener que aumentar la energía, o las instalaciones, en las estaciones periféricas.

8.4.2 Sistema telemétrico PRD de METEOSAT

En la Figura 8.17 se muestra el sistema de telemétrico PRD de METEOSAT. Procede señalar que con los satélites GOES, GMS e INSAT se utilizan sistemas similares, que se describen en OMM, 1989. Los sistemas para otros satélites geoestacionarios son análogos. La estación periférica (A) transmite sus mediciones a METEOSAT (B) a lo largo del trayecto 1 a determinados intervalos (cada hora, cada tres horas, diariamente, etc.). Dispone de un intervalo de tiempo de un minuto para transmitir sus datos, a una frecuencia comprendida entre 402,01 MHz y 402,20 MHz, con una potencia de cinco vatios (de 25 a 40 vatios para las estaciones móviles, con antenas omnidireccionales).

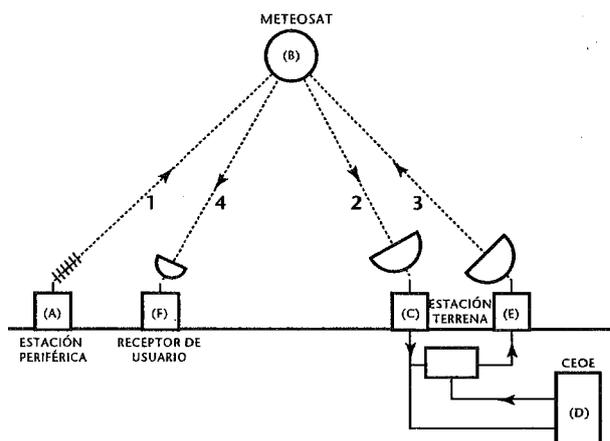


Figura 8.17 — El sistema telemétrico de METEOSAT.

El satélite retransmite inmediatamente esos datos a la estación terrena del CEOE (C), situada en Odenwald, cerca de Michelstadt (Alemania), a lo largo del trayecto 2, a una frecuencia de unos 1.675 MHz. Desde allí se retransmiten los datos por línea terrestre al CEOE, a unos 40 km al noroeste de Odenwald, en Darmstadt (D). Allí se efectúa el control de calidad, se archivan y, cuando procede, se distribuyen por la Red Mundial de Telecomunicación. También se conservan en la estación terrena y se devuelven a METEOSAT (multiplexados con los datos de imágenes), mediante una segunda antena parabólica (E), a lo largo del trayecto 3, para retransmitirlos a los usuarios a través del satélite por el trayecto 4.

La señal tiene tal nivel que puede recibirse con una antena parabólica de 2 m de diámetro, aunque muchas veces basta con 1,5 m. El disco parabólico lleva incorporado un "convertidor reductor", con el fin de convertir la señal recibida de 1.694,5 MHz a 137 MHz, para

aplicarla a la entrada del receptor, que decodifica las transmisiones y envía los datos en caracteres ASCII a una impresora o un PC.

El equipo que constituye lo esencial de una estación periférica es la Plataforma de Recopilación de Datos (PRD). Se trata de un conjunto electrónico, muy similar a un registrador, que puede aceptar varias tensiones de entrada analógicas directamente de los sensores, o datos de serie (RS232) de una unidad de procesamiento entre los sensores y la PRD. También dispone de una pequeña memoria para almacenar las lecturas efectuadas entre transmisiones, una sección de procesador para la gestión global, un circuito de reloj, el radiotransmisor y una antena direccional u omnidireccional.

En la memoria se pueden almacenar hasta 600 bytes para transmitirlos a 100 bits por segundo. Esta capacidad puede duplicarse, pero entonces se requieren dos intervalos de un minuto para la transmisión. La capacidad se determina por la cantidad de datos que se pueden transmitir en un intervalo de un minuto.

Las PRD se programan en fábrica con su dirección (número octal de ocho dígitos) y su hora de transmisión, ambas especificadas por Eumetsat. En los futuros modelos será posible que la programación pueda hacerla el usuario, a fin de lograr más flexibilidad.

En explotación, el reloj interno de la PRD es ajustado por un operador a la hora TMG, para lo que se utiliza un "sincronizador" o un PC portátil. Se admite una variación de hasta 15 segundos en ambos sentidos, después de lo cual hay que reajustarlo. En las horas convenidas, la PRD transmite el contenido acumulado de su memoria a METEOSAT, con lo que queda vacía y puede recibir la siguiente serie de datos para transmitirlos en el siguiente intervalo de tiempo, operación que se repite indefinidamente.

El sincronizador (o PC) puede utilizarse también para dar un nombre a la estación (por ejemplo, su lugar) y realizar toda una serie de pruebas que comprenden la verificación del ajuste del reloj, la tensión de la batería, el estado del transmisor, las entradas analógicas y el contenido de la memoria. También es posible acelerar el reloj para probar el funcionamiento general, incluida una prueba de transmisión (en una carga ficticia para impedir la interferencia transmitiendo fuera del intervalo de tiempo asignado)

Una PRD puede ir dentro de una pequeña caja y ser alimentada por batería solar. El resto de la estación exterior comprende los sensores, similares a los de una estación de registro clásica o una instalación terrestre de radiotelegrafía.

8.4.3 Tratamiento de datos por METEOSAT

IMÁGENES

Las imágenes se establecen, línea por línea, mediante un radiómetro multispectral (véanse las secciones anteriores).

METEOSAT gira alrededor de su eje a 100 rotaciones por minuto, explorando la Tierra en líneas

horizontales, de este a oeste. Un espejo efectúa un pequeño desplazamiento de sur a norte en cada rotación, efectuando una exploración completa de la Tierra en 25 minutos (comprendidos 5 minutos para reajustar el espejo para la siguiente exploración).

La imagen visible está formada por 5.000 líneas, cada una de 5.000 pixels, lo que da una resolución de 2,5 km directamente por debajo del satélite (menor resolución que en latitudes más altas). Las dos imágenes de infrarrojo comprenden cada una 2.500 líneas de 2.500 pixel, lo que da una resolución subsatelital de 5 km.

Las imágenes se transmiten digitalmente, línea por línea, a 333.000 bits por segundo, durante el tiempo que el explorador mira al espacio. Esas transmisiones no están destinadas al usuario final, sino que pasan directamente a la estación terrena, donde son tratadas por el CEOE y difundidas luego a los usuarios, a través de METEOSAT, por dos canales distintos.

El primer canal se reserva para los datos de imágenes digitales de gran calidad, que se reciben en una estación principal de utilización de datos (PDUS). El segundo canal transmite las imágenes en forma analógica denominada WEFAX (Facsímil meteorológico), que es la norma utilizada por la mayoría de los satélites meteorológicos (comprendidos los satélites no estacionarios en órbita polar). Estas últimas imágenes pueden recibirse en estaciones secundarios de utilización de datos (SDUS).

Las SDUS reciben imágenes que abarcan diferentes secciones de la superficie terrestre en el campo de visión de METEOSAT. Las transmisiones se hacen con arreglo a un horario diario; cada cuatro minutos se transmite una imagen. Las SDUS reciben también transmisiones de las PRD.

TRATAMIENTO DE DATOS EN LAS PRD

Además de obtener y difundir las imágenes, METEOSAT dispone actualmente de 66 canales para retransmitir los datos de las PRD de las estaciones periféricas a la estación terrena. La mitad de los canales se reservan para uso internacional, es decir, para las PRD móviles que pasan del campo de visión de un satélite meteorológico geoestacionario al del siguiente. El resto corresponde a las PRD "regionales" fijas. Cada canal puede dar servicio a tantas PRD como lo permitan su frecuencia de información y sus longitudes de información. Por lo tanto, con emisiones cada tres horas y mensajes de un minuto desde todas las PRD, y con un período intermedio de 30 segundos entre cada una (para tener en cuenta la variación del reloj), cada canal puede acomodar 120 PRD, lo que da un total de 7.920.

8.4.4 *Sistemas telemétricos satelitales en órbita polar*

Estos satélites giran en una órbita baja en dirección norte-sur, con un período de unos 100 minutos. Por consiguiente, no aparecen estacionarios en un punto del

cielo, sino que aparecen sobre el horizonte, atraviesan luego el cielo (no forzosamente por encima), y desaparecen en el horizonte opuesto. Son visibles durante diez minutos más o menos en cada pasada, pero esto varía según el ángulo.

Tales órbitas imponen un modo de funcionamiento distinto para el sistema de telemetría que las utilice. A diferencia de los sistemas geoestacionarios, las PRD utilizadas con satélites en órbita polar (denominados sistemas de recopilación de datos — SRD) no pueden transmitir en horas fijas, ni pueden orientar su antena hacia un punto del cielo. En lugar de eso, los SRD se ajustan para transmitir a determinados intervalos, que varían entre 100 y 200 segundos. Utilizan una frecuencia similar, aunque no idéntica, a las PRD, y su antena es forzosamente omnidireccional.

A cada estación periférica se le asigna un intervalo de transmisión ligeramente distinto, con el fin de reducir la posibilidad de que dos estaciones transmitan simultáneamente. Como, debido al desplazamiento del satélite, se produce una desviación Doppler en la frecuencia de recepción, se obtiene una nueva separación de las estaciones periféricas, lo que difiere en cada SRD porque ocupa un lugar diferente con relación al satélite.

Esta última característica se utiliza también para poder seguir la posición de las estaciones periféricas móviles. Es uno de los factores más útiles de las órbitas polares, pues se puede seguir, por ejemplo, a una boya a la deriva y recoger sus datos. Además, la boya puede desplazarse completamente alrededor de la Tierra y ser seguida por el mismo satélite. Esta es la base del sistema ARGOS, que funciona con satélites NOAA, dirigido por Francia. Incluso las SRD fijas pueden beneficiarse de ello, pues el sistema permite recoger datos desde cualquier punto de la Tierra, a través de ese satélite.

Las transmisiones de las SRD son recibidas por el satélite en un punto determinado de su vuelo. Los medios de transmisión de los datos recibidos al usuario deben diferir de los adoptados por METEOSAT. Esto se hace por dos procedimientos.

En el primero, se retransmiten inmediatamente en tiempo real, en la banda de ondas decimétricas, y pueden llegar al receptor del usuario que disponga de antena omnidireccional. Para garantizar la comunicación, tanto el receptor como la estación periférica no deben estar separados por más de 2.000 km, puesto que ambos han de poder ver el satélite al mismo tiempo.

En el segundo, los datos recibidos se registran en un registrador de cinta magnética a bordo del vehículo espacial y se retransmiten a las estaciones terrenas cuando el satélite las sobrevuela. Esas estaciones se encuentran en Estados Unidos y en Francia (sistema ARGOS). Desde allí, los datos se difunden por el SMT o se imprimen y envían por correo, cuando hay menos urgencia.

Es bastante costoso utilizar satélites polares y, si bien presentan algunas ventajas excepcionales con respecto a los sistemas geoestacionarios, se utilizan

menos como satélites de telemetría. Su principal ventaja consiste en que pueden recoger datos en altas latitudes, a las que no llegan los satélites geoestacionarios.

También pueden ser valiosos en las regiones del mundo no abarcadas actualmente por satélites geoestacionarios. Por ejemplo, el satélite japonés GMS no ofrece actualmente medios de retransmisión, y los usuarios sólo pueden recibir los datos por el SMT. Mientras la superficie terrestre no esté totalmente abarcada por satélites geoestacionarios con medios de retransmisión, los satélites en órbita polar llenarán satisfactoriamente esa laguna.

Referencias

- Alishouse, J.C. y McClain, E.P., 1985: Sea surface temperature determinations. *Advances in Geophysics*, 27, págs. 279-296.
- Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, 1993: *Technical Proceedings of the Sixth International TOVS Study Conference*. University of Wisconsin (see also proceedings of previous conferences, 1991, 1988).
- Eyre, J.R., Brownscombe, J.L. y Allam, R.J., 1984: Detection of fog at night using advanced very high resolution radiometer imagery. *Meteorological Magazine*, 113, págs. 264-271.
- Gesell, G., 1989: An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, págs. 897-905.
- King-Hele, D., 1964: *Theory of Satellite Orbits in An Atmosphere*. Butterworth, Londres.
- Ma, X.L., Smith, W.L. y Woolf, H.M., 1984: Total ozone from NOAA satellites: A physical model for obtaining measurements with high spatial resolution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, págs. 1309-1314.
- Malingreau, J.P., 1986: Global vegetation dynamics: Satellite observations over Asia. *International Journal of Remote Sensing*, 7, págs. 1121-1146.
- Massey, H., 1964: *Space Physics*. Cambridge University Press, Londres.
- McClain, E.P., Pichel, W.G. y Walton, C.C., 1985: Comparative performance of AVHRR-based multi-channel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 90, págs. 11587-11601.
- Paltridge, G.W. y Barber, J., 1988: Monitoring grassland dryness and fire potential in Australia with NOAA/AVHRR data. *Remote Sensing of the Environment*, 25, págs. 381-394.
- Potts, R.J., 1993: Satellite observations of Mt. Pinatubo ash clouds. *Australian Meteorological Magazine*, 42, págs. 59-68.
- Prata, A.J., 1989: Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 micron window using AVHRR/2. *International Journal of Remote Sensing*, 10, págs. 751-761.
- Prata, A.J. y otros, 1990: The along-track scanning radiometer for ERS-1: Scan geometry and data simulation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, págs. 3-13.
- Rao, P.K. y otros, 1990: *Weather Satellites: Systems, Data, and Environmental Applications*. American Meteorological Society, Boston.
- Robinson, J.M., 1991: Fire from space: Global fire evaluation using infrared remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 12, págs. 3-24.
- Saunders, R.W. y Kriebel, K.T., 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy irradiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9, págs. 123-150.
- Smith, W.L., 1985: Satellites. En: Haughton, D. D. (ed.), *Handbook of Applied Meteorology*, Wiley, Nueva York, págs. 380-472.
- Smith, W.L. y Platt, C.M.R., 1978: Comparisons of satellite-deduced cloud heights with indications from radiosonde and ground-based laser measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 17, págs. 1796-1802.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*, OMM-Nº 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*, OMM-Nº 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994a: *Application of Satellite Technology: Annual Progress Report 1993*. WMO Satellite Report No. SAT-12, WMO/TD-No. 628, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994b: *Information on Meteorological and Other Environmental Satellites*. Tercera edición, OMM-Nº 411, Ginebra.

ANEXO 8.A

CANALES DE RADIÓMETROS DE RESOLUCIÓN PERFECCIONADA (AVHRR)

Resolución en el nadir 1,1 km: anchura de la banda explorada > 2.600 km.

<i>Canal</i>	<i>Longitud de onda μm</i>	<i>Principales usos</i>
1	0,58-0,68	Cartografía diurna de la superficie de las nubes
2	0,725-1,10	Agua, hielo y fusión de nieve en superficie
3	3,55-3,93	Temperatura de la superficie del mar, cartografía nocturna de las nubes
4	10,30-11,30	Temperatura de la superficie del mar, cartografía diurna y nocturna de las nubes
5	11,50-12,50	Temperatura de la superficie del mar, cartografía diurna y nocturna de las nubes

ANEXO 8.B

**CANALES DE LA SONDA DE INFRARROJOS DE ALTA RESOLUCIÓN (HIRS)
DE LA SONDA VERTICAL OPERATIVA (TOVS) DEL SATÉLITE DE OBSERVACIÓN
POR TELEVISIÓN EN INFRARROJO (TIROS)**

<i>Canal</i>	<i>Longitud de onda central μm</i>	<i>Principales usos</i>
1	15,00	Sondeo de la temperatura
2	14,70	
3	14,50	
4	14,20	
5	14,00	
6	13,70	
7	13,40	
8	11,10	Temperatura de la superficie y detección de las nubes
9	9,70	Ozono total
10	8,30	Sondeo del vapor de agua
11	7,30	
12	6,70	
13	4,57	Sondeo de la temperatura
14	4,52	
15	4,46	
16	4,40	
17	4,24	
18	4,00	Temperatura de la superficie
19	3,70	
20	0,70	Detección de nubes

CANALES DEL EQUIPO DE SONDEO DE MICROONDAS (MSU)

<i>Canal</i>	<i>Frecuencia GHz</i>	<i>Principales usos</i>
1	50,31	Emisividad de superficie y atenuación de las nubes
2	53,73	Sondeo de la temperatura
3	54,96	
4	57,95	

CANALES DEL EQUIPO DE SONDEO ESTRATOSFÉRICO (SSU)

Tres canales de 15 μm para el sondeo de la temperatura.

CAPÍTULO 9 — MEDICIONES POR RADAR

		<i>Página</i>
9.1	Generalidades	II.9-1
9.1.1	Los radares meteorológicos	II.9-1
9.1.2	Características de los radares, términos y unidades	II.9-1
9.1.3	Aplicaciones meteorológicas	II.9-1
9.1.4	Productos meteorológicos	II.9-3
9.1.5	Requisitos de precisión de los radares	II.9-4
9.2	Tecnología de radar	II.9-4
9.2.1	Principios de medición por radar	II.9-4
9.2.2	Ecuación del radar en los objetivos de precipitación	II.9-5
9.2.3	Radar meteorológico básico	II.9-6
9.2.4	Radares Doppler	II.9-7
9.2.5	Radares con diversidad de polarización	II.9-8
9.2.6	Eliminación de ecos parásitos terrestres	II.9-9
9.3	Propagación y difusión de las señales de radar	II.9-10
9.3.1	Refracción en la atmósfera	II.9-10
9.3.2	Atenuación en la atmósfera	II.9-10
9.3.3	Difusión por nubes y precipitación	II.9-11
9.3.4	Difusión en el aire claro	II.9-11
9.4	Mediciones de la velocidad	II.9-11
9.4.1	El espectro Doppler	II.9-11
9.4.2	Ambigüedades Doppler	II.9-12
9.4.3	Mediciones por orientación vertical	II.9-12
9.4.4	Medición de los campos de velocidad	II.9-12
9.5	Fuentes de error	II.9-13
9.6	Optimización de las características del radar	II.9-14
9.6.1	Elección del radar	II.9-14
9.6.2	Longitud de onda	II.9-14
9.6.3	Atenuación	II.9-15
9.6.4	Potencia del transmisor	II.9-15
9.6.5	Duración del impulso	II.9-15
9.6.6	Frecuencia de repetición de los impulsos (PRF)	II.9-15
9.6.7	Sistema de antena, abertura angular del haz, velocidad y ganancia	II.9-15
9.6.8	Características de los radares meteorológicos típicos	II.9-16
9.7	Instalación de radar	II.9-16
9.7.1	Elección de emplazamiento óptimo	II.9-16
9.7.2	Telecomunicaciones y visualización a distancia	II.9-17
9.8	Calibración y mantenimiento	II.9-17
9.8.1	Calibración	II.9-17
9.8.2	Mantenimiento	II.9-18
9.9	Medición de las precipitaciones	II.9-18
9.9.1	Características de la precipitación que influyen en las mediciones por radar: relación Z-R	II.9-19
9.9.2	Procedimientos de medición	II.9-20
9.9.3	Técnicas modernas y resumen	II.9-21
9.9.4	Técnica de integración superficie-tiempo	II.9-22
9.10	Detección del tiempo violento y aplicaciones a las predicciones inmediatas	II.9-22
9.10.1	Utilización de la información sobre la reflectividad	II.9-22
9.10.2	Utilización de la información Doppler	II.9-23
9.11	Radares de alta frecuencia para mediciones en la superficie de los océanos	II.9-24
Referencias	II.9-24

MEDICIONES POR RADAR

9.1 Generalidades

Este capítulo ofrece un examen elemental de los radares meteorológicos de microondas — el radar meteorológico — utilizados sobre todo para observar los hidrometeoros en la atmósfera. Se insiste especialmente en las características técnicas y operativas que han de tenerse en cuenta al planificar, desarrollar y operar radares y redes de radares en apoyo de los servicios meteorológicos e hidrológicos. El Capítulo se basa en una considerable lista de referencias. Además, reseña los sistemas de radares de altas frecuencias utilizados para la observación de la superficie oceánica. Los radares empleados en el estudio de los perfiles verticales se tratan en el Capítulo 5 de la Parte II de esta *Guía*.

9.1.1 Los radares meteorológicos

Los radares meteorológicos pueden detectar la precipitación y las variaciones del índice de refracción en la atmósfera generadas por variaciones locales de la temperatura o la humedad. También pueden producir ecos de radar las aeronaves, el polvo, los pájaros o los insectos. En este capítulo se analizan los radares que se utilizan generalmente en el mundo entero. Los radares meteorológicos con las características más apropiadas para la observación y la investigación de la atmósfera transmiten impulsos electromagnéticos en la gama de frecuencias de 3 a 10 GHz (longitud de onda de 10^{-3} cm). Están concebidos para detectar y trazar zonas de precipitación, medir su intensidad y desplazamiento, y a veces su tipo. Para detectar hidrometeoros más pequeños, como una nube o incluso gotas de niebla, se emplean frecuencias más altas. Si bien esas frecuencias tienen valiosas aplicaciones en la investigación de la física de las nubes, no se utilizan normalmente en la predicción operativa, debido a la excesiva atenuación de la señal del radar por el medio intermedio. Los radares que funcionan en frecuencias más bajas pueden detectar variaciones del índice de refracción con aire claro, y se utilizan para la perfilación del viento. Si bien pueden detectar la precipitación, sus capacidades de exploración están limitadas por el tamaño de la antena requerida para lograr una resolución eficaz.

La señal devuelta desde el impulso transmitido que encuentra un objetivo meteorológico, denominada eco, tiene una amplitud, una fase y una polarización. La mayoría de los radares operativos en el mundo se limitan todavía al análisis de la característica de amplitud relacionada con la distribución del tamaño y el número de partículas en el volumen (impulsos) iluminado por el haz del radar. La amplitud se emplea para determinar un parámetro denominado factor de reflectividad (Z) que permite estimar la masa de precipitación por unidad de volumen o la intensidad de la precipitación mediante

relaciones empíricas. Una aplicación primordial consiste en detectar, representar y estimar la precipitación al nivel del suelo en forma instantánea, casi continua, y en zonas amplias.

En algunos radares experimentales se han usado factores de reflectividad medida en dos polarizaciones de la señal transmitida y recibida. Continúan las investigaciones para determinar el valor y las posibilidades de los sistemas de polarización en cuanto a la medición de la precipitación y el estado del objetivo, pero aún no se dispone de sistemas operativos.

Los radares Doppler pueden determinar la diferencia de fase entre el impulso transmitido y recibido. La diferencia es una medida de la velocidad media Doppler de las partículas: la media ponderada según la reflectividad de los componentes radiales de las velocidades de desplazamiento de los hidrometeoros en el volumen de impulsos. La anchura de espectro Doppler permite medir la variabilidad en el espacio de las velocidades, y ofrece algunas indicaciones de la cizalladura del viento y de la turbulencia. Los radares Doppler ofrecen una nueva dimensión importante para las observaciones meteorológicas por radar, y la mayoría de los nuevos sistemas tienen estas posibilidades.

Los radares meteorológicos modernos deben poseer características óptimas para producir los mejores datos con fines de explotación, y su instalación, funcionamiento y mantenimiento deben ser adecuados para que los meteorólogos puedan utilizar ventajosamente la capacidad del sistema.

9.1.2 Características de los radares, términos y unidades

La elección de las características del radar, y la consideración del clima y de la aplicación son importantes para determinar la exactitud aceptable de la medición de las precipitaciones (Cuadros 9.1, 9.2 y 9.3).

9.1.3 Aplicaciones meteorológicas

Las observaciones de radar son sumamente útiles para:

- a) la detección, el seguimiento y el aviso de tiempo violento;
- b) la vigilancia de sistemas meteorológicos sinópticos y mesoescalares;
- c) la estimación de la altura de la precipitación.

Las características de cualquier radar no son ideales para todas las aplicaciones. Los criterios de selección de un sistema de radares normalmente se perfeccionan para atender varias aplicaciones, pero también pueden especificarse para responder mejor a determinada aplicación de gran importancia. Las elecciones de la longitud de onda, la abertura del haz, la duración de los impulsos y las frecuencias de repetición de impulsos

CUADRO 9.1
Bandas de frecuencias de los radares

Banda	Frecuencia	Longitud de onda	Nominal
UHF	300-1.000 MHz	1-0,3 m	70 cm
L	1.000-2.000 MHz	0,3-0,15 m	20 cm
S*	2.000-4.000 MHz	15-7,5 cm	10 cm
C*	4.000-8.000 MHz	7,5-3,75 cm	5 cm
X*	8.000-12.500 MHz	3,75-2,4 cm	3 cm
K _u	12,5-18 GHz	2,4-1,66 cm	1,5 cm
K	18-26,5 GHz	1,66-1,13 cm	1,25 cm
K _a	26,5-40 GHz	1,13-0,75 cm	0,86 cm
W	94 GHz	0,30 cm	0,30 cm

* Bandas más comunes en los radares meteorológicos.

CUADRO 9.2
Algunos parámetros y unidades empleados en los radares meteorológicos

Símbolo	Parámetro	Unidades
Z _e	Reflectividad de radar equivalente o efectiva	mm ⁶ m ⁻³ or dBZ
V _r	Velocidad radial media	m s ⁻¹
σ _v	Anchura del espectro	m s ⁻¹
Z _{dr}	Reflectividad diferencial	dB
CDR	Relación de despolarización circular	
LDR	Relación de despolarización lineal	
k _{dp}	Fase de propagación	grados km ⁻¹
ρ	Correlación	

(PRF) tienen consecuencias particulares. Por consiguiente, los usuarios deben considerar detenidamente las aplicaciones y la climatología antes de determinar las especificaciones del radar.

DETECCIÓN Y AVISO DE TIEMPO VIOLENTO

El radar es el único medio realista de vigilar en superficie el tiempo violento en una amplia zona. Las intensidades de los ecos de radar, la zona y las características pueden utilizarse para identificar zonas de tiempo violento. Las tempestades comprenden tormentas con granizo probable y vientos destructores. El radar Doppler, que puede identificar y proporcionar una medida de los vientos intensos asociados con frentes de ráfagas, descensos violentos del aire y tornados, agrega

CUADRO 9.3
Parámetros y unidades físicos empleados en los radares

Símbolo	Parámetro	Unidades
c	Velocidad de la luz	m s ⁻¹
f	Frecuencia de transmisión	Hz
f _d	Desplazamiento de frecuencia Doppler	Hz
P _r	Potencia de recepción	mW o dBm
P _t	Potencia de transmisión	kW
PRF	Frecuencia de repetición de los impulsos	Hz
T	Duración de la repetición de los impulsos (=1/PRF)	ms
Ω	Velocidad de rotación de la antena	grado s ⁻¹ o rpm
λ	Longitud de onda de la onda transmitida	cm
φ	Ángulo azimutal	grados
θ	Abertura del haz entre puntos de potencia mitad	grados
τ	Duración de los impulsos	μs
γ	Ángulo de elevación	grados

una nueva dimensión. El alcance nominal de cobertura es del orden de los 200 km, suficiente para la predicción a corto plazo y el aviso locales. Las redes de radares se utilizan para ampliar la cobertura (Browning y otros, 1982).

Para interpretar debidamente los datos se necesita personal alerta y bien formado a fin de proporcionar avisos efectivos, hasta que se desarrollen a escala local algoritmos automatizados y modelos de tempestad.

VIGILANCIA DE SISTEMAS SINÓPTICOS Y MESOESCALARES

Los radares pueden proporcionar una verificación casi continua del tiempo en relación con tempestades sinópticas y mesoescalares en una vasta zona (por ejemplo, de una extensión de 220 km, y una superficie de 125.000 km²) cuando no haya colinas que lo impidan. Debido a ecos parásitos terrestres a cortas distancias y a la curvatura de la Tierra, la máxima distancia práctica para las observaciones meteorológicas es de unos 200 km. En zonas acuáticas de mayor amplitud, con frecuencia no se dispone de otros medios de observación, o no es posible hacer observaciones. Las redes pueden ampliar la cobertura y ser rentables. El radar proporciona una buena descripción de la precipitación. En regiones donde son comunes las precipitaciones fuertes y duraderas, puede justificarse la elección de una longitud de onda de 10 cm. En otras zonas, como las de latitudes medias, los radares de 5 cm pueden ser realmente eficaces a un costo mucho

menor. La longitud de onda de 3 cm sufre de una atenuación excesiva de las precipitaciones para ser verdaderamente eficaz, salvo en casos de lluvia o nieve muy ligera. Las aberturas de haz más estrechas proporcionan una mejor resolución de las características y una mayor eficacia a distancias largas.

ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

El radar se emplea desde hace mucho para estimar la intensidad y, por ende, la cantidad y distribución de la precipitación, con una buena resolución en el tiempo y en el espacio. La mayoría de los estudios se han consagrado a las precipitaciones, pero también pueden hacerse mediciones de la nieve teniendo debidamente en cuenta la composición del objetivo. Para una descripción más completa de la tecnología moderna, las técnicas, los problemas y las dificultades, así como la eficacia y la precisión, se pueden consultar los estudios de Joss y Waldvogel (1990) y Smith (1990).

Las estimaciones de la precipitación a nivel del suelo mediante sistemas de radares típicos se efectúan en general para zonas de 2 km², para períodos sucesivos de 5 a 10 minutos, utilizando exploraciones con un indicador panorámico (PPI) de ángulo de elevación reducido y aberturas del haz de 1°. A veces se han hecho comparaciones de las estimaciones por radar con mediciones de pluviómetros sobre el terreno en un factor de dos. Las mediciones realizadas con pluviómetros y radares son estimaciones de un parámetro que varía constantemente. El pluviómetro muestrea una superficie sumamente reducida (100 cm²), en tanto que el radar abarca en volumen una escala mucho mayor. Las posibilidades de comparación pueden mejorarse ajustando las estimaciones del radar a las mediciones efectuadas con el pluviómetro.

9.1.4 *Productos meteorológicos*

Un radar puede proporcionar diversos productos meteorológicos en apoyo de diversas aplicaciones. Los productos que pueden generarse mediante un radar meteorológico dependen del tipo de radar, de sus características de procesamiento de la señal y del sistema de control de análisis del radar asociado. La mayoría de los radares modernos realizan automáticamente una exploración en volumen que consiste en un número de rotaciones completas de azimut de la antena en varios ángulos de elevación. Todos los datos polares sin tratar se almacenan en una red tridimensional, denominada comúnmente base de datos en volumen, que sirve como fuente de los datos para el procesamiento y archivo posterior de los mismos. Mediante un programa informático de aplicaciones se genera una amplia variedad de productos meteorológicos que se visualizan en forma de imágenes en una pantalla de color de alta resolución. Los valores reticulares o de pixel y la conversión en coordenadas x-y se calculan utilizando técnicas de interpolación tridimensional. Para un radar meteorológico Doppler típico, las variables presentadas son la reflectividad, la intensidad de la precipitación, la velocidad radial y la

anchura del espectro. Cada pixel de una imagen representa el valor codificado en color de una variable seleccionada.

A continuación figura una lista de presentación de mediciones y productos generados, la mayoría de los cuales se han ampliado:

- a) PPI. El indicador panorámico permite representar en formato polar una variable obtenida a partir de una sola rotación de antena completa con un ángulo de elevación dado. Se trata de una visualización de radar clásica, utilizada fundamentalmente para la vigilancia del tiempo.
- b) RHI. El indicador de altura y distancia permite representar una variable a partir de un solo barrido con ángulo de elevación, normalmente de 0 a 90°, en un azimut. Es la visualización de radar clásica que muestra estructuras detalladas de sección transversal, y se utiliza para identificar fuertes tormentas, granizadas y la banda brillante.
- c) CAPPI. El indicador panorámico de altitud constante permite representar una sección transversal horizontal de una variable a determinada altitud, obtenida por interpolación a partir de los datos de volumen. Se utiliza para la vigilancia y la identificación de fuertes tempestades. También es útil para vigilar el tiempo a determinados niveles de vuelo en las aplicaciones de tránsito aéreo.
- d) Sección transversal vertical. Se trata de la representación de una variable sobre un vector de superficie definido por el usuario (y no necesariamente mediante el radar). Se obtiene por interpolación a partir de los datos de volumen.
- e) Máximo de columna. Representación, en plano, del valor máximo de una variable sobre cada punto de la zona observada.
- f) Topes de eco. Representación, en plano, de la altura de un contorno de reflectividad seleccionable obtenido a la mayor altitud analizando los datos de volumen. Es un indicador de tiempo violento y granizo.
- g) VIL (líquido integrado verticalmente). Representación en plano, de una capa determinada de la atmósfera. Es un indicador de la intensidad de fuertes tempestades.

Además de estas visualizaciones estándar o básicas, pueden generarse otros productos para responder a las necesidades particulares de los usuarios con fines tales como hidrología, predicción inmediata o aviación:

- a) acumulación de la precipitación. Estimación de la precipitación acumulada durante cierto período en cada punto de la zona observada.
- b) Precipitación total por subsector. Precipitación acumulada integrada en una zona.
- c) VAD (Visualización velocidad-azimut). Esta representación, denominada a veces procesamiento de volumen de velocidad (VVP), es una estimación del perfil vertical del viento por encima del radar. Se calcula a partir de una sola rotación de la antena para un ángulo de elevación dado.

- d) Trayectoria de la tempestad. Producto obtenido mediante un programa informático complejo para determinar la trayectoria de las células tempestuosas y predecir la futura posición del centro de gravedad de las tempestades.
- e) Cizalladura del viento. Estimación de la cizalladura del viento radial y tangencial a una altura especificada por el usuario.

9.1.5 **Requisitos de precisión de los radares**

Los requisitos de precisión dependen de las aplicaciones más importantes de las observaciones efectuadas por radar. Los radares modernos debidamente instalados, calibrados y mantenidos son relativamente estables y no producen errores de medición significativos. Los factores externos, entre ellos los efectos de ecos parásitos terrestres; la propagación anómala; los efectos de atenuación y propagación; los efectos del haz; la composición de los objetivos y, sobre todo, sus fluctuaciones y cambios en el plano vertical, así como las anomalías de la relación entre la intensidad de las precipitaciones y la reflectividad, contribuyen mucho a la inexactitud.

Si se consideran únicamente los errores atribuibles al sistema de radar, pueden determinarse los parámetros mensurables con suficiente precisión (véase el Cuadro 9.4).

CUADRO 9.4
Requisitos de precisión

Parámetro	Definición	Precisión aceptable*
ϕ	Ángulo de azimut	0,1°
γ	Ángulo de elevación	0,1°
V_r	Velocidad Doppler media	0,25 m s ⁻¹
Z	Factor de reflectividad	1 dBZ
σ_v	Anchura del espectro Doppler	1 m s ⁻¹

* Estas cifras se refieren a un espectro gaussiano estándar con una variancia menor de 4 m² s⁻². La precisión de la velocidad disminuye y la precisión de la reflectividad aumenta con la anchura del espectro.

9.2 **Tecnología de radar**

9.2.1 **Principios de medición por radar**

Los principios del radar y la observación de los fenómenos meteorológicos por radar se establecieron en el decenio de 1940. Desde entonces se ha avanzado mucho en el mejoramiento del equipo, el tratamiento de las señales y de los datos y su interpretación. Se pueden consultar para más detalles algunos textos. Entre las buenas referencias figuran: Skolnik (1970) para los aspectos técnicos y el material; Battan (1981) para los fenómenos y las aplicaciones meteorológicas, Atlas (1964 y 1990), Sauvageot (1982) y OMM (1985) para un estudio general; Rinehart (1991) para las técnicas

modernas, y Doviak y Zrnic (1993) para los principios y las aplicaciones del radar Doppler. A continuación se resumen brevemente los principios.

La mayoría de los radares meteorológicos son radares por impulsos. Las ondas electromagnéticas a frecuencias fijas predeterminadas se transmiten desde una antena direccional hasta la atmósfera, en una rápida sucesión de breves impulsos. En la Figura 9.1 se muestra simbólicamente una antena direccional de radar que emite un haz conformado de impulsos de energía electromagnética sobre la superficie curva de la Tierra, e ilumina una porción de un objetivo meteorológico. El diagrama muestra claramente algunas de las limitaciones y de los condicionamientos físicos de la técnica de observación. Por ejemplo, la altitud mínima a la que puede efectuarse una observación a gran distancia está limitada por la curvatura de la Tierra.

Un reflector parabólico situado en el sistema de antena concentra la energía electromagnética en un haz de forma cónica, muy direccional. La abertura del haz aumenta con la distancia; por ejemplo, un haz nominal de 1° alcanza una anchura de 0,9; 1,7 y 3,5 km para distancias de 50, 100 y 200 km, respectivamente.

Las breves ráfagas de energía electromagnéticas son absorbidas y difundidas por cualquier objetivo meteorológico que se encuentre. Parte de la energía difundida es devuelta a la antena y al receptor del radar. Como las ondas electromagnéticas se desplazan a la velocidad de la luz (es decir, a $2,99 \times 10^8$ m s⁻¹), midiendo el tiempo transcurrido entre la transmisión del impulso y su retorno se puede determinar la distancia del objetivo. Entre los impulsos sucesivos, el receptor queda a la escucha de cualquier retorno de onda. La señal de retorno procedente del objetivo se denomina comúnmente eco radárico.

La intensidad de la señal devuelta al receptor del radar está en función de la concentración, el tamaño y la fase de las partículas de precipitación que constituyen el objetivo. Por lo tanto, la potencia de recepción P_r , que permite medir las características del objetivo meteorológico, está vinculada, aunque no exclusivamente, a la

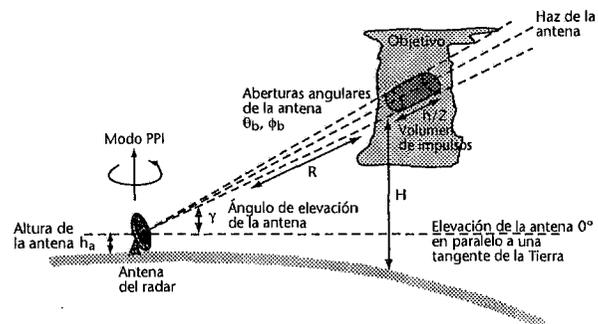


Figura 9.1 — Propagación de ondas electromagnéticas a través de la atmósfera en el caso de un radar meteorológico de impulsos: h_a es la altura de la antena sobre la superficie de la Tierra; R , el alcance de la antena; $h/2$, la longitud de los impulsos, y H , la altura de los impulsos sobre la superficie de la Tierra.

intensidad de las precipitaciones, según su forma. La "ecuación del alcance del radar" establece una relación entre la potencia de la señal devuelta por el objetivo, las características del radar y los parámetros del objetivo.

Las mediciones de potencia están determinadas por la potencia total de la señal retrodifundida por el objetivo en un volumen muestreado en un instante cualquiera: el volumen de impulsos. La magnitud de este volumen depende de la longitud del impulso de radar en el espacio (h), las aberturas del haz de la antena en el plano vertical (ϕ_b) y en el horizontal (θ_b). La abertura del haz, y por consiguiente el volumen de impulsos, aumentan con la distancia. Como la señal cuya potencia se refleja realiza un trayecto de ida y vuelta, la longitud de los impulsos en el volumen sólo es igual a la mitad de su longitud en el espacio ($h/2$), y no varía en función de la distancia. La ubicación del volumen de impulsos en el espacio está determinada por la posición de la antena en azimut, así como por la elevación y la distancia del objetivo. La distancia (r) está determinada por el tiempo que tarda el impulso en alcanzar el objetivo y volver al radar.

Las partículas que se encuentran en el volumen de impulsos se mezclan continuamente entre sí. Eso produce efectos de fase en la señal difundida y en las fluctuaciones de intensidad con respecto a la intensidad media del objetivo. Una sola medición de la intensidad del eco de un objetivo meteorológico no tiene gran valor. Para obtener una estimación razonable de la intensidad media es preciso integrar al menos de 25 a 30 impulsos (Smith, 1995). Esto se hace normalmente de manera electrónica en un circuito de integración. Con frecuencia se procede a una mayor promediación de los impulsos en distancia, azimut y tiempo para ampliar el tamaño del muestreo y mejorar la precisión de la estimación, con lo que la resolución espacial disminuye.

9.2.2 Ecuación del radar en los objetivos de precipitación

Los objetivos meteorológicos consisten en un volumen de partículas más o menos esféricas compuestas totalmente de hielo y/o agua y distribuidas aleatoriamente en el espacio. La energía retrodifundida desde el volumen del objetivo depende del número, el tamaño, la composición, la posición relativa, la forma y la orientación de las partículas en difusión. La energía total retrodifundida es la suma de la energía retrodifundida por cada una de esas partículas.

Utilizando este modelo de objetivo y la teoría electromagnética, Probert-Jones (1962) desarrolló una ecuación que relaciona la potencia del eco recibida por el radar con los parámetros del radar, la distancia de los objetivos y las características de difusión. En general, se considera que esa relación permite obtener una medición cuantitativa de la reflectividad con suficiente precisión, si se tienen en cuenta las hipótesis generalmente realistas admitidas en la función:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3}{1.024 \ln 2} \cdot \frac{P_t h G^2 \theta_b \phi_b}{\lambda^2} \cdot \frac{|K|^2 10^{-18} Z}{r^2} \quad (9.1)$$

donde \bar{P}_r es la potencia de la señal reenviada al radar, promediada en varios impulsos, expresada en vatios; P_t es la potencia de cresta del impulso emitido por el radar, expresada en vatios; h es la longitud del impulso en el espacio, en metros ($h = c\tau/2$, donde c es la velocidad de la luz, y τ la duración del impulso); G es la ganancia de la antena con relación a una antena isótropa; θ_b, ϕ_b designan las aberturas angulares del haz en el plano horizontal y vertical, en radianes, del diagrama de radiación de la antena al nivel -3 dB de una transmisión unilateral; λ es la longitud de onda de la onda emitida, en metros; $|K|^2$ es el factor del índice de refracción del objetivo; r es la distancia oblicua desde el radar hasta el objetivo, en metros; y Z es el factor de reflectividad del radar (tomado normalmente como el factor de reflectividad equivalente Z_e cuando no se conocen bien las características del objetivo), en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$.

El segundo término de la ecuación contiene los parámetros del radar, y el tercero los parámetros que dependen de la distancia y las características del objetivo. Los parámetros del radar, salvo para la potencia de transmisión, son relativamente constantes, y si el transmisor se opera y mantiene a una salida constante (como debe ser), la ecuación puede simplificarse así:

$$\bar{P}_r = \frac{C |K|^2 Z}{r^2} \quad (9.2)$$

donde C es la constante del radar.

La formulación de esta ecuación se basa en cierto número de hipótesis fundamentales de importancia variable para la aplicación y la interpretación de los resultados. Si bien son razonablemente realistas, las condiciones no se cumplen siempre exactamente, y en ciertos casos influyen en las mediciones (Aoyagi y Kodaira, 1995). Esas hipótesis se resumen como sigue:

- a) las partículas de la precipitación en difusión presentes en el volumen del objetivo son esferas dieléctricas homogéneas de poco diámetro en relación con la longitud de onda, es decir, $D < 0,06\lambda$ para la aplicación estricta de las aproximaciones de difusión de Rayleigh;
- b) el volumen de impulsos se llena totalmente de partículas de precipitación difundidas aleatoriamente;
- c) el factor de reflectividad Z es uniforme a lo largo del volumen del impulso muestreado y constante durante el intervalo de muestreo;
- d) todas las partículas son gotas de agua o partículas de hielo; quiere decirse que todas las partículas tienen el mismo factor de índice de refracción $|K|^2$;
- e) la difusión múltiple (entre partículas) es insignificante;
- f) no hay atenuación en el espacio situado entre el radar y el volumen del objetivo;

- g) las ondas incidentes y retrodifundidas sufren polarización lineal;
- h) el lóbulo principal del diagrama de radiación de la antena tiene forma gaussiana;
- i) la antena es un reflector parabólico de sección transversal circular;
- j) la ganancia de la antena se conoce o puede calcularse con suficiente precisión;
- k) la contribución de los lóbulos secundarios a la potencia de recepción es insignificante;
- l) la absorción de la señal transmitida por los ecos parásitos terrestres en el haz es insignificante;
- m) la potencia de cresta transmitida (P_p) es la potencia real transmitida por la antena, es decir, que todas las pérdidas debidas al guión, etc., y la atenuación en el radomo, se consideran insignificantes;
- m) la potencia media medida (P_r) se promedia sobre un número suficiente de impulsos o de muestras independientes para que sea representativa del volumen de impulsos del objetivo.

Esta formulación simplificada establece una relación entre la potencia de eco medida por el radar y la reflectividad radar, Z , que está a su vez en relación con la intensidad de las precipitaciones. Tales factores y sus relaciones son elementos esenciales para interpretar la intensidad del objetivo y para evaluar la altura de las precipitaciones a partir de mediciones efectuadas por radar. A pesar del número de hipótesis, esta formulación da una estimación correcta de la masa del objetivo, estimación que puede mejorarse tomando más en consideración los factores de las hipótesis.

9.2.3 Radar meteorológico básico

El radar meteorológico básico consta de:

- a) un transmisor para producir potencia a frecuencias de microondas;
- b) una antena para centrar las microondas transmitidas en un haz estrecho y recibir cualquier señal de retorno;
- c) un receptor para detectar, amplificar y convertir la señal de microondas en una señal de baja frecuencia;
- d) un procesador para extraer la información deseada de la señal recibida, y
- e) un sistema para presentar la información en forma inteligible.

Otros elementos que permiten optimizar las capacidades del radar son:

- a) un procesador para producir visualizaciones suplementarias, y
- b) un sistema de registro para memorizar los datos con fines de formación, estudio y archivo.

Un radar meteorológico básico puede ser no coherente, es decir, que la fase de los impulsos sucesivos es aleatoria y desconocida.

Casi todos los sistemas actuales utilizan ordenadores para el control de los radares, el tratamiento digital

de las señales, el registro, la visualización y el archivo de los productos.

La potencia de la señal retrodifundida por los objetivos meteorológicos es del orden de 10^{-8} a 10^{-15} vatios, abarcando una gama de 70 dB aproximadamente, entre los objetivos detectables más fuertes y los más débiles. Para cubrir debidamente esta gama de potencia de la señal se utiliza en general un receptor logarítmico. Se están introduciendo radares experimentales con receptores lineales de una gama dinámica de 90 dB (y otras características sofisticadas) (Keeler, Hwang y Loew, 1995). El procesador debe establecer la media de numerosos impulsos para proporcionar una medición significativa; los impulsos pueden integrarse en diferentes formas, normalmente en forma digital, teniendo en cuenta la escala logarítmica. En la práctica, para un sistema típico, la señal recibida por la antena sufre una amplificación logarítmica que se promedia con varios impulsos, se corrige según la media logarítmica, y se convierte en un factor de reflectividad Z mediante la ecuación del alcance del radar.

El factor de reflectividad es el parámetro más importante para interpretar los datos del radar. El factor se obtiene a partir de un modelo de difusión de Rayleigh, que se define teóricamente como la suma de los diámetros de las partículas (gotas) contenidas en el volumen de muestreo, elevada a la sexta potencia.

$$Z = \sum_{vol} D^6 \quad (9.3)$$

donde la unidad de Z es $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. En muchos casos, el número, la composición y la fórmula de las partículas no se conocen, y se define una reflectividad equivalente o efectiva Z_e . Para las partículas de nieve y de hielo hay que tomar una reflectividad equivalente Z_e , que corresponde a Z , suponiendo que todas las partículas retrodifundidas son gotas esféricas.

Con frecuencia se trabaja en una escala logarítmica o con unidades dBZ, que se definen numéricamente como $\text{dBZ} = 10 \log_{10} Z_e$.

Normalmente, las observaciones volumétricas de la atmósfera se efectúan mediante una exploración de la antena en un ángulo de elevación dado, y aumentando luego ese ángulo progresivamente a cada rotación de la antena. Una consideración importante es la resolución de los objetivos. Para concentrar las ondas en un haz axial se utilizan antenas de reflector parabólico. Cuanto más grande es el reflector y, por tanto, más costoso, más estrecho es el haz y más elevadas son la resolución y la sensibilidad. La abertura angular del haz, el ángulo medido a partir de la línea mediana del haz donde la potencia es la mitad de la del eje, depende también de la longitud de onda; se puede dar la siguiente aproximación:

$$\theta_e = \frac{70\lambda}{d} \quad (9.4)$$

Donde θ_e se expresa en grados, y d es el diámetro de la antena expresado en la mismas unidades que λ . Los

radares meteorológicos de buena calidad tienen una abertura angular de 0,5 a 1°.

Salvo para la detección de tormentas a larga distancia, el alcance útil de los radares meteorológicos es del orden de los 200 km. Por ejemplo, en un emplazamiento de 0,5°, la altura del haz es de 4 km con respecto al suelo. La abertura angular del haz es del orden de 1,5 km o más. Para conseguir buenas mediciones cuantitativas de las precipitaciones, la distancia será inferior a 200 km. A distancias largas, la altura del haz es demasiado importante para que se puedan conseguir estimaciones en relación con el suelo. Además, la divergencia del haz reduce la resolución, lo que puede influir en la medición por insuficiente reflexión con respecto al objetivo. Técnicamente existe un alcance máximo determinado sin ambigüedad por la duración del impulso y la frecuencia de repetición de los impulsos (véase la ecuación 9.5), pues la distancia debe medirse durante el período de escucha entre impulsos. Con PRF habituales no hay problema. Por ejemplo, con una PRF de 250 impulsos por segundo, el alcance máximo es de 600 km. En el caso de PRF más altas, normalmente 1.000 impulsos por segundo, necesarias en los sistemas Doppler, el alcance se reduce considerablemente a unos 100 km. Mediante nuevos progresos podría mejorarse la situación (Joe y otros, 1995).

9.2.4 Radares Doppler

El desarrollo y la introducción de radares meteorológicos Doppler para vigilar el tiempo da una nueva dimensión a las observaciones. Los radares Doppler miden la velocidad a la que los objetivos se acercan o alejan del radar a lo largo de un eje. Otra ventaja de la técnica Doppler es la mayor sensibilidad efectiva a objetivos de baja reflectividad cuya señal está cerca del nivel de ruido del radar cuando puede distinguirse el campo de velocidad en un campo Z ruidoso.

En la gama normal de velocidades de los objetivos meteorológicos, el desplazamiento de frecuencia es relativamente pequeño con relación a la frecuencia del radar, y es muy difícil medirlo. Una tarea más sencilla es mantener la fase del impulso emitido, compararla con la fase del impulso recibido y determinar luego el cambio de fase entre impulsos sucesivos. Se establece entonces una relación directa entre el ritmo de variación de la fase y el desplazamiento de frecuencia, que a su vez está directamente relacionado con la velocidad del objetivo: el efecto Doppler. Si la fase cambia en más de $\pm 180^\circ$, la estimación de la velocidad es ambigua. La velocidad más alta que puede medir sin ambigüedad un radar Doppler es la del objetivo cuando se desplaza, entre dos impulsos sucesivos, en más de un cuarto de la longitud de onda. A velocidades más elevadas hay que introducir una etapa adicional para lograr la velocidad correcta.

La máxima velocidad Doppler que puede medirse sin ambigüedad depende de la longitud de onda (λ) del

radar y de la frecuencia de repetición de los impulsos (PRF), y puede expresarse como sigue:

$$V_{max} = \pm \frac{PRF \cdot \lambda}{4} \quad (9.5)$$

El alcance máximo sin ambigüedad puede expresarse así:

$$r_{max} = \frac{c}{PRF \cdot 2} \quad (9.6)$$

Por tanto, V_{max} y r_{max} están relacionadas por la ecuación:

$$V_{max} r_{max} = \pm \frac{\lambda c}{8} \quad (9.7)$$

Estas relaciones muestran los límites que impone la elección de la PRF. Una PRF alta permite aumentar la velocidad máxima no ambigua, en tanto que una PRF baja es adecuada para aumentar el alcance del radar. Es preciso llegar a un término medio hasta que se disponga de una tecnología mejor para obtener informaciones sin ambigüedad fuera de esos límites (Doviak y Zrnic, 1993; Joe y otros, 1995). La relación muestra asimismo que cuanto más elevada es la longitud de onda más amplios son los límites. En términos numéricos, para un radar típico que funcione en la banda S con una PRF de 1.000 Hz, $V_{max} = \pm 25 \text{ m s}^{-1}$, en tanto que para un radar en la banda X, $V_{max} = \pm 8 \text{ m s}^{-1}$.

Como el desplazamiento de frecuencia del impulso de retorno se mide comparando las fases de los impulsos transmitidos y recibidos, es necesario conocer la fase de los impulsos emitidos. En un radar no coherente, la fase al comienzo de impulsos sucesivos es aleatoria y desconocida, por lo que tal sistema no puede utilizarse en mediciones Doppler, aunque sí en las operaciones fundamentales descritas en la sección anterior.

Algunos radares Doppler son totalmente coherentes: sus transmisores emplean fuentes de frecuencia muy estables, en que la fase se determina y conoce en cada impulso. Los sistemas de radar semicoherentes, en los que la fase de impulsos sucesivos es aleatoria pero conocida, son más económicos y más comunes. Los radares totalmente coherentes emplean en general klistrones en sus amplificadores de salida de alta potencia, y las frecuencias de su receptor se derivan de la misma fuente que las de sus transmisores. Con este método se reduce considerablemente la inestabilidad de fase, propia de los sistemas semicoherentes, y se pueden eliminar mejor los ecos parásitos terrestres y distinguir mejor los fenómenos de poca intensidad que pueden observarse con tiempo claro, que de otro modo podrían quedar encubiertos. El transmisor de microondas para radares no coherentes y semicoherentes es normalmente un magnetrón, de relativa sencillez y bajo costo, que generalmente da resultados adecuados en las observaciones rutinarias. Una ventaja adicional del magnetrón es la reducción de la respuesta Doppler a los ecos de segunda o de tercera traza (que proceden de una distancia superior al alcance máximo no ambiguo) en razón de su fase

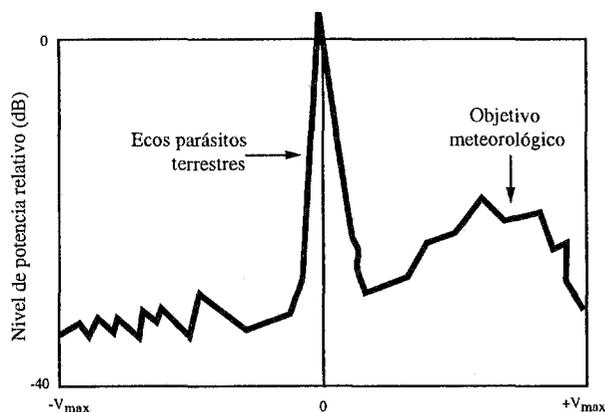


Figura 9.2 — Espectro Doppler del eco de un objetivo meteorológico y de ecos parásitos terrestres. Estos últimos se centran en cero y son mucho más estrechos que el objetivo meteorológico.

aleatoria, si bien puede conseguirse el mismo efecto en los sistemas coherentes introduciendo modificaciones de fases pseudoaleatorias conocidas en el receptor y en el transmisor.

Los radares no coherentes pueden convertirse con relativa facilidad en un sistema Doppler semicoherente. Para efectuar la conversión habría que instalar un magnetrón de tipo coaxial, que es más estable.

El factor de reflectividad y los datos sobre la velocidad se extraen del sistema de radar Doppler. El objetivo consiste normalmente en un gran número de hidrometeoros (gotas de lluvia, copos de nieve, gránulos de hielo, granizo, etc.) de numerosas formas y tamaños, que se desplazan a diversas velocidades a causa de turbulencias en el volumen y de distintas velocidades de caída. Por lo tanto, el campo de velocidad es un espectro de velocidades: el espectro Doppler (véase la Figura 9.2).

Para procesar los parámetros Doppler se utilizan dos sistemas de distinta complejidad. El sistema de tratamiento por pares de impulsos (PP), más sencillo, emplea la comparación de impulsos sucesivos en el dominio temporal para extraer la velocidad media y la anchura del espectro. El segundo sistema, más complejo, emplea un procesador de transformación rápida de Fourier (TRF) para producir un espectro de velocidad continuo en cada volumen muestreado. El sistema PP es más rápido, requiere menos tiempo de cálculo y da mejores resultados para una baja relación señal/ruido, pero no elimina tan bien los ecos parásitos como el sistema TRF. Sin embargo, con los procesadores modernos de la señal las dos primeras ventajas no representan ya factores importantes.

9.2.5 Radares con diversidad de polarización

Desde hace mucho tiempo se realizan experimentos con radares con diversidad de polarización a fin de determinar su capacidad para mejorar las observaciones meteorológicas (Bringi y Hendry, 1990). Según estudios prometedores, existe la posibilidad de establecer una diferencia entre diversos tipos de hidrometeoros, lo cual es un

primer paso para distinguir entre lluvia, nieve y granizo. Hay dificultades de orden práctico, y las técnicas y las aplicaciones no han rebasado la fase de la investigación ni han llegado a la fase operativa. La medición de las precipitaciones podría mejorarse con radares de diversidad de polarización, siempre y cuando permitan determinar mejor la distribución del tamaño de las gotas y conocer mejor los tipos de precipitación.

Actualmente se aplican dos sistemas de radar básicos. En uno de los sistemas se emite una onda de polarización circular, y se miden las polarizaciones copolar y ortogonal. En el otro sistema se emiten alternativamente impulsos con polarización horizontal y luego vertical, utilizando un conmutador de alta potencia. Todavía no está claro cuál de los dos sistemas es mejor. El último es más común cuando se convierte un radar tradicional para agregarle capacidad de polarización. Ahora bien, el primer sistema tiene sin duda ventajas tecnológicas. Varias bases de polarización (Holt, Chandra y Wood, 1995) y sistemas de dos transmisores (Mueller y otros, 1995) se encuentran en fase experimental. Las principales diferencias con respecto a los radares convencionales consisten en la calidad del sistema de antena, la precisión de la calibración electrónica y el tratamiento de las señales. La concordancia de los haces, la conmutación de las polarizaciones y la medición de ligeras diferencias en las señales son operaciones importantes en las que hay que aplicar las técnicas con sumo cuidado.

Estas se basan en diferencias ínfimas en las partículas en difusión. Cuando caen libremente en la atmósfera, las gotas de agua esféricas se transforman en elipses cuyo eje principal se orienta en el plano horizontal. El grado de achatamiento de las gotas depende de su tamaño. La potencia retrodifundida desde un esferoide achatado es mayor en el caso de una onda de polarización horizontal que en el de una onda de polarización vertical, si se parte de la difusión de Rayleigh. Utilizando hipótesis correctas, se puede determinar la distribución del tamaño de las gotas y deducir la intensidad de las precipitaciones.

La reflectividad diferencial, denominada Z_{DR} , es igual a diez veces el logaritmo de la relación entre la reflectividad de polarización horizontal Z_H y la reflectividad de polarización vertical Z_V . Comparando la reflectividad equivalente Z_e y la reflectividad diferencial Z_{DR} , se puede determinar si el objetivo es hielo, lluvia, llovizna o nieve (Seliga y Bringi, 1976).

Cuando una onda electromagnética se propaga en un medio compuesto de partículas achatadas se modifica la fase del haz incidente. El efecto de esta propagación sobre las componentes vertical y horizontal de la fase, que dependen del grado de achatamiento, se expresa mediante un parámetro denominado fase diferencial (K_{DP}). Para la medición de lluvias intensas K_{DP} presenta ciertas ventajas (Zrníc y Ryzhkov, 1995). English y otros (1991) han demostrado que para estimar precipitaciones superiores a 20 mm hr^{-1} en banda S es

mejor emplear la fase diferencial K_{DP} que la reflectividad Z .

Los efectos de la propagación sobre el haz incidente debido al medio intermedio pueden predominar sobre los efectos de la retrodifusión debida al objetivo, y originar confusión en la interpretación de la señal resultante. Bebbington (1992) concibió para los radares de polarización circular un parámetro denominado grado de polarización, insensible a los efectos de la propagación. Ese parámetro es similar a la correlación lineal utilizada en los radares de polarización lineal. Al parecer, es interesante para distinguir objetivos. Por ejemplo, valores sumamente débiles indican la presencia de medios de difusión con una orientación aleatoria, por ejemplo briznas de hierba en suspensión en el aire o ecos parásitos terrestres (Holt y otros, 1993).

9.2.6 *Eliminación de ecos parásitos terrestres*

Los ecos procedentes de objetivos distintos de las precipitaciones se conocen como ecos parásitos, que deben eliminarse, con excepción de los ecos debidos al aire claro o a insectos, que pueden servir para establecer la cartografía de los campos de viento. Los ecos parásitos pueden deberse a diversos objetos, en particular, edificios, colinas, montañas, aviones, otros radares y briznas. El buen emplazamiento de un radar es el primer medio para reducir los efectos de los ecos parásitos terrestres. Sin embargo, siempre hay algunos. La intensidad de esos ecos parásitos es inversamente proporcional a la longitud de onda (Skolnik, 1970), en tanto que la energía retrodifundida por la lluvia es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Por consiguiente, cuanto más corta es la longitud de onda menos afectado resulta un radar por los ecos parásitos terrestres.

Los objetos puntuales, como los aviones, pueden eliminarse, si están aislados, suprimiendo los ecos que ocupan un solo volumen de resolución del radar. Los objetivos meteorológicos se distribuyen en varios volúmenes de resolución. Los objetos puntuales se pueden suprimir durante la fase de tratamiento de datos. En cambio, con esta técnica no es posible eliminar objetos puntuales como los ecos de aviones, que forman parte de los ecos de las precipitaciones.

Los objetivos distribuidos exigen técnicas de tratamiento de las señales y de los datos más perfeccionadas. Una idea atractiva, desde el punto de vista teórico, es utilizar mapas de ecos parásitos. Esos mapas se producen sustrayendo el trazado de los ecos de radar en ausencia de precipitaciones, del trazado obtenido con precipitaciones. Pero esta técnica plantea un problema, y es que el trazado de los ecos parásitos terrestres cambia con el tiempo. Tales cambios se deben fundamentalmente a la evolución de las condiciones meteorológicas; un ejemplo característico son los ecos causados por una propagación anormal, que duran varias horas y luego desaparecen. Pequeñas modificaciones en el medio ambiente originan ligeras fluctuaciones en el trazado de los

ecos terrestres, que dan lugar a confusión al utilizar mapas de ecos parásitos. Mediante técnicas de adaptación (Joss y Lee, 1993) se trata de determinar el trazado de los ecos parásitos en forma dinámica para tener en cuenta las fluctuaciones a corto plazo, pero estas técnicas no son suficientemente precisas para utilizarlas en forma exclusiva, si es que pueden aplicarse.

En las técnicas de tratamiento Doppler se procura eliminar los ecos parásitos del eco meteorológico, desde la perspectiva del tratamiento de la señal. Se parte de la hipótesis fundamental de que el eco parásito tiene poca anchura espectral y el reflejo es estacionario. Sin embargo, para responder a los primeros criterios hay que recoger y tratar un número suficiente de impulsos con objeto de disponer de bastante resolución espectral para poder distinguir el eco meteorológico del eco parásito. También se requiere un intervalo de Nyquist relativamente grande para poder visualizar el eco meteorológico. En general, la anchura espectral del eco parásito terrestre es muy inferior a 1 m s^{-1} , en tanto que la anchura espectral del eco meteorológico es superior a $1 \text{ ó } 2 \text{ m s}^{-1}$. Por lo tanto, se requiere un intervalo de Nyquist del orden de 8 m s^{-1} . El eco parásito es generalmente estacionario y se identifica en el espectro gracias a un estrecho pico a velocidad nula en la representación espectral (véase la Figura 9.2). Ese pico tiene una anchura limitada porque los objetos que originan el eco terrestre, por ejemplo árboles agitados, presentan cierto movimiento. El tratamiento de datos en el tiempo para suprimir la componente de velocidad nula (o DC) de una secuencia finita es problemático, porque en el proceso de filtrado se eliminará también el eco meteorológico correspondiente a la velocidad nula (Zrnic y Hamidi, 1981). En un tratamiento de adaptación del espectro (transformación de Fourier) se puede suprimir el eco parásito terrestre de los ecos meteorológicos, incluso si se superponen (Passarelli y otros, 1981; Crozier y otros, 1991). Esto constituye una importante ventaja del tratamiento espectral. Desprovistos del eco parásito, los parámetros meteorológicos significativos pueden calcularse.

Otro método se basa en la observación de que las estructuras que contribuyen al eco parásito terrestre son de una escala muy pequeña (inferior a unos 100 m). El muestreo de la distancia se hace con una resolución muy fina (inferior a 100 m), y el eco parásito se identifica utilizando la reflectividad y el tratamiento de la señal Doppler. La media de las distancias (con una resolución final de 1 km) se establece en células de distancia exentas de ecos parásitos. La finalidad es detectar las células de distancia caracterizadas por el eco parásito y descartarlas, en vez de reducir esos ecos (Joss y Lee, 1993; Lee, Della Bruna y Joss, 1995). Esta técnica difiere radicalmente de las tratadas con anterioridad; queda por ver si será eficaz en todos los casos, y en particular en situaciones de propagación anormal, en que el eco parásito está generalizado.

Con el radar de polarización también se pueden identificar los ecos parásitos. Sin embargo, habrá que seguir trabajando para determinar las ventajas y los inconvenientes.

Los ecos parásitos pueden reducirse eligiendo cuidadosamente el emplazamiento del radar (véase la Sección 9.7). Los radares utilizados en la vigilancia de largo alcance, por ejemplo para seguir los ciclones tropicales en una red muy dispersa, se instalan habitualmente en colinas, lo que permite ampliar el alcance útil; de ahí que puedan captar numerosos ecos parásitos. Una técnica de eliminación sencilla es proceder a una exploración automática a varias alturas, y descartar los datos correspondientes a las distancias más cortas a baja altitud, donde se encuentran la mayoría de los ecos parásitos.

9.3 Propagación y difusión de las señales de radar

Las ondas electromagnéticas se propagan en línea recta, en un medio homogéneo, a la velocidad de la luz. La atmósfera terrestre no es homogénea, y las microondas sufren refracción, absorción y difusión en su trayectoria. En general, la atmósfera tiene una estratificación vertical, y los rayos cambian de dirección según las variaciones de altitud del índice de refracción (o de la temperatura y de la humedad). Cuando las ondas encuentran precipitaciones y nubes, parte de la energía es absorbida, parte se difunde en todos los sentidos, y parte se retrodifunde hacia el radar.

9.3.1 Refracción en la atmósfera

La flexión de las ondas electromagnéticas puede predecirse utilizando el perfil vertical de la temperatura y de la humedad (véase Bean y Dutton, 1966). En condiciones atmosféricas normales, las ondas se desplazan según una curva que se inclina ligeramente hacia la Tierra. El trayecto de los haces puede ser ascendente (subrefracción) o descendente (superrefracción). En ambos casos, la medición de la altitud de los haces será errónea si se parte del supuesto de una atmósfera tipo.

Desde el punto de vista de la medición de las precipitaciones, el mayor problema se plantea en condiciones de superrefracción o propagación por conductos. El haz puede inclinarse suficientemente hasta alcanzar el suelo y provocar ecos terrestres que normalmente no se producen. El fenómeno aparece cuando el índice de refracción disminuye rápidamente con la altura; por ejemplo, en caso de aumento de la temperatura y disminución de la humedad con la altura. Tales ecos han de tenerse en cuenta al establecer un mapa de precipitaciones. Esta condición se denomina propagación anómala AP o ANAPROP.

Algunos ecos que se producen en "aire claro" se deben a heterogeneidades de turbulencia en el índice de refracción observado en zonas de turbulencia, en las capas más estables, en las células de cizalladura del viento o en fuertes inversiones. Esos ecos tienen una configuración fácilmente reconocible, pero deben elimi-

narse como campos de precipitación (véase Gossard y Strauch, 1983).

9.3.2 Atenuación en la atmósfera

Las microondas están sometidas a una atenuación por absorción y difusión debida a gases atmosféricos, nubes y precipitaciones.

ATENUACIÓN POR GASES

Los gases atenúan las microondas en la banda de 3-10 cm. La absorción por gases atmosféricos se debe fundamentalmente al vapor de agua y a las moléculas de oxígeno. La atenuación debida al vapor de agua es directamente proporcional a la presión y a la humedad absoluta, y aumenta en forma casi lineal con la disminución de la temperatura. La concentración de oxígeno hasta una altitud de 20 km es relativamente uniforme. La atenuación también es proporcional al cuadrado de la presión.

La atenuación por gases varía ligeramente según el clima y la estación del año. Es sensible a gran distancia en longitudes de onda de radares meteorológicos, donde puede alcanzar 3 a 4 dB a una distancia de 200 km. Al parecer, merece la pena proceder a una compensación, que puede realizarse automáticamente con facilidad. La atenuación se puede calcular en función de la distancia sobre una base estacional para los trayectos de ondas utilizados en la medición de las precipitaciones, y aplicarse para corregir el campo de precipitaciones.

ATENUACIÓN POR HIDROMETEOROS

La atenuación por hidrometeoros puede deberse a la absorción y a la difusión. Es la fuente más importante de atenuación. Depende de la forma, la dimensión, el número y la composición de las partículas. En razón de esta dependencia, es muy difícil suprimirla en forma cuantitativa empleando sólo observaciones de radar. Todavía no se ha logrado eliminarla satisfactoriamente en los sistemas automatizados de mediciones operativas. Sin embargo, se debe tener presente el fenómeno y reducir los efectos mediante alguna intervención subjetiva basada en conocimientos de carácter general.

La atenuación depende de la longitud de onda. En longitudes de onda de 10 cm es más bien débil, en tanto que en longitudes de onda de 3 cm es muy importante. En una longitud de onda de 5 cm, la atenuación puede resultar aceptable en muchos climas, sobre todo en la parte alta de las latitudes medias. La longitud de onda inferior a 5 cm no se recomienda para una medición precisa de las precipitaciones, salvo en el caso de aplicaciones a poca distancia (Cuadro 9.5).

Para las estimaciones de la precipitación por radar pueden hacerse algunas observaciones de carácter general sobre la magnitud de la atenuación. Esta depende de la masa de agua del objetivo, y por tanto de una atenuación más importante en caso de fuertes lluvias; las nubes con una masa de agua mucho menor entrañan una

CUADRO 9.5
Relaciones de atenuación unidireccional

Longitud de onda (cm)	Relación (dB km ⁻¹)
10	0,000 343R ^{0,97}
5	0,00 18R ^{1,05}
3,2	0,01R ^{1,21}

Según Burrows y Attwood (1949). Atenuaciones específicas unidireccionales a 18°C. R se expresa en unidades de mm hr⁻¹.

atenuación más débil. Las partículas de hielo atenúan mucho menos que las partículas en estado líquido. Las nubes y las nubes de hielo provocan una atenuación débil que normalmente puede descartarse. Las partículas de nieve o de hielo (o el granizo) pueden alcanzar dimensiones muy superiores a las de las gotas de lluvia. Se humedecen cuando comienzan a fundirse, lo que da lugar a un gran aumento de la reflectividad y, por consiguiente, de las propiedades de atenuación. Este fenómeno puede distorsionar las estimaciones de las precipitaciones.

9.3.3 Difusión por nubes y precipitación

La potencia de la señal detectada y tratada por el radar (es decir, el eco) es retrodifundida por el objetivo o por hidrometeoros. La sección transversal de retrodifusión (σ_b) se define como la superficie de un difusor isotrópico que enviaría a la fuente emisora la misma potencia que el objetivo real. El primero que determinó la sección transversal de retrodifusión de partículas esféricas fue Mie (1908). Rayleigh observó que si la relación entre el diámetro de la partícula y la longitud de onda es igual o inferior a 0,06 se puede utilizar una expresión más sencilla para determinar la sección transversal de retrodifusión:

$$\sigma_b = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \tag{9.8}$$

lo que justifica la ecuación 9.3. $|K|^2$, factor del índice de refracción, es igual a 0,93 para el agua en estado líquido, y a 0,197 para el hielo.

Las mediciones de potencia del radar se emplean para derivar la intensidad de difusión del objetivo mediante la ecuación 9.2 en la forma:

$$z = \frac{C \bar{P}_r r^2}{|K|^2} \tag{9.9}$$

En la Sección 9.9 se trata del método y de los problemas que plantea la interpretación del factor de reflectividad en función de la intensidad de las precipitaciones (R).

9.3.4 Difusión en el aire claro

Se ha comprobado que en regiones sin nubes de precipitación los ecos se deben sobre todo a insectos o a fuertes gradientes del índice de refracción en la atmósfera. Esos ecos son de muy poca intensidad, y sólo se detectan por radares muy sensibles. Los valores de reflectividad Z_e equivalentes para fenómenos que se producen en aire claro se sitúan en la gama de -5 y -55 dBZ, si bien no se trata de verdaderos parámetros Z, pues el proceso físico que genera los ecos es totalmente diferente. Para la medición de las precipitaciones, esos ecos representan un "ruido" poco importante en la señal. En general, se pueden asociar con algunos fenómenos meteorológicos como una brisa de mar o de tierra en caso de tormenta. Los ecos que se producen en aire claro también pueden deberse a pájaros o a insectos en concentraciones muy bajas. Los ecos con una fuerza de 5 a 35 dBZ no son raros, sobre todo en períodos de migración (véase el Cuadro 9.6).

CUADRO 9.6
Secciones transversales típicas de retrodifusión para diversos objetivos

Objeto	σ_b (m ²)
Avión	10 a 1.000
Hombre	0,14 a 1,05
Globos sonda	0,01
Pájaros	0,001 a 0,01
Abejas, libélulas, mariposas	3 x 10 ⁻⁶ a 10 ⁻⁵
Gota de agua de 2 mm	1,8 x 10 ⁻¹⁰

Si bien en el tratamiento normal las señales de radar se interpretan en función de Z o de R, las propiedades de difusión del aire claro son muy diferentes de las características de los hidrometeoros. La mayoría de las veces se expresan en función del parámetro estructural del índice de refracción, C_n^2 . Se trata de una medida de la fluctuación media cuadrática del índice de refracción como una función de la distancia (véase Gossard y Strauch, 1983).

9.4 Mediciones de la velocidad

9.4.1 El espectro Doppler

Los radares Doppler miden la velocidad estimando el desplazamiento de frecuencia producido por un conjunto de objetivos en movimiento. También proporcionan información sobre la potencia total de las señales devueltas y sobre la anchura del espectro de las partículas de precipitación contenidas en el volumen de impulsos. La velocidad Doppler media es igual al movimiento medio de difusores ponderado por sus secciones transversales y, para exploraciones de antena casi horizontales,

es esencialmente la velocidad a la que el aire se acerca al radar o se aleja de él. Asimismo, la anchura del espectro corresponde a la dispersión de la velocidad, esto es, a la cizalladura o a la turbulencia en el volumen de resolución.

Un radar Doppler mide la fase de la señal devuelta referenciando la fase de la señal recibida con relación al transmisor. La fase se determina desplazando la señal de retorno en noventa grados, para obtener las componentes en fase (I), y en cuadratura (Q), de la señal. Las componentes I y Q son muestras a distancia fija. Se toman y procesan para obtener el desplazamiento de fase medio dado por la relación entre I y Q.

9.4.2 Ambigüedades Doppler

Para detectar retornos a diversas distancias del radar, se muestrean periódicamente las señales devueltas, en general cada microsegundo, con objeto de obtener información sobre cada 150 m de la distancia. Ese muestreo puede proseguirse hasta que se transmita el impulso siguiente. Un punto muestreado en el tiempo (correspondiente a una distancia con relación al radar) se denomina puerta de distancia. La cartografía de la componente radial del viento se establece a lo largo de una zona de tempestad o de precipitación mediante las exploraciones de la antena.

El problema fundamental en la utilización práctica de los radares Doppler de impulsos consiste en suprimir la ambigüedad en las estimaciones Doppler de la velocidad media, es decir, pliegue de velocidad. Las muestras discretas equidistantes de una función variable en el tiempo dan lugar a una frecuencia máxima no ambigua igual a la mitad de la frecuencia de muestreo (f_s). Por tanto, en las frecuencias superiores a $f_s/2$ hay ambigüedad ("doble") en el cointervalo de Nyquist ($\pm f_s/2$), y se interpretan como velocidades comprendidas en $\pm \lambda f_s/4$, donde λ es la longitud de onda de la energía transmitida.

Entre las técnicas para suprimir la ambigüedad de las velocidades figuran las de PRF (Crozier y otros, 1991; Doviak y Zrníc, 1993) y las técnicas de continuidad (Eilts y Smith, 1990). En las primeras, se reúnen las estimaciones de la velocidad radial en dos PRF diferentes con distintas velocidades máximas no ambiguas, y se combinan para obtener una nueva estimación de la velocidad radial para una velocidad no ambigua más elevada. Por ejemplo, un radar en la banda C que utilice PRF de 1.200 y 900 Hz tiene velocidades no ambiguas nominales de 16 y 12 m s⁻¹, respectivamente. La magnitud de la ambigüedad puede deducirse de la diferencia entre las estimaciones de las dos velocidades necesarias para suprimir la ambigüedad hasta una gama de velocidad ampliada de ± 48 m s⁻¹ (véase la Figura 9.3).

Las técnicas de continuidad se basan en la existencia de un eco suficiente para discernir ambigüedades en las velocidades y corregirlas, suponiendo la continuidad de la velocidad (sin discontinuidad por encima de $2V_{max}$).

La utilización de PRF elevadas (superiores a unos 1.000 Hz) impone una limitación del alcance, según se

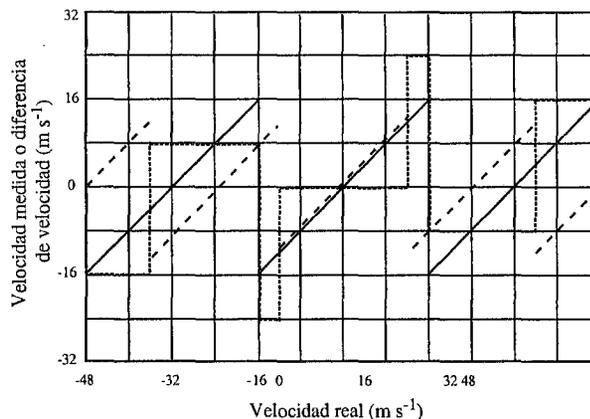


Figura 9.3 — Las líneas continuas y de trazos representan las mediciones de la velocidad Doppler realizadas con dos frecuencias de repetición de los impulsos diferentes (1.200 y 900 Hz para un radar en banda C). En las velocidades superiores a las velocidades máximas no ambiguas hay ambigüedad. Las diferencias (línea de trazos y puntos) entre las estimaciones de la velocidad Doppler son distintas y pueden utilizarse para identificar el grado de ambigüedad.

describe en la Sección 9.2. Por encima del alcance máximo, la ambigüedad devuelve los ecos al alcance primario. En el caso de radares con transmisores coherentes (por ejemplo, sistemas de klistrón), los ecos aparecen en el alcance primario. En el caso de sistemas de recepción coherente, los ecos de segunda traza aparecen en forma de ruido (Joe y otros, 1995; Passarelli y otros, 1981).

9.4.3 Mediciones por orientación vertical

En principio, un radar Doppler que funcione en el modo de orientación vertical constituye un instrumento ideal para obtener mediciones precisas en la escala de nubes de la velocidad vertical del viento y la distribución del tamaño de las gotas (DTG). Sin embargo la precisión de esas mediciones, derivada del espectro Doppler, está limitada por la fuerte interdependencia matemática de las dos magnitudes. La verdadera dificultad estriba en que el espectro Doppler se mide en función de la velocidad vertical total de las partículas en difusión, debido a la velocidad de la caída terminal de los hidrometeoros, y a las corrientes ascendentes o descendentes. Para poder calcular la DTG a partir de la incidencia vertical del espectro Doppler, el espectro ha de expresarse en función de la velocidad terminal solamente. Un error de tan sólo $\pm 0,25$ m s⁻¹ en la velocidad vertical puede originar un error del 100 por ciento en las concentraciones numéricas de las gotas (Atlas, Srivastava y Sekhom, 1973). Se ha desarrollado una técnica de dos longitudes de onda (denominada método Ratio) que permite determinar con precisión la velocidad vertical en el aire con independencia de la DTG. Con este método se llega a una solución intermedia entre la precisión potencial y las posibilidades de aplicación con éxito.

9.4.4 Medición de los campos de velocidad

Con un solo radar Doppler se puede obtener una gran cantidad de información en tiempo real. Debe señalarse

que la interpretación de la velocidad radial estimada a partir de un solo radar no siempre carece de ambigüedad. La visualización en color de los esquemas de la velocidad radial indicada por un solo radar Doppler facilita la interpretación en tiempo real de los campos de reflectividad asociados, y puede revelar importantes características que no se observan en las estructuras de la reflectividad (Burgess y Lemon, 1990). Esto es particularmente importante para identificar y seguir las fuertes tormentas. En las pantallas en color normales se asignan de 8 a 15 colores o más a las velocidades comprendidas entre $-V_{max}$ y $+V_{max}$. Las velocidades comprendidas fuera del intervalo de Nyquist entran en la escala de colores en el extremo opuesto. Este proceso puede repetirse si hay ambigüedad en las velocidades en más de un intervalo de Nyquist.

El radar Doppler puede utilizarse también para obtener perfiles verticales de los vientos horizontales. Cuando la antena del radar está orientada por encima de la horizontal, la altura aumenta en función de la distancia. Se puede obtener un perfil del viento según la altura, ajustando las curvas sinusoidales en función de los datos observados (técnica denominada Velocity Azimuth Display (visualización velocidad-azimut) o VAD, según Lhermitte y Atlas, 1961), si el viento es relativamente uniforme en la zona explorada. Los vientos a lo largo del contorno correspondiente a una velocidad radial nula son perpendiculares al eje de haz del radar. Es fácil interpretar en pantallas de color los datos VAD obtenidos a partir de sistemas de precipitación en gran escala. Los esquemas de exploración cónica en altitud típicos cuando hay precipitaciones generalizadas revelan un contorno en forma de S para una velocidad radial nula cuando el viento medio cambia con la altura (Wood y Brown, 1986). Otras veces, se pueden distinguir contornos cerrados en que son evidentes las corrientes en chorro.

Como la precisión de la medición es buena, también pueden obtenerse estimaciones de la divergencia empleando la técnica VAD, si bien esta no puede emplearse de manera precisa en períodos de precipitación convectiva alrededor del radar. Sin embargo, con radares Doppler sensibles y de mediana potencia se ha logrado obtener perfiles del viento y estimaciones de la divergencia en la capa límite, cuando está ópticamente despejada, en todos los meses del año salvo los más fríos, hasta alturas de 3 a 5 km sobre el nivel del suelo. La técnica VAD parece muy apropiada para medir vientos procedentes de sistemas de precipitaciones asociados a ciclones extratropicales y tropicales. Si el radar funciona en modo de aire claro, una serie cronológica de mediciones de divergencia y velocidad vertical derivada es particularmente útil para la "previsión inmediata" de la probabilidad de convección profunda.

Desde mediados del decenio de 1970 se realizan experimentos para medir campos de viento tridimensionales utilizando redes de varios radares Doppler. Las mediciones efectuadas en un lugar dado, en una zona de

precipitación, pueden combinarse utilizando una transformación geométrica apropiada para obtener las tres componentes del viento. Esas estimaciones pueden hacerse asimismo con dos radares solamente, aplicando la ecuación de continuidad.

9.5 Fuentes de error

RELLENO DEL HAZ DEL RADAR

En muchos casos, especialmente a gran distancia del radar, el volumen de impulsos no está totalmente lleno de precipitación homogénea. La intensidad de las precipitaciones varía con frecuencia considerablemente en pequeña escala, y a grandes distancias del radar aumenta el volumen de impulsos. Al mismo tiempo, los efectos de la curvatura de la Tierra adquieren importancia. En general, las mediciones pueden ser útiles cuantitativamente para una distancia inferior a 100 km. Este efecto es importante para medir la altura de la cima de las nubes y estimar la reflectividad.

IRREGULARIDAD EN LA DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE LAS PRECIPITACIONES

El primer parámetro de interés al hacer mediciones por radar es normalmente la intensidad de la precipitación a nivel del suelo. Debido a los efectos de la abertura del haz, de la inclinación de éste y la curvatura de la Tierra, las mediciones por radar se aplican a precipitaciones en altitud promediadas sobre una profundidad considerable. Estas mediciones dependen de los detalles de la distribución vertical de la precipitación y pueden contribuir a grandes errores en las estimaciones de la precipitación en el suelo.

VARIACIONES DE LA RELACIÓN Z-R

Se ha observado que existen diversas relaciones Z-R para los diferentes tipos de precipitación. Sin embargo, a partir de un solo radar no pueden estimarse esas variaciones en los tipos y distribución de tamaño de los hidrometeoros. En las aplicaciones prácticas, tales variaciones pueden constituir una importante fuente de error.

ATENUACIÓN POR PRECIPITACIONES INTERMEDIAS

La atenuación debida a la lluvia puede ser importante, sobre todo en las longitudes de onda de radar más cortas (5 cm y 3 cm). La atenuación debida a la nieve, aunque menor que la producida por la lluvia, puede ser igualmente importante en el caso de trayectorias largas.

BLOQUEO DEL HAZ

Según el emplazamiento del radar, el haz puede quedar parcial o totalmente oculto por la topografía o por obstáculos situados entre el radar y el objetivo. Esto produce una subestimación de la reflectividad, y por ende de la intensidad de las precipitaciones.

ATENUACIÓN DEBIDA A LA HUMEDAD DEL RADAR

La mayoría de las antenas de radar están protegidas contra el viento y la lluvia por un radomo, en general de

fibra de vidrio. El radomo se concibe de manera que la pérdida de energía radiada sea escasa. Por ejemplo, la pérdida bidireccional originada por este dispositivo puede limitarse a menos de 1 dB en la banda C, en condiciones normales. Ahora bien, en caso de precipitaciones intensas, la superficie del radomo puede cubrirse con una fina película de agua o hielo, lo que origina una fuerte atenuación dependiente del azimut.

INTERFERENCIA ELECTROMAGNÉTICA

La interferencia electromagnética causada por otros radares o dispositivos, tales como enlaces de microondas, puede ser a veces un importante factor de error. Este tipo de problema puede reconocerse fácilmente mediante observaciones. Se puede resolver mediante negociación, cambio de frecuencia, utilización de filtros en el receptor del radar y, en ocasiones, programas informáticos.

ECOS PARÁSITOS TERRESTRES

La contaminación de los ecos de la lluvia por ecos parásitos terrestres puede ser causa de errores muy importantes en la estimación de la precipitación y del viento. Ante todo, conviene reducir al mínimo los ecos parásitos terrestres mediante una antena adecuada y un buen emplazamiento del radar. Este efecto puede reducirse sensiblemente merced a una combinación de dispositivos de supresión de ecos parásitos en el equipo (Aoyagi, 1983) y mediante el tratamiento de las señales y de los datos. Los ecos parásitos terrestres aumentan considerablemente en caso de propagación anormal.

PROPAGACIÓN ANORMAL

La propagación anormal distorsiona el trayecto del haz del radar, y provoca un aumento de los ecos parásitos terrestres al refractar el haz hacia el suelo. A causa de ello, el radar puede detectar tempestades situadas muy lejos de su alcance normal, lo que provoca errores en la determinación de la distancia debido a la distorsión del alcance. La propagación anormal es frecuente en algunas regiones, cuando la atmósfera está sometida a fuertes disminuciones de humedad y/o aumentos de temperatura que se producen con la altitud. Los retornos de un eco parásito debido a una propagación anormal pueden inducir a error a observadores inexpertos, y es más difícil eliminarlos totalmente tratándolos como un eco parásito terrestre normal.

PRECISIÓN DE LA ANTENA

Con un sistema bien concebido se puede determinar la posición de la antena con una aproximación de 0,2°. Una abertura angular excesiva del haz del radar, o la presencia de glóbulos secundarios, puede también originar errores en caso de ecos parásitos o de fuertes ecos debidos a precipitaciones.

ESTABILIDAD DEL EQUIPO ELECTRÓNICO

Los sistemas electrónicos modernos están sometidos a pequeñas variaciones con el tiempo. Estas pueden

controlarse utilizando un sistema de control debidamente concebido, que limitará las variaciones del equipo electrónico a menos de 1 dB, o activará una alarma en caso de avería.

PRECISIÓN DEL TRATAMIENTO

El tratamiento de las señales ha de concebirse de manera que se saque el máximo provecho de la capacidad de muestreo del sistema. Las variancias en la estimación de la reflectividad, la velocidad Doppler y la anchura del espectro han de reducirse al mínimo. La distorsión de la distancia y la velocidad puede constituir una importante fuente de error.

ECUACIÓN DEL ALCANCE DE RADAR

Existen numerosas hipótesis para interpretar, mediante la ecuación del alcance del radar, mediciones de la potencia recibida en función del parámetro meteorológico Z. Si no se respetan esas hipótesis, pueden originarse errores.

9.6 Optimización de las características del radar

9.6.1 Elección del radar

El radar es un sistema de observación muy eficaz. Las características del radar y la climatología determinan su eficacia en determinada aplicación. No puede concebirse ningún radar para lograr la máxima eficacia en todas las aplicaciones. Se pueden elegir sus características para maximizar su eficacia en una o varias aplicaciones, por ejemplo la detección de tornados. La mayoría de las veces, para las aplicaciones generales hay que llegar a soluciones intermedias a fin de responder a las diversas exigencias del usuario. Muchas de las características son interdependientes con respecto a los resultados, por lo que es necesaria la optimización para ajustarse a una especificación apropiada. El costo es un aspecto importante. Gran parte de la interdependencia puede visualizarse con referencia a la ecuación del alcance del radar. A continuación se resumen algunos de los factores importantes.

9.6.2 Longitud de onda

Cuanto más larga es la longitud de onda más costará el sistema de radar, particularmente por lo que se refiere a la antena para una abertura angular del haz comparable (es decir, resolución). Esto se debe a una mayor cantidad de material, pero también a la dificultad para ajustarse a las tolerancias en los casos de mayor tamaño. En las bandas utilizadas en los radares meteorológicos (S, C, X y K), la sensibilidad o capacidad del radar para detectar un objetivo depende mucho de la longitud de onda. También está muy relacionada con el tamaño de la antena, la ganancia y la abertura angular del haz. Para determinada antena, la capacidad de detección de objetivos aumenta con la disminución de la longitud de onda. También se produce un aumento de la sensibilidad de 10 dB cuando la longitud de onda pasa de 5 a 3 cm. Por tanto, cuanto

más reducida es la longitud de onda mayor es la sensibilidad. Al mismo tiempo, la abertura angular del haz es más estrecha cuanto mejores son la resolución y la ganancia. Hay un gran inconveniente, y es que con pequeñas longitudes de onda aumenta mucho la atenuación.

9.6.3 *Atenuación*

Los rayos del radar resultan atenuados sobre todo por la lluvia, menos por la nieve y el hielo, y menos aún por las nubes y los gases atmosféricos. La mayoría de las veces, la atenuación en la banda S es relativamente débil y en general no muy importante. A pesar de su costo, la banda S es esencial para penetrar en las grandísimas reflectividades en latitudes medias y subtropicales en caso de fuertes temporales con granizo húmedo. La atenuación en los radares que funcionan en la banda X puede ser fuerte en cortas distancias, lo que dificulta la estimación de la intensidad de las precipitaciones, e incluso la vigilancia, salvo en distancias muy cortas en que tempestades próximas no sombrean ni ocultan sensiblemente otras más alejadas. La atenuación en la banda C es intermedia, y a menudo se considera un buen término medio para las aplicaciones generales, incluso cuando se trata de ciclones tropicales.

9.6.4 *Potencia del transmisor*

La detectabilidad del objetivo está directamente relacionada con la potencia de cresta del impulso emitido por el radar. Sin embargo, en la práctica, la potencia de transmisión es limitada a causa de la tecnología de los tubos de potencia. Un aumento ilimitado de potencia no es el medio más eficaz para aumentar la capacidad de detección de objetivos; por ejemplo, duplicando la potencia sólo aumenta la sensibilidad del sistema en 3 dB. Desde el punto de vista técnico, la máxima potencia de emisión posible aumenta con la longitud de onda. Las mejoras de la sensibilidad del reflector y de la ganancia de la antena, y la debida elección de la longitud de onda, pueden ser los mejores medios para aumentar la capacidad de detección.

Normalmente, los tubos de potencia están constituidos por magnetrones y klistrones. Los magnetrones son menos costosos, pero tienen frecuencias menos estables. Para las operaciones Doppler, se consideró indispensable la estabilidad de los klistrones. En un análisis de Strauch (1981) se llegó a la conclusión de que los magnetrones pueden ser totalmente eficaces en las aplicaciones meteorológicas de carácter general, y numerosos radares Doppler se basan actualmente en magnetrones. Las técnicas de supresión del eco en tierra y las aplicaciones de detección con aire claro pueden favorecer el empleo de klistrones. Por otra parte, los sistemas de magnetrones simplifican la supresión de los ecos de segunda traza.

En las longitudes de onda utilizadas normalmente, los radares convencionales deben detectar las intensidades de precipitación del orden de $0,1 \text{ mm h}^{-1}$ a 200 km, y tener una potencia de cresta en la emisión del orden de 250 kW o más, en la banda C.

9.6.5 *Duración del impulso*

La duración del impulso determina la potencia de resolución del objetivo del radar en alcance. La resolución en alcance o la capacidad de un radar para distinguir dos objetivos discretos es proporcional a la mitad del impulso en el espacio. La duración normal de los impulsos se sitúa en la gama de 0,3 a 4 μs . Una duración de impulso de 2 μs tiene una potencia de resolución de 300 m, y una duración de 0,5 μs , de 75 m.

Suponiendo que el objetivo llene totalmente el volumen de impulsos, duplicando la duración de éstos se aumenta la sensibilidad efectiva del radar en 3 dB, disminuyendo al mismo tiempo la resolución; reduciendo la duración del impulso se disminuye la sensibilidad, y se aumenta su resolución. La menor duración del impulso permite tomar muestras más independientes del objetivo en alcance y mejorar la precisión de las mediciones.

9.6.6 *Frecuencia de repetición de los impulsos*

La PRF debe ser la más alta posible para conseguir el máximo número de mediciones del objetivo por unidad de tiempo. Una de las razones fundamentales para limitar la PRF es la detección no deseada de ecos de segunda traza. La mayoría de los radares convencionales tienen alcances máximos no ambiguos superiores al alcance útil de la observación meteorológica por radar. Una importante limitación del alcance útil en los objetivos meteorológicos es la considerable altura del haz con respecto al suelo, incluso a distancias de 250 km.

En los sistemas de radar Doppler, las PRF elevadas se utilizan para aumentar el límite de medición de la velocidad Doppler sin ambigüedad. Ya se han señalado los inconvenientes de las PRF más altas.

El factor PRF no es una consideración de costo importante, pero influye mucho en el rendimiento del sistema. En resumen, las PRF elevadas son adecuadas para aumentar el número de muestras medidas y la velocidad Doppler máxima que puede medirse, y lograr velocidades de exploración admisibles más altas. Las PRF reducidas son adecuadas para aumentar la máxima distancia mensurable sin ambigüedad, y proporcionar un ciclo de trabajo más bajo y reducir el error tipo de las estimaciones.

9.6.7 *Sistema de antena, abertura angular del haz, velocidad y ganancia*

Los radares meteorológicos utilizan normalmente una antena de bocina con un reflector parabólico para producir un haz cónico estrecho. Dos importantes factores que deben considerarse son la abertura angular del haz (resolución angular) y la ganancia de potencia. En los radares meteorológicos comunes, el tamaño de la antena aumenta cuando la longitud de onda es mayor y el haz es estrecho.

Normalmente, los radares meteorológicos tienen aberturas angulares comprendidas entre $0,5^\circ$ y $2,0^\circ$. Para un haz de $0,5^\circ$ y $1,0^\circ$ en una longitud de onda en la

banda C, el diámetro del reflector de la antena es de 7,1 y 3,6 m, respectivamente, y en la banda S, de 14,3 y 7,2 m. El costo del sistema de antena y del pedestal experimenta un incremento muy superior al lineal con el tamaño del reflector. También hay un límite técnico y de costo. Además, hay que elegir debidamente la torre que pueda soportar el peso de la antena.

La elección de un haz estrecho para obtener la máxima resolución y mejorar la posibilidad de que el haz contenga todo el objetivo es particularmente esencial para grandes distancias. Para un haz de 0,5°, la abertura del haz azimutal (y vertical) a distancias de 50, 100 y 200 km es de 0,4; 0,9 y 1,7 km, respectivamente. Para un haz de 1,0°, las aberturas son de 0,9; 1,7 y 3,5 km. Incluso con esos haces relativamente estrechos, la abertura angular a grandes distancias es considerable.

La ganancia de la antena es también inversamente proporcional a la abertura angular del haz, por lo que con haces más estrechos mejora igualmente la sensibilidad del sistema. En las estimaciones de reflectividad y precipitación se requiere alcanzar el objetivo un mínimo de veces para lograr una precisión aceptable en las mediciones. El haz ha de tener un tiempo de pasada razonable sobre el objetivo en modo de exploración rotatorio. Por eso está limitada la velocidad de rotación de la antena. Los ciclos de exploración no pueden reducirse sin consecuencias. En las mediciones significativas de objetivos distribuidos, las partículas deben tener suficiente tiempo para volver a cambiar de posición con el fin de poder efectuar una estimación independiente. En general, los sistemas exploran a una velocidad del orden de 3 a 6 revoluciones por minuto.

Las mayoría de los radares meteorológicos tienen polarización lineal, y la dirección del vector del campo eléctrico emitido es horizontal o vertical. La elección no es evidente, pero la polarización más común es horizontal. Las ventajas de la polarización horizontal son: a) los ecos marinos y terrestres son en general menores; b) los glóbulos secundarios están menos desarrollados, lo que permite mediciones más precisas en el plano vertical; y c) la retrodifusión debida a la lluvia es mayor, porque las gotas que caen son elípticas. Sin embargo, con ángulos de elevación reducidos, la mejor reflexión de las ondas de polarización horizontal en un suelo plano pueden producir un efecto no deseado dependiente de la distancia.

En resumen, la pequeña abertura angular del haz influye en la sensibilidad, la capacidad de detección, la resolución horizontal y vertical, el alcance útil y la precisión de medición del sistema. El inconveniente de la pequeña abertura angular es principalmente el costo. Por tales razones, cuanto más se reduce la abertura angular del haz a un precio abordable mayor es la utilidad del radar (Crozier y otros, 1991).

9.6.8 Características de los radares meteorológicos típicos

En el cuadro 9.7 figuran las características de los radares típicos utilizados en las aplicaciones meteorológicas

CUADRO 9.7

Especificaciones de los radares meteorológicos típicos

Tipo	Z solamente	Doppler	Z solamente	Doppler	Microrráfaga
Banda	C	C	S	S	C
Frecuencia (GHz)	5,6	5,6	3,0	2,8	5,6
Longitud de onda (cm)	5,33	5,33	10,0	10,7	5,4
Potencia de cresta (kw)	250	250	500	1.000	250
Duración del impulso (s)	2,0	0,5 a 2,0	0,25 a 4,0	1,57 a 4,5	1,1
PRF (Hz)	250-300	250-1.200	200-800	300-1.400	235-2.000
Receptor	Log	Log/Lin	Log	Log/Lin	Log/Lin
Señal mínima detectable (dbm)	-105	-105	-110	-113	-106
Diámetro de la antena (m)	3,7	6,2	3,7	8,6	7,6
Abertura angular (grados)	1,1	0,6	1,8	1,0	0,5
Ganancia (dB)	44	48	38,5	45	51
Polarización	H	H	H	H	H
Velocidad de rotación (rpm)	6	1-6	3	6	5

generales. Como ya se ha dicho, las características y los parámetros del radar son interdependientes. Los límites técnicos de los elementos del radar y la disponibilidad de elementos fabricados son consideraciones importantes al concebir los sistemas de radar.

Los de tipo "Z únicamente" son los radares convencionales no coherentes de impulsos utilizados durante decenios, que siguen siendo sumamente útiles. Los radares Doppler son los radares de nueva generación que agregan una nueva dimensión a las observaciones. Permiten estimar la velocidad radial. Los radares "micro-Doppler" se han concebido para detectar mejor microrráfagas y tornados en pequeña escala en zonas muy limitadas, y se utilizan en la protección de las terminales aéreas.

9.7 Instalación de radar

9.7.1 Elección del emplazamiento óptimo

La elección del emplazamiento óptimo para instalar un radar meteorológico depende del uso a que esté destinado. En caso de una zona delimitada en que se necesitan avisos de tempestad, la mejor solución consiste normalmente en situar el equipo a una distancia comprendida entre 20 km y 50 km de la zona considerada, y normalmente frente al viento con relación a la trayectoria principal de las tempestades. Se recomienda instalar el radar ligeramente fuera de esa trayectoria para evitar los problemas de medición cuando la perturbación pasa sobre el radar. Esto debe permitir, al mismo tiempo, una buena resolución en la zona, y prever con mayor antelación las tempestades que se avecinen (Leone y otros, 1989).

En el caso de una red de radares destinada fundamentalmente a aplicaciones sinópticas, los radares en latitudes medias deben situarse a una distancia de 150 a 200 km aproximadamente unos de otros. La distancia puede aumentarse en latitudes más próximas al

ecuador, si los ecos de radar que deben captarse alcanzan frecuentemente grandes altitudes. En todos los casos, la mejor precisión en la medición de las precipitaciones se obtiene con los radares de haz estrecho.

En la elección exacta del emplazamiento del radar influyen numerosos factores económicos y técnicos, a saber:

- a) existencia de carreteras para acceder al radar;
- b) disponibilidad de energía y enlaces de telecomunicaciones. Con frecuencia, es necesario instalar dispositivos de protección contra rayos disponibles en el comercio;
- c) precio del terreno;
- d) proximidad de un servicio de control y mantenimiento;
- e) es preciso evitar los obstáculos que bloqueen los haces. No debe haber ningún obstáculo en un ángulo mayor que la mitad de la abertura angular del haz sobre el horizonte, o con una anchura horizontal superior a la mitad de la abertura angular del haz;
- f) los ecos parásitos terrestres deben evitarse en la medida de lo posible. En el caso de un radar que se utilice para aplicaciones a distancias relativamente cortas, a veces es posible hallar, tras una minuciosa inspección del lugar y un examen detallado de los mapas topográficos, una zona relativamente plana en una depresión poco profunda, cuyos bordes servirán de obstáculo natural a los ecos parásitos cuando los glóbulos secundarios del diagrama de radiación de la antena bloqueen lo menos posible el haz principal. En todos los casos, al estudiar el emplazamiento deberá utilizarse una cámara y un teodolito para comprobar si hay obstáculos. A veces, conviene emplear un sistema de radar móvil para confirmar la conveniencia del emplazamiento. Algunos radares modernos cuentan con equipo y programas que suprimen gran parte de los ecos terrestres con un rechazo mínimo de los ecos meteorológicos (Heiss, McGrew y Sirmans, 1990);
- g) cuando se utiliza el radar para la vigilancia a gran distancia, como en el caso de ciclones tropicales o de otras aplicaciones en las costas, normalmente se lo sitúa en lo alto de una colina. Se observará una gran cantidad de ecos parásitos, pero esto puede no tener mucha importancia en grandes distancias (para la eliminación de los ecos parásitos véase el punto 9.2.6);
- h) en todos los estudios sobre posibles emplazamientos deberá verificarse minuciosamente la interferencia electromagnética, para evitar en la mayor medida posible la interferencia con otros sistemas de comunicaciones tales como señales de televisión, enlaces de microondas u otros radares. También habrá que comprobar que no existan riesgos debidos a la radiación en microondas para la salud de la población que viva cerca del lugar previsto (Skolnik, 1970; Leone y otros, 1989).

9.7.2 *Telecomunicaciones y visualización a distancia*

La reciente evolución en la tecnología de las telecomunicaciones y de la informática permite transmitir datos de radar a un gran número de aparatos distantes. En particular, se dispone de sistemas informáticos capaces de asimilar los datos procedentes de numerosos radares, así como de otras fuentes de datos, por ejemplo satélites. El funcionamiento de un radar también se puede verificar y controlar a distancia, o sea de modo automático. Debido a esos avances técnicos, en muchos países se realizan predicciones inmediatas en lugares alejados de las estaciones de radar.

Las imágenes pueden transmitirse por casi todos los medios de transmisión modernos, como líneas telefónicas (especializadas o no), enlaces de fibra óptica, radioenlaces o enlaces de microondas, y canales de comunicación por satélite. Los sistemas de transmisión más utilizados son las líneas telefónicas especializadas, en razón de su disponibilidad y de su costo, relativamente bajo, en muchos países. Debe tenerse presente que los radares se encuentran a menudo en lugares remotos donde no se dispone de sistemas avanzados de telecomunicaciones.

Para transmitir imágenes de radar se requiere al menos una velocidad de transmisión media. Una imagen de radar con una resolución espacial correspondiente más o menos a la resolución del sensor a media distancia (100 km) necesita entre 50.000 y 100.000 puntos codificados en 16 niveles de intensidad de radar como mínimo. Cuando no hay compresión de la imagen, se tarda en transmitirla de 1 a 2 minutos, a una velocidad de 4.800 baudios. La compresión de la imagen puede reducir ese tiempo a la quinta parte, por término medio. Sin embargo, la transmisión de un mayor número de niveles de reflectividad o de datos adicionales, tales como las exploraciones de volumen de la reflectividad o datos Doppler, aumenta el tiempo de transmisión. Se ha avanzado notablemente en la tecnología de comunicaciones y compresión de datos, por lo que ya es posible transmitir por líneas telefónicas normales series de datos de coordenadas polares procesados.

9.8 *Calibración y mantenimiento*

Para la calibración y el mantenimiento de los radares hay que seguir los procedimientos prescritos por el fabricante. A continuación se ofrece una reseña.

9.8.1 *Calibración*

Lo mejor para la calibración completa de la reflectividad es utilizar un objetivo externo con un factor de reflectividad de radar conocido, como una esfera revestida de metal. Se trata de comprobar si la antena y los guías de ondas conservan sus características nominales. Sin embargo, este método se emplea muy raramente, a causa de las dificultades prácticas para poner en órbita una esfera y de las múltiples reflexiones en el suelo. Las calibraciones rutinarias, en las que se prescinde de la

antena, comprenden el guiaoondas y el sistema transmisor y receptor. Normalmente se prescriben las siguientes operaciones:

- a) medición de la potencia de emisión y de la forma de onda en la banda de frecuencias apropiada;
- b) verificación de la frecuencia de transmisión y del espectro de frecuencias;
- c) inyección de una señal de microondas conocida antes de la etapa del receptor, a fin de comprobar si los niveles de reflectividad indicados por el radar responden debidamente a la potencia de entrada;
- d) medición de la relación señal/ruido, que debe situarse en la gama nominal de acuerdo con las especificaciones del radar.

Si algunas de estas verificaciones de la calibración indican cambios o errores sistemáticos deben efectuarse los ajustes correspondientes. La calibración Doppler comprende la verificación y el ajuste de la estabilidad de fase utilizando objetivos fijos o señales artificiales, así como la graduación de los elementos reales e imaginarios del sistema de vídeo y la prueba del procesador de señales mediante señales generadas artificialmente.

La mejor manera de controlar el nivel y el ángulo de elevación es seguir la posición del sol en modo de recepción únicamente, y utilizar la información disponible sobre esa posición; de otro modo se requiere información sobre los niveles mecánicos de la antena. La presencia o ausencia de ecos procedentes de objetivos terrestres fijos también puede servir para verificar aproximadamente el rendimiento del transmisor o del receptor.

Aunque los radares modernos están normalmente provistos de elementos electrónicos muy estables, las calibraciones han de realizarse con suficiente frecuencia para garantizar la fiabilidad y la precisión de los datos. La calibración ha de hacerse por personal calificado, o mediante técnicas automáticas tales como los diagnósticos en línea y equipo de prueba. En el primer caso, en el que se necesita personal, lo mejor es efectuar la calibración al menos una vez por semana. En el segundo, puede hacerse diariamente o en forma semicontinua. Se pueden realizar frecuentemente verificaciones comparativas sencillas de la potencia y la ubicación del eco, utilizando dos o más radares superpuestos, orientados a un objetivo apropiado.

9.8.2 *Mantenimiento*

Los radares modernos instalados y funcionando debidamente no deberían sufrir averías frecuentes. Algunos fabricantes señalan un tiempo medio entre fallos (MTBF) del orden de un año. Sin embargo, tales afirmaciones son muchas veces optimistas y para alcanzar tal media hay que realizar un mantenimiento preventivo programado. Para que el tiempo de reparación sea lo más breve posible es preciso contar con un plan de mantenimiento periódico y con suficiente personal técnico.

El mantenimiento preventivo debe comprender al menos un control mensual de todas las partes del radar

que puedan desgastarse, por ejemplo engranajes, motores, ventiladores e infraestructuras. El personal local de mantenimiento debe anotar los resultados de las verificaciones en un libro de control del radar y, cuando proceda, transmitirlos al servicio central de mantenimiento. Cuando haya varios radares, se podrá disponer de un servicio centralizado de logística y de un taller de reparación. Este último recibirá las piezas averiadas de los radares, las reparará y las pasará al servicio logístico, que las almacenará como piezas de repuesto.

Para el mantenimiento correctivo, el servicio debe estar suficientemente provisto de:

- a) piezas de repuesto para todos los elementos más sensibles, tales como tubos, componentes de semiconductores, tarjetas, chasis, motores, engranajes, suministros de alimentación, etc. La experiencia muestra que conviene asignar el 30 por ciento de la inversión inicial en radar a las piezas de repuesto esenciales sobre el terreno. Cuando haya varios radares, ese porcentaje deberá reducirse al 20 por ciento aproximadamente, con una distribución apropiada entre el mantenimiento central y local;
- b) equipo de prueba, incluido el equipo de calibración mencionado anteriormente; en general, esto representará aproximadamente el 15 por ciento del valor del radar;
- c) personal debidamente capacitado para hacer diagnósticos y efectuar reparaciones con rapidez y eficiencia.

Con una organización de mantenimiento competente se debe disponer del radar durante el 96 por ciento del tiempo sobre una base anual, con material estándar. Aumentando los gastos se pueden obtener mejores resultados.

Para la calibración y el mantenimiento se recomienda disponer al menos del siguiente equipo:

- a) un generador de señales de microondas;
- b) un medidor de potencia en microondas;
- c) un osciloscopio MHz;
- d) bocinas de ganancia normalizadas;
- e) un generador de señales de frecuencia intermedia (FI);
- f) componentes de microondas, entre ellos circuitos de carga, acopladores, atenuadores, conectores, cables, adaptadores, etc. ;
- g) un analizador versátil de espectro de microondas en el servicio central;
- h) herramientas y equipo estándar de electricidad y mecánica.

9.9 **Medición de las precipitaciones**

La medición de las precipitaciones por radar suscita interés desde el comienzo de la meteorología radárica. La principal ventaja del uso de radares para medir la precipitación es la cobertura, desde un solo punto de observación y en tiempo real, de una amplia zona con resolución espacial y temporal. Además, es posible ampliar la imagen bidimensional de la situación meteorológica a

una zona muy vasta recopilando los datos procedentes de varios radares. Sin embargo, hasta hace poco no había sido posible realizar mediciones en una zona grande con la suficiente precisión que exigen las aplicaciones meteorológicas.

Lamentablemente, no es posible determinar con exactitud la precisión de las mediciones, en parte porque no se dispone de ninguna base satisfactoria de comparación. Un método común consiste en utilizar alguna red de pluviómetros como referencia para comparar las estimaciones obtenidas por radar. Este método parece atractivo a primera vista, pero tiene una limitación fundamental: que no se dispone de ningún patrón de referencia para determinar la exactitud de la medición de la cantidad de lluvia zonal realizada mediante una red de pluviómetros en la escala del haz del radar. La naturaleza no proporciona precipitaciones homogéneas y uniformes como para poder probar la red, y tampoco se dispone de ninguna norma más alta para comparar los datos obtenidos con ella. Por lo tanto, no se conoce la verdadera precipitación en la zona, ni la precisión de la red de pluviómetros. En realidad, hay indicios de que la precisión de los datos pluviométricos puede ser, para algunos fines, bastante inferior a la supuesta comúnmente, sobre todo si las estimaciones proceden de un número relativamente reducido de pluviómetros (Neff, 1977).

9.9.1 *Características de la precipitación que influyen en las mediciones por radar: relación Z-R*

La precipitación se mide habitualmente utilizando la relación Z-R:

$$Z = A R^b \quad (9.10)$$

donde A y b son constantes. La relación no es única pues se han desarrollado numerosas relaciones empíricas para diversos climas o localidades y tipos de perturbaciones. Los valores nominales y característicos del índice y el exponente son: $A = 200$; $b = 1,60$ (Marshall y Palmer, 1948; Marshall y Gunn, 1952).

La ecuación se desarrolla teniendo en cuenta varias hipótesis que pueden no ser siempre totalmente válidas. Sin embargo, el historial y la experiencia muestran que, en la mayoría de los casos, la relación da una buena estimación de la precipitación en el suelo, a menos que haya anomalías evidentes. Pueden exponerse algunas generalidades. En longitudes de onda de 5 y 10 cm, la aproximación de Rayleigh es válida a todos los efectos prácticos, salvo en presencia de granizo. Las grandes concentraciones de hielo mezclado con agua pueden provocar anomalías, sobre todo cerca del nivel de fusión. Teniendo en cuenta el factor del índice de refracción del hielo (es decir, $|K|^2 = 0,208$) y eligiendo una relación apropiada entre el factor de reflectividad y la intensidad de las precipitaciones (Z_e con relación a R), se pueden estimar las cantidades de precipitación con bastante precisión en condiciones de nieve. (El valor de 0,208, en lugar de 0,197 para el hielo, tiene en cuenta la

variación del diámetro de las partículas cuando se trata de partículas de agua y de hielo de igual masa.)

La intensidad de las precipitaciones (R) es un producto del contenido másico y de la velocidad de caída en un volumen de radar. Es aproximadamente proporcional a la cuarta potencia del diámetro de las partículas. No existe, pues, ninguna relación única entre la reflectividad del radar y la intensidad de las precipitaciones, ya que la relación depende de la distribución del tamaño de las partículas. Por esta razón la variabilidad natural en tal distribución es una importante fuente de incertidumbre en las mediciones de la precipitación por radar.

Las relaciones empíricas Z-R, así como y las variaciones entre una tempestad y otra y en el interior de una misma tempestad, han sido objeto de numerosos estudios en los últimos cuarenta años. Se puede obtener una relación Z-R calculando los valores de Z y de R a partir de distribuciones medidas del tamaño de las gotas. También se puede comparar el valor de Z medido en altitud por el radar (se denomina entonces "factor de reflectividad del radar equivalente" y se designa mediante Z_e) con R medida en el suelo. Con este último procedimiento se trata de reflejar cualquier diferencia que exista entre la intensidad de la precipitación en altitud y la que llega al suelo. También puede comprender errores en la calibración del radar, por lo que el resultado no es estrictamente una relación Z-R.

Se ha prestado mucha atención a la posibilidad de considerar parte de la variabilidad de la relación Z-R estratificando las perturbaciones según el tipo de lluvia (convectiva, no celular, orográfica). Las mejoras conseguidas no son grandes, y subsisten dudas en cuanto a la posibilidad de aplicar esta técnica en la práctica. Las variaciones de la distribución del tamaño de las gotas son ciertamente importantes, pero con frecuencia se sobrestima su importancia relativa. Después de establecer alguna media en el tiempo y/o en el espacio, se observa que los errores asociados a esas variaciones raramente exceden en un factor de 2 en la intensidad de las precipitaciones. Dichos errores son la principal fuente de variación en experimentos bien definidos, a distancias cortas. Pero, a distancias mayores, predominan generalmente los errores debidos a la imposibilidad de observar las precipitaciones cerca del suelo y al rellenado del haz. Pero esos errores no se tienen muy en cuenta, a pesar de su importancia.

Debido al aumento o a la evaporación de la precipitación, al movimiento del aire y al cambio de fase (hielo y agua en la capa de fusión, o banda brillante), se observan perfiles verticales de reflectividad muy variables, tanto en el interior de una perturbación como entre dos perturbaciones. A menos que la abertura angular del haz sea muy reducida, esto da lugar a una distribución no uniforme de la reflectividad en el volumen muestreado por el radar. La experiencia muestra que el problema del perfil vertical plantea menos dificultades en el caso de lluvia convectiva.

En cambio, con lluvia o nieve estratiforme, el perfil vertical adquiere más importancia. Al aumentar la distancia, el haz se agranda y su altitud es mayor. Por consiguiente, las diferencias entre las estimaciones de la precipitación por radar y la lluvia medida en el suelo también aumentan. Normalmente, la reflectividad disminuye con la altitud, por lo que la lluvia se subestima en las mediciones por radar en caso de precipitaciones estratiformes o de nieve.

A grandes distancias, en perturbaciones a baja altitud, y especialmente cuando la antena queda bloqueada con un reducido ángulo de elevación por obstáculos tales como montañas, la subestimación puede ser grande. Estos errores suelen predominar sobre todos los demás. Se puede prescindir fácilmente de ellos cuando se observan perturbaciones a corta distancia únicamente, o cuando se analizan varias perturbaciones situadas aproximadamente a la misma distancia.

En Joss y Waldvogel (1990), Smith (1990) y Sauvageot (1994) se tratan estas y otras cuestiones, entre ellas la elección de la longitud de onda, los errores causados por la atenuación, los aspectos que deben considerarse al elegir un emplazamiento del radar para aplicaciones meteorológicas, la calibración del equipo de los sistemas de radar, el muestreo y la promediación, y el ajuste meteorológico de los datos obtenidos por radar. En esta breve exposición se consideran únicamente las mediciones de la lluvia; se dispone de poca experiencia práctica sobre las mediciones por radar de la nieve, y todavía menos de las mediciones del granizo.

9.9.2 Procedimientos de medición

El principal procedimiento para deducir la intensidad de la lluvia a partir de reflectividades medidas por radar comprende los siguientes pasos:

- asegurarse de que el equipo es estable mediante la calibración y el mantenimiento;
- corregir los errores utilizando el perfil vertical de la reflectividad;
- tener en cuenta toda la información sobre la relación Z_e-R y deducir la intensidad de la lluvia;
- realizar el ajuste con los pluviómetros.

Los tres primeros pasos se basan en factores físicos conocidos, y en el último se utiliza un método estadístico para compensar los errores residuales, con lo que los métodos estadísticos resultan más eficaces. En el pasado, los circuitos analógicos y las técnicas fotográficas para registrar y analizar los datos imponían grandes limitaciones a la realización de este proceso. Por eso, era sumamente difícil determinar y hacer los ajustes necesarios, y desde luego no en tiempo real. Actualmente, los datos pueden obtenerse en tres dimensiones y en una forma manejable, y se dispone de la necesaria potencia de cálculo para efectuar esas tareas. En mucha de la investigación actual se pretende elaborar técnicas para hacerlo con carácter operativo (véase Ahnert y otros, 1983).

Los métodos empleados en los pasos *b)* a *d)* anteriores, y el valor de los resultados obtenidos en la

medición de las precipitaciones por radar dependen mucho de las circunstancias. Esto puede comprender el objetivo específico, en la región geográfica considerada, los detalles de la aplicación y otros factores. En algunos casos conviene realizar un proceso interactivo, como el elaborado para FRONTIERS y descrito en el Apéndice 1 por Joss y Waldvogel (1990). En ese proceso se utiliza toda la información pertinente de que se dispone en los centros modernos de información meteorológica.

Hasta ahora no se ha aceptado con carácter general ningún método de compensación de los efectos del perfil vertical de la reflectividad en tiempo real (paso *b)*), pero se pueden señalar tres métodos de compensación:

- Corrección dependiente de la distancia: El efecto del perfil vertical está asociado a la combinación de la creciente altura del eje del haz y a su agrandamiento con la distancia. En consecuencia, se puede aplicar un factor climatológico medio dependiente de la distancia para obtener una corrección en primera aproximación. Puede haber diferentes factores apropiados para distintas categorías de perturbación; por ejemplo, convectiva o estratiforme.
 - Ajuste variable en el espacio: A veces, cuando las características de la precipitación varían sistemáticamente en la zona considerada, o cuando la cobertura por radar no es uniforme debido a la topografía o a obstáculos locales, puede ser conveniente hacer correcciones según el azimut y la distancia. Si se dispone de suficiente información básica, se pueden introducir factores medios de ajuste en las tablas de investigación apropiadas; si no, las correcciones han de deducirse de los propios datos sobre la reflectividad o de comparaciones con datos pluviométricos (operación difícil en ambos casos).
 - Perfiles verticales completos: Los perfiles verticales de las perturbaciones varían según el lugar y el momento, y el nivel más bajo visible para el radar varía normalmente debido a las irregularidades del horizonte radar. En consecuencia puede ser necesario un proceso de corrección punto por punto utilizando un perfil vertical representativo para cada zona considerada, a fin de obtener los mejores resultados. Pueden obtenerse perfiles representativos a partir de los datos sobre las exploraciones de volumen de radar, resúmenes climatológicos o modelos de tempestades. Se trata del método más complejo, pero puede aplicarse con sistemas modernos de datos (Joss y Lee, 1993).
- Tras efectuar las correcciones del perfil, debe utilizarse una relación entre la reflectividad y la intensidad de la precipitación correspondiente a la situación, a las condiciones geográficas y a la estación, a fin de calcular el valor de R (paso *c)*). En opinión general las comparaciones con los datos de los pluviómetros deben hacerse regularmente, para comprobar el rendimiento del radar, y se deben introducir los ajustes apropiados si se observan claramente errores sistemáticos del radar (paso *d)*).

En aquellos casos en que las estimaciones realizadas por radar difieran considerablemente, ya sea por un problema de calibración o de otro tipo, con esos ajustes se pueden conseguir importantes mejoras.

Pero los ajustes no garantizan automáticamente el mejoramiento de las estimaciones efectuadas por radar, y a veces las estimaciones ajustadas son peores que las originales. Así ocurre especialmente en el caso de lluvia convectiva, en el que el alcance vertical del eco mitiga las dificultades asociadas al perfil vertical, y los datos obtenidos con los pluviómetros son dudosos a causa de un muestreo no representativo. Asimismo, la distancia de decorrelación espacial puede ser reducida, y la comparación pluviómetro-radar resulta cada vez más imprecisa con la distancia desde el pluviómetro. Una regla general es que los ajustes producirán sensibles mejoras sólo si la diferencia sistemática (es decir, el error) entre las estimaciones de las precipitaciones por radar y por pluviómetros es mayor que la desviación típica entre la dispersión aleatoria debida a los pluviómetros y la debida al radar. Esa regla permite determinar si deben utilizarse los datos pluviométricos para hacer ajustes, e indica que deben comprobarse los datos disponibles antes de proceder realmente a un ajuste. Se han estudiado varios métodos, pero ninguno cuenta con la aceptación general.

Se han propuesto diversas técnicas para utilizar radares con diversidad de polarización a fin de mejorar la medición de las precipitaciones. En particular, se ha sugerido que la diferencia entre las reflectividades medidas con polarización horizontal y vertical (Z_{DR}) puede proporcionar información útil sobre las distribuciones del tamaño de las gotas (Seliga y Bringi, 1976). Otro método consiste en utilizar K_{DP} , que depende de la distorsión de la forma de la onda transmitida debido a grandes esferoides achatados. El método depende de las distorsiones hidrodinámicas sufridas por las grandes gotas de lluvia; y precipitaciones más intensas con gotas de mayor tamaño conllevan firmas más netas de la polarización. Sin embargo, todavía hay bastante controversia en cuanto a si esta técnica es prometedora para la medición de las precipitaciones en la práctica (English y otros, 1991).

A distancias cortas (con elevada resolución espacial), los radares con diversidad de polarización pueden proporcionar valiosa información sobre la distribución de las partículas de las precipitaciones y otros parámetros propios de la física de las nubes. A distancias mayores, no se puede tener la seguridad de que el haz del radar esté lleno de hidrometeoros distribuidos homogéneamente, por lo que resulta más incierta la relación empírica entre la signatura polarimétrica y la distribución del tamaño de las gotas. Por supuesto, será útil conocer mejor la relación $Z-R$, pero incluso si las técnicas de parámetros múltiples funcionaran perfectamente, el error causado por la relación $Z-R$ sólo podría reducirse del 33 al 17 por ciento, como han mostrado Ulbrich y Atlas (1984). Para aplicaciones hidrológicas a corta

distancia, la corrección de otros errores (considerados ya anteriormente) es generalmente mucho mayor, tal vez de un orden de magnitud o más.

9.9.3 *Técnicas modernas y resumen*

A lo largo de los años gran parte de los trabajos de investigación se han orientado a estudiar las posibilidades del radar como instrumento de medición de la lluvia. En general, la medición de la lluvia por radar, deducida de una relación empírica $Z-R$, corresponde debidamente a las mediciones con pluviómetros a distancias próximas del radar. A distancias más largas aumentan la variabilidad y la subestimación de las mediciones por radar. Por ejemplo, en Suiza, a una distancia media de 100 km, los radares sólo miden el 25 por ciento de la cantidad de lluvia medida por pluviómetros, en tanto que a distancias cortas miden el 100 por ciento.

En terreno llano o con lluvia convectiva se observan variaciones similares, pero no tan importantes. Esto se debe a la curvatura de la Tierra, a obstáculos topográficos y a la ampliación del haz del radar con la distancia. Por eso, el principal inconveniente de utilizar el radar para medir precipitaciones y para aplicaciones hidrológicas prácticas es la imposibilidad de medir las precipitaciones suficientemente cerca del suelo a la distancia de cobertura deseada. Como este problema no se plantea frecuentemente en experimentos bien definidos, no se le ha prestado la atención que merece en las aplicaciones prácticas.

Dado que se dispone de equipo de tratamiento de datos a gran velocidad de bajo costo, hoy día es posible determinar la distribución tridimensional de los ecos en toda la zona de cobertura del radar. Y como además se conoce la posición del radar y la orografía que lo circunda, se puede corregir en tiempo real una gran parte del problema que plantea el perfil vertical, o estimar al menos su magnitud. Tal corrección permite ampliar la región en que se obtiene una precisión aceptable en muchas aplicaciones hidrológicas.

Para utilizar en forma óptima el radar deben seguirse las siguientes reglas:

- a) El emplazamiento del radar debe elegirse de manera que se puedan observar las precipitaciones lo más cerca posible del suelo. Por "observar" se entiende aquí la inexistencia de efecto de pantalla o ecos parásitos o que pueda suprimirse la influencia de estos, por ejemplo mediante análisis Doppler. Esta condición puede limitar frecuentemente el alcance útil del radar para mediciones cuantitativas a 50-100 km.
- b) La longitud de onda y el tamaño de la antena deben elegirse de manera que se logre un término medio aceptable entre la atenuación debida a las precipitaciones y una buena resolución espacial. A distancias mayores, tal vez se necesite una longitud de onda más corta para lograr un haz suficientemente estrecho, o una antena mayor si es necesario utilizar la banda S, a causa de la frecuente atenuación provocada por grandes células intensas.

- c) Es preciso mantener rigurosamente los sistemas y controlar la calidad, incluida la suficiente estabilidad y calibración del equipo.
- d) A menos que las mediciones de reflectividad se hagan junto al suelo, deben corregirse los errores procedentes del perfil vertical de la reflectividad. Como ese perfil cambia con el tiempo, se debe verificar constantemente mediante el radar. Tal vez sea necesario calcular la corrección para cada pixel, pues depende de la altura del volumen visible más bajo sobre el suelo. Es importante efectuar la corrección del perfil vertical de la reflectividad antes de proceder a otros ajustes, por tratarse de la principal corrección a gran distancia.
- e) La muestra debe tener el tamaño adecuado para la aplicación de que se trate. En las aplicaciones hidrológicas, y especialmente cuando se ajustan las estimaciones del radar con las mediciones realizadas con pluviómetros, conviene integrar los datos sobre cierto número de horas y/o kilómetros cuadrados. La integración ha de hacerse sobre la cantidad deseada (intensidad lineal de la lluvia R) para evitar todo error originado por esta integración.

Incluso una estimación aproximada del perfil vertical real de la reflectividad puede producir una importante mejora. Transfiriendo mediciones polarimétricas puede aumentarse la mejora, pero todavía no se ha demostrado que el costo adicional, la complejidad y el riesgo de interpretación errónea de las mediciones de polarización se justifiquen en las aplicaciones hidrológicas operativas.

Las principales ventajas del radar residen en su elevada resolución espacial y temporal, su amplia cobertura y la instantaneidad (datos en tiempo real). El radar también puede efectuar mediciones en zonas inaccesibles, tales como lagos, y seguir un "objetivo flotante" o un "complejo convectivo" en tiempo real; por ejemplo, para predicciones a corto plazo. Aunque no se adapte tan bien para la medición de cantidades de lluvia con una precisión absoluta, en muchos lugares se obtiene ya información cuantitativa de buena calidad con redes de radar. No es probable que el radar sustituya algún día totalmente al pluviómetro, pues éste proporciona información adicional y es esencial para ajustar y/o controlar las indicaciones obtenidas por radar. Por otro lado, según han señalado muchos expertos, para obtener una resolución como la que puede conseguirse fácilmente con el radar se necesitaría una red sumamente densa y costosa.

9.9.4 *Técnica de integración superficie-tiempo*

En las aplicaciones climatológicas, que no requieren datos en tiempo real, se puede sacar provecho de la estrecha relación entre la cantidad total de lluvia y la extensión y duración de los aguaceros (Byers, 1948; Leber, Merrit y Robertson, 1961). Sin utilizar una relación $Z-R$, Doneaud y otros (1984; 1987) establecieron una relación lineal entre la superficie de la zona abarcada por la lluvia y la pluviosidad total en esa zona con muy

poca dispersión. Esta relación depende del umbral elegido para definir la zona de lluvia. Si bien tiene limitaciones en las aplicaciones de predicción a corto plazo en tiempo real, esta relación es verdaderamente valiosa en las aplicaciones y estudios climatológicos.

9.10 **Detección del tiempo violento y aplicaciones a las predicciones inmediatas**

9.10.1 *Utilización de la información sobre la reflectividad*

En la actualidad, el criterio más utilizado para la detección por radar de tempestades potencialmente violentas es la intensidad de la reflectividad. Se aconseja a los meteorólogos de los servicios de explotación que busquen zonas de alta reflectividad (50 dBZ o más). Estas comprenden las bandas espirales y estructuras de la pared del ojo que caracterizan a los ciclones tropicales. Los ecos en forma de gancho o de dedo, los ecos salientes y de otro tipo obtenidos mediante exploraciones del volumen del radar se utilizan para prever tornados o tormentas violentas (véase, por ejemplo, Lemon, Burgess y Brown 1978), pero hay una elevada proporción de falsas alarmas.

Recientemente se ha logrado mejorar la detección de tormentas violentas tratando los datos digitales sobre la reflectividad obtenidos por exploración automática del volumen con frecuencias de actualización de 5 a 10 minutos. Con mediciones masivas de la reflectividad como las obtenidas con métodos de líquido integrado verticalmente (Vertically Integrated Liquid (VIL)) y probabilidad de tiempo violento (Severe Weather Probability (SWP)) han permitido mejorar la detección y el aviso de tempestades violentas, sobre todo de granizo.

Se han propuesto numerosas técnicas para identificar el granizo con radares convencionales de 10 cm, entre ellas la presencia de un eco de 50 dBZ a alturas de 3 u 8 km (Dennis, Schock y Koscielski, 1970; Lemon, Burgess y Brown, 1978). Sin embargo, todavía no se ha informado acerca de estudios de verificación para otras partes del mundo. Federer y otros (1978) observaron que la altura del contorno a 45 dBZ debe superar la altura del nivel de grado nulo en más de 1,4 km para la probabilidad de granizo. Otro método para mejorar la detección del granizo comprende el empleo de radares con dos longitudes de onda, generalmente en las bandas X y S (Eccles y Atlas, 1973). La física de lo que ve el radar en esas diversas longitudes de onda es esencial para comprender las ventajas y las limitaciones de estas técnicas (cambios de sección transversal de los hidrometeoros o distribución de la intensidad). Según estudios sobre la diversidad de polarización, será posible mejorar la detección del granizo y la estimación de fuertes precipitaciones sobre la base de la reflectividad direccional (Z_{DR}) medida por un radar Doppler de doble polarización (Seliga y Bringi, 1976).

Desde finales del decenio de 1970 se utilizan visualizaciones en color avanzadas y microordenadores para proporcionar intervalos de tiempo y posibilidades del

“zoom” para los datos de radar. El sistema británico FRONTIERS (Browning y Collier, 1982; Collier, 1989), el sistema japonés AmeDAS, el sistema francés ARAMIS (Comisión de las Comunidades Europeas, 1989) y el sistema estadounidense PROFS, que son interactivos, permiten al usuario obtener imágenes polí-cromas compuestas desde varios radares remotos simultáneamente, así como combinar los datos de radar con otros tipos de información.

9.10.2 *Utilización de la información Doppler*

El mejor método para medir los vientos en las precipitaciones es el método Doppler múltiple, utilizado desde mediados del decenio de 1970 en programas científicos sobre el terreno de limitada duración. Sin embargo, de momento no se prevé la utilización operativa en tiempo real de dobles o triples análisis Doppler, en razón de las condiciones de cobertura espacial. Una excepción podrían ser los aeropuertos, por sus exigencias de zona limitada, en que podrían ser útiles los sistemas biestáticos (Wurman, Randall y Burghart, 1995).

La aplicación del radar Doppler a la detección y seguimiento en tiempo real de tormentas violentas comenzó en los primeros años del decenio de 1970. Donaldson (1970) fue probablemente el primero en identificar una de las características del flujo de vórtice en una tormenta fuerte. Experimentos cuasi operativos han demostrado que un elevadísimo porcentaje de las firmas de vórtice por análisis Doppler simple corresponde a granizo devastador, fuertes vientos directos o tornados (Ray y otros, 1980; JDOP, 1979).

Desde entonces es evidente la existencia de dos características o “firmas” de fuertes tempestades. La primera es la del mesociclón, columna de aire vertical con un movimiento rotatorio ascendente, normalmente con un diámetro de 10 a 20 km. Se ha observado que la firma de un mesociclón (o doble velocidad) se forma al nivel medio de una tempestad y desciende hacia la base de las nubes, coincidiendo con el desarrollo de tornados (Burgess, 1976; Burgess y Lemon, 1990). Este comportamiento permitió reducir el tiempo de aviso de los tornados en 20 minutos o más, en experimentos cuasi operativos realizados en Oklahoma (JDOP, 1979). La mayoría de las observaciones con radar Doppler se efectuaron en Estados Unidos, y no se sabe todavía si pueden generalizarse los resultados. En experimentos llevados a cabo en Oklahoma, aproximadamente el 50 por ciento de todos los mesociclones observados correspondía a tornados; además, todas las tempestades con tornados violentos se formaron en entornos con fuerte cizalladura y se caracterizaron por considerables mesociclones (Burgess y Lemon, 1990).

La segunda firma, la firma del vórtice del tornado (Tornado Vortex Signature (TVS)) la produce el propio tornado. Se trata de la ubicación de una circulación muy débil en el interior del mesociclón. A veces, la TVS se detecta en altitud, aproximadamente media hora, o más, antes de que un tornado llegue a tierra. Tras

varios años de experiencia con la TVS, ha quedado demostrada su gran utilidad para determinar la ubicación de los tornados, generalmente dentro de con una aproximación de ± 1 km. Se estima que es posible detectar entre el 50 por ciento y el 70 por ciento de los tornados al este de las elevadas llanuras de las Montañas Rocosas, en Estados Unidos (Brown y Lemon, 1976). Se han identificado espectros Doppler de gran anchura (momento de segundo orden) correspondientes a la ubicación de tornados. Sin embargo, también se ha establecido una buena correlación entre grandes valores de anchura de espectro y de turbulencias tempestuosas.

La divergencia calculada a partir de datos sobre la velocidad radial parece corresponder debidamente a la divergencia total. Las estimaciones de la divergencia radial en la cima de una precipitación es equiparable a la altura de la cima de los ecos, lo cual indica la fuerza de las corrientes ascendentes. En experimentos cuasi operativos con radares Doppler se ha demostrado que un aumento en la magnitud de la divergencia probablemente sea el primer indicador de la intensidad de una tempestad. Además, se ha observado que una fuerte divergencia cerca de la cima de una tempestad es un indicador útil de granizo.

Normalmente se emplean firmas de divergencia a poca altitud de ráfagas descendentes con radares meteorológicos Doppler terminales (TDWR) para proteger a los aviones durante las operaciones de despegue y aterrizaje. Esos radares se han construido especialmente para la vigilancia de zonas limitadas y para rápidas exploraciones reiteradas del espacio aéreo circundante de las terminales aéreas. Como el ciclo de vida de las micro-ráfagas es de 10 a 20 minutos, para detectarlas eficazmente se requieren sistemas de radar especializados. En esta aplicación, el sistema radar-ordenador proporciona automáticamente avisos a la torre de control de tránsito aéreo (Michelson, Schrader y Wilson, 1990).

Los estudios por radares Doppler de la función de las líneas de convergencia de la capa límite en la formación de nuevas tormentas confirman los resultados de estudios anteriores sobre los arcos de las nubes realizados por satélite. Hay indicaciones de que las líneas de convergencia a mesoescala de la capa límite (incluida la intersección de frentes de ráfagas derivados de una convección anterior) desempeñan un importante papel en la determinación del lugar y el momento en que se forman las tempestades. Wilson y Schreiber (1986) han documentado y explicado varios casos de formación de tornados por líneas de cizalladura del viento no debidas a precipitaciones, observados mediante radares Doppler (Mueller y Carbone, 1987).

Las recientes mejoras en las técnicas de tratamiento y visualización digital de los datos de radar han permitido crear nuevos productos cuantitativos a base de radar, para aplicaciones meteorológicas. En varios países europeos y en Japón se utilizan esos productos de radar con modelos numéricos para la predicción operativa de las

crecidas y su control (véase, por ejemplo, Cluckie y Owens, 1987).

Por consiguiente, ya se estima posible realizar importantes avances en la predicción de tormentas en un plazo de 0 a 2 horas. Para que esto sea posible habrá que lograr la integración eficaz de los datos obtenidos con radares Doppler con datos de alta resolución transmitidos por satélite y datos de observación en superficie y por sondeo.

Los radares Doppler son particularmente útiles para seguir los ciclones tropicales, proporcionar datos sobre la evolución dinámica del ojo, el muro del ojo y las bandas espirales, y sobre la posición y la intensidad de los vientos de fuerza huracanada (Ruggiero y Donaldson, 1987; Baynton, 1979).

9.11 Radares de alta frecuencia para mediciones en la superficie de los océanos

Las señales radioeléctricas transmitidas en la banda de ondas decamétricas, de 3 a 30 MHz, son retrodifundidas por las olas en la superficie del mar, y su frecuencia sufre un desplazamiento Doppler. Esas señales pueden detectarse mediante un radar de ondas decamétricas concebido para observarlas. La intensidad de la señal devuelta se debe a la interferencia constructiva de los rayos difundidos por olas sucesivas espaciadas de manera que los rayos se difundan en resonancia, como ocurre en una red difractora. En el caso de incidencia rasante, la resonancia se produce cuando la longitud de onda de las olas es igual a la mitad de la longitud de onda de las ondas radioeléctricas. La señal devuelta sufre un desplazamiento Doppler debido al movimiento de las olas. Mediante el espectro Doppler es posible determinar la dirección del movimiento de las olas con una ambigüedad izquierda-derecha a lo largo de la dirección del haz, que puede resolverse utilizando otra información, como la de un campo de primera aproximación. Si las olas se encuentran en equilibrio con el viento en superficie, se obtiene la dirección del viento, que es la medición meteorológica básica con radares en ondas decamétricas. El análisis del espectro de la señal devuelta puede profundizarse para obtener el espectro de las olas y una indicación de la velocidad del viento.

Es posible realizar mediciones hasta una distancia de 200 km o más con radares de onda de superficie, y hasta 3.000 km o más con radares de onda ionosférica (utilizando la reflexión desde la ionosfera). Estos últimos se conocen como radares transhorizonte (Over-The-Horizon (OTH)).

La mayoría de los radares operativos se utilizan con fines militares, pero algunos se emplean para proporcionar regularmente datos sobre la velocidad del viento, en zonas muy vastas, a los servicios meteorológicos.

Shearman (1983), Dexter, Heron y Ward, (1982), Keenan y Anderson (1987) y Harlan y Georges (1994) proporcionan más información sobre los radares en ondas decamétricas y sus aplicaciones meteorológicas, así como amplias referencias.

Referencias

- Ahnert, P.R. y otros, 1983: Proposed on-site processing system for NEXRAD. *Preprints of the Twelfth Conference on Radar Meteorology*, Boston, American Meteorological Society, págs. 378-385.
- Aoyagi, J., 1983: A study of the MTI weather radar system for rejecting ground clutter. *Papers in Meteorology and Geophysics*, Volumen 33, Número 4, págs. 187-243.
- Aoyagi, J. y Kodaira, N., 1995: The reflection mechanism of radar rain echoes. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 246-248.
- Atlas, D., 1964: Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics* (H. E. Landsberg and J. Van Meighen, eds.), Volumen 10, Nueva York, Academic Press, págs. 317-479.
- Atlas, D., (ed.), 1990: Radar in Meteorology. *Battan Memorial and Fortieth Anniversary Radar Meteorology Conference*. Boston, American Meteorological Society.
- Atlas D., Scrivastava, R. C. y Sekhon, R. S., 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Volumen 11, Número 1, págs. 1-35.
- Battan, L.J., 1981: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago.
- Baynton, H. W., 1979: The case for Doppler radars along our hurricane affected coasts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60, págs. 1014-1023.
- Bean, B.R. y Dutton, E.J., 1966: *Radio Meteorology*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.
- Bebbington, D.H.O., 1992: *Degree of Polarization as a Radar Parameter and its Susceptibility to Coherent Propagation Effects*. URSI Commission F, Symposium on Wave Propagation and Remote Sensing, Ravenscar, Reino Unido, págs. 431-436.
- Bringi, V. y Hendry, A., 1990: Technology of polarization diversity radars of meteorology. In: *Radar in Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, págs. 153-190.
- Brown, R.A. y Lemon, L.R., 1976: Single Doppler radar vortex recognition, Part II: Tornadic vortex signatures. *Preprints of the Seventeenth Radar Meteorology Conference*, Boston, American Meteorological Society, págs. 104-109.
- Browning, K.A. y Collier, C.G., 1982: *An Integrated Radar-satellite Nowcasting System in the United Kingdom* (K. A. Browning, ed.). Academic Press, Londres, págs. 47-61.
- Browning, K.A. y otros, 1982: On the forecasting of frontal rain using a weather radar network. *Monthly Weather Review*, 110, págs. 534-552.
- Burgess, D.W., 1976: Single Doppler radar vortex recognition, Part I: Mesocyclone signatures. *Preprints of the*

- Seventeenth Radar Meteorology Conference*, Boston, American Meteorological Society, págs. 97-103.
- Burgess, D.W. y Lemon, L.R., 1990: Severe thunderstorm detection by radar, Capítulo 30a, *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). Battan Memorial and Fortieth Anniversary Radar Meteorology Conference, Boston, American Meteorological Society, págs. 619-647.
- Burrows, C.R. y Attwood, S.S., 1949: *Radio Wave Propagation*. Academic Press, Nueva York.
- Byers, H.R., 1948: The use of radar in determining the amount of rain falling over a small area. *Transactions of the American Geophysical Union*, págs. 187-196.
- Collier, C.G., 1989: *Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. Chichester, Inglaterra.
- Cluckie, I.D. y Owens, M.E., 1987: *Real-time Rainfall Run-off Models and Use of Weather Radar Information*. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Commission of the European Communities, 1989: *Une revue du programme ARAMIS* (J.L. Cheze). Seminar on Cost Project 73: Weather Radar Networking, Bruselas, 5-8 de septiembre de 1989, págs. 80-85.
- Crozier, C.L. y otros, 1991: The King City operational Doppler radar: Development, all season applications and forecasting. *Atmosphere-Ocean*, 29, págs. 479-516.
- Dennis, A.S., Schock, C.A. y Koscielski, A., 1970: Characteristics of hail storms of western South Dakota. *Journal of Applied Meteorology*, 9, págs. 127-135.
- Dexter, P.E., Heron, M.L. y Ward, J.F., 1982: Remote sensing of the sea-air interface using HF radars. *Australian Meteorological Magazine*, 30, págs. 31-41.
- Donaldson, R.V., Jr., 1970: Vortex signature recognition by a Doppler radar. *Journal of Applied Meteorology*, 9, págs. 661-670.
- Doneaud, A.A. y otros, 1984: The area-time integral as an indicator for convective rain volumes. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, págs. 555-561.
- Doneaud, A.A. y otros, 1987: The area-time integral technique to estimate convective rain volumes over areas applied to satellite data: preliminary investigation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, págs. 156-169.
- Doviak, R.J. y Zrnic, D.S., 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Second edition, Academic Press, San Diego.
- Eccles, P.J. y Atlas, D., 1973: A dual-wavelength radar hail detector. *Journal of Applied Meteorology*, págs. 847-854.
- Eilts, D.M. y Smith, D., 1990: Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, págs. 118-128.
- English, M. y otros, 1991: Radar measurement of rainfall by differential propagation phase: A pilot experiment. *Atmosphere-Ocean*, 29, págs. 357-380.
- Federer, N. y otros, 1978: Grossversuch IV: Design of a randomized hail suppression experiment using the Soviet method. *Pure and Applied Geophysics*, 117, págs. 548-571.
- Gossard, E.E. y Strauch, R.G., 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier Scientific Publication, Amsterdam.
- Harlan, J.A. y Georges, T.M., 1994: An empirical relation between ocean-surface wind direction and the Bragg line ratio of HF radar sea echo spectra. *Journal of Geophysical Research*, 99, C4, págs. 7971-7978.
- Heiss, W.H., McGrew, D.L. y Sirmans, D., 1990: NEXRAD: Next generation weather radar. *Microwave Journal*, Volumen 33, Número 1, págs. 79-98.
- Holt, A.R., Chandra, M. y Wood, S.J., 1995: Polarization-diversity radar observations of storms at C Band. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 188-189.
- Holt, A.R. y otros, 1993: Some Examples of the Use of Degree of Polarization in Interpreting Weather Radar Data. Twenty-sixth International Conference on Radar Meteorology, págs. 748-750.
- Joe, P. y otros, 1995: Second trip unfolding by phase diversity processing. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 770-772.
- Joint Doppler Operational Project (JDOP) Staff, 1979: *Final Report of the Joint Doppler Operational Project*. NOAA Technical Memorandum, ERL NSSL-86, Norman, Oklahoma, National Severe Storms Laboratory.
- Joss, J. y Waldvogel, A., 1990: Precipitation Measurement and Hydrology. Capítulo 29a, *Radar in Meteorology*. Battan Memorial and Fortieth Anniversary Radar Meteorology Conference (D. Atlas, ed.). Boston, American Meteorological Society, págs. 577-606.
- Joss, J. y Lee, R. W., 1993: Scan strategy, clutter suppression calibration and vertical profile corrections. *Preprints of the Twenty-sixth International Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, Norman, Oklahoma, págs. 390-392.
- Keeler, R.J., Hwang, C.A. y Loew, E., 1995: Pulse compression for weather radar. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 767-769.
- Keenan, T.D. y Anderson, S.J., 1987: Some examples of surface wind field analysis based on Jindalee skywave radar data. *Australian Meteorological Magazine*, 35, págs. 153-161.
- Leber, G.W., Merrit, C.J. y Robertson, J.P., 1961: *WSR-57 Analysis of Heavy Rains*. Ninth Weather Radar Conference, págs. 102-105.
- Lee, R., Della Bruna, G. y Joss, J., 1995: Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous

- propagation and its elimination. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 651-652.
- Lemon, L.R., Burgess, D.W. y Brown, R.A., 1978: Tornadic storm air flow and morphology derived from single Doppler radar measurements. *Monthly Weather Review*, 106, págs. 48-61.
- Leone, D.A. y otros, 1989: Meteorological considerations used in planning the NEXRAD network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 70, págs. 4-13.
- Lhermitte, R. y Atlas, D., 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Preprints of the Ninth Weather Radar Conference*, Boston, American Meteorological Society, págs. 218-233.
- Marshall, J.S. y Gunn, K.L.S., 1952: Measurement of snow parameters by radar. *Journal of Meteorology*, 9, págs. 322-327.
- Marshall, J.S. y Palmer, W.M., 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5, págs. 165-166.
- Michelson, M., Schrader, W.W. y Wilson, J.G., 1990: Terminal Doppler weather radar. *Microwave Journal*, Volumen 32, Número 2, págs. 139-148.
- Mie, G., 1908: Beitrage zur Optik truber Medien, spegiell kolloidaler Metallosungen. *Annals of Physics*, 25, págs. 377-445.
- Mueller, E.A. y Carbone, R.E., 1987: Dynamics of thunderstorm outflow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, págs. 1879-1898.
- Mueller, E.A. y otros, 1995: CSU-CHILL radar upgrades. *Preprints of the Twenty-seventh Conference On Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 703-706.
- Neff, E.L., 1977: How much rain does a raingage gage? *Journal of Hydrology*, 35, págs. 213-220.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985: *Use of Radar in Meteorology* (G. A. Clift). Technical Note No. 181, OMM-Nº 625, Ginebra.
- Passarelli, R.E., Jr. y otros, 1981: Ground clutter rejection in the frequency domain. *Preprints of the Twentieth Radar Meteorology Conference*, Boston, American Meteorological Society, págs. 295-300.
- Probert-Jones, J.R., 1962: The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88, págs. 485-495.
- Ray, P.S. y otros, 1980: Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Monthly Weather Review*, 108, págs. 1607-1625.
- Rinehart, R.E., 1991: *Radar for Meteorologists*. Grand Forks, North Dakota, University of North Dakota, Department of Atmospheric Science.
- Ruggiero, F.H. y Donaldson, R.J., Jr., 1987: Wind field derivatives: A new diagnostic tool for analyses of hurricanes by a single Doppler radar. *Preprints of the Seventeenth Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, American Meteorological Society, págs. 178-181.
- Sauvageot, H., 1982: *Radarmeteorologie*. Eyrolles, Paris.
- Sauvageot, H., 1994: Rainfall measurement by radar: A review. *Atmospheric Research*, 35, págs. 27-54.
- Seliga, T.A. y Bringi, V. N., 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 15, págs. 69-76.
- Shearman, E.D.R., 1983: Radio science and oceanography. *Radio Science*, Volumen 18, Número 3, págs. 299-320.
- Skolnik, M. (ed.), 1970: *Radar Handbook*. McGraw-Hill, Nueva York.
- Smith, P.L., 1990: Precipitation Measurement and Hydrology: Panel Report (D. Atlas, ed.). Capítulo 29b. *Radar in Meteorology*. Battan Memorial and Fortieth Anniversary Radar Meteorology Conference, Boston, American Meteorological Society, págs. 607-618.
- Smith, P.L., 1995: Dwell time considerations for weather radars. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 760-762.
- Strauch, R.G., 1981: Comparison of meteorological Doppler radars with magnetron and klystron transmitters. *Preprints of the Twentieth Radar Conference*, American Meteorological Society, págs. 211-214.
- Ulbrich, C.W. y Atlas, D., 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improve rainfall measurement. *Radio Science*, Volumen 19, Número 1, págs. 49-57.
- Wilson, J.W. y Schreiber, W.E., 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, 114, págs. 2516-2536.
- Wood, V.T. y Brown, R.A., 1986: Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds. *Journal of Atmosphere and Oceanic Technology*, 3, págs. 114-128.
- Wurman, J., Randall, M., Burghart, C., 1995: Real-time vector winds from a bistatic Doppler radar network. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 725-728.
- Zrnica, D.S. y Hamidi, S., 1981: *Considerations for the Design of Ground Clutter Cancelers for Weather Radar*. DOT/FAA/RD-81/72, NTIS, págs. 77.
- Zrnica, D.S. y Ryzhkov, A.V., 1995: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology*, Vail, American Meteorological Society, págs. 35-37.

CAPÍTULO 10 — TÉCNICAS DE GLOBOS

	<i>Página</i>
10.1	Globos..... II.10-1
10.1.1	Principales tipos de globos II.10-1
10.1.2	Materiales y propiedades de los globos II.10-1
10.1.3	Especificaciones de los globos II.10-1
10.2	Comportamiento de los globos II.10-2
10.2.1	Rapidez de ascenso II.10-2
10.2.2	Prestaciones de los globos II.10-2
10.3	Manejo de los globos II.10-3
10.3.1	Almacenamiento II.10-3
10.3.2	Acondicionamiento..... II.10-3
10.3.3	Inflado..... II.10-3
10.3.4	Lanzamiento II.10-4
10.4	Accesorios para ascensiones de globos II.10-4
10.4.1	Iluminación para ascensiones nocturnas..... II.10-4
10.4.2	Paracaídas II.10-4
10.5	Gases de inflado..... II.10-4
10.5.1	Consideraciones generales..... II.10-4
10.5.2	Cilindros de gas II.10-5
10.5.3	Generadores de hidrógeno II.10-5
10.6	Precauciones con el hidrógeno II.10-6
10.6.1	Consideraciones generales..... II.10-6
10.6.2	Diseño de edificios II.10-6
10.6.3	Cargas estáticas..... II.10-7
10.6.4	Vestimenta de protección e instalaciones de primeros auxilios..... II.10-7

TÉCNICAS DE GLOBOS

10.1 Globos

10.1.1 Principales tipos de globos

Existen dos grandes clases de globos utilizados en meteorología:

- a) los globos piloto, que se utilizan para medir visualmente el viento en altura, y los globos de techo, utilizados para medir la altura de la base de la nube, no suelen llevar una carga apreciable, por lo que son considerablemente más pequeños que los globos de radiosonda. Son casi siempre extensibles y esféricos, y de ellos se requiere ante todo que, además de poder alcanzar alturas satisfactorias, mantengan su forma esférica mientras ascienden.
- b) los globos utilizados para transportar instrumentos de registro o de transmisión de observaciones corrientes de la atmósfera superior suelen ser del tipo extensible, y de forma esférica. Se denominan habitualmente globos de radiosonda. Deberán ser del tamaño y de la calidad suficientes para poder transportar la carga requerida (por lo general, entre 200 g y 1 kg) a alturas de hasta 30 km, a una velocidad de ascenso lo bastante rápida como para permitir una aireación razonable de los elementos de medición. Para la medición de vientos en altitud mediante radar se utilizan globos piloto grandes (100 g) o globos de radiosonda, según el peso y el arrastre del equipo aéreo.

Hay otros tipos de globos, utilizados para fines especiales, que no se describen en el presente texto. Los globos de nivel constante, que ascienden hasta un nivel predeterminado y flotan en él, están hechos de material inextensible. De éstos, los de gran tamaño se llenan parcialmente en el momento del lanzamiento, y los de superpresión se llenan de modo que se inflen completamente al efectuarse el lanzamiento. Los globos tetraédricos son pequeños globos de nivel constante y de superpresión utilizados para estudios de trayectorias. La utilización de globos amarrados para la obtención de perfiles se aborda en el Capítulo 5 de la Parte II.

10.1.2 Materiales y propiedades de los globos

Los mejores materiales básicos para los globos extensibles son el látex de caucho natural de alta calidad y un látex sintético a base de policloropreno. El látex natural conserva su forma mejor que el policloropreno, es más fuerte, y puede fabricarse de mayor grosor para obtener las prestaciones deseadas. Resulta menos afectado por la temperatura, pero resiste peor al ozono y las radiaciones ultravioleta a grandes altitudes, y su duración en almacén es menor. Ambos materiales pueden llevar incorporados diversos aditivos para mejorar su duración en almacén, su resistencia, y sus prestaciones a bajas temperaturas, tanto durante el almacenamiento como

en vuelo, y para resistir el ozono y la radiación ultravioleta. Durante la fabricación de los globos que se desea llenar de hidrógeno puede añadirse también un agente antiestático, como precaución frente a posibles explosiones.

Existen principalmente dos procesos para la producción de globos extensibles. Uno de ellos consiste en sumergir un armazón en una emulsión de látex, y el otro, en conformar el globo sobre la cara interior de un molde hueco. Este método permite fabricar los globos con un grosor más uniforme, lo cual es deseable para alcanzar grandes altitudes a medida que el globo se expande, y la embocadura puede fabricarse formando una sola pieza con el resto, con lo que se evita la aparición de puntos débiles.

Para los globos de nivel constante, el material inextensible que se emplea es el polietileno.

10.1.3 Especificaciones de los globos

Una vez terminados, los globos estarán exentos de materias extrañas, picaduras u otros defectos, y tendrán un grosor uniforme. Estarán provistos de embocaduras de entre 1 y 5 cm de diámetro y de 10 a 20 cm de longitud, según el tamaño del globo, y en los globos de sondeo las embocaduras deberían poder soportar una fuerza de hasta 200 N sin sufrir daños. Para evitar que la embocadura llegue a desprenderse, es importante que el grosor de la envoltura aumente gradualmente en dirección a aquélla. Toda discontinuidad brusca del grosor constituirá un punto débil.

En cuanto al tamaño, los globos se identifican mediante su peso nominal en gramos. El peso real de un globo no debería diferir del peso nominal especificado en más de un diez, y preferiblemente, un cinco por ciento. Al expandirse, el globo debería poder alcanzar un diámetro como mínimo cuatro veces, y preferiblemente cinco o seis veces superior al original, y mantenerlo durante al menos una hora. La geometría del globo inflado será esférica o en forma de pera.

La duración de los globos en almacén es un aspecto importante, especialmente en condiciones tropicales. Aunque pueden realizarse pruebas de envejecimiento artificial, sus resultados no son muy indicativos. Una de ellas consiste en mantener el globo de muestra en un horno a 80°C durante cuatro días, situación que se considera equivalente a unos cuatro años en los trópicos, después de la cual el globo debería seguir siendo capaz de producir la expansión mínima requerida. Un embalado cuidadoso de los globos para evitar exponerlos a la luz (especialmente a la luz del sol), al aire fresco o a temperaturas extremas es esencial para evitar un deterioro rápido.

Los globos fabricados con látex sintético llevan también un plastificador que les permite resistir el

endurecimiento o congelación del material a las bajas temperaturas reinantes en torno a la tropopausa y a altitudes superiores. Algunos fabricantes proponen distintos tipos de globo para uso diurno y nocturno, con cantidades de plastificador diferentes.

10.2 **Comportamiento de los globos**

10.2.1 **Rapidez de ascenso**

Según el principio de flotabilidad, el empuje total de un globo viene dado por la flotabilidad del volumen de gas que contiene:

$$T = V(\rho - \rho_g) = 0,523 D^3 (\rho - \rho_g) \quad (10.1)$$

donde T es el empuje total; V es el volumen del globo; ρ es la densidad del aire; ρ_g es la densidad del gas; D es el diámetro del globo, supuestamente esférico.

Todo ello en unidades SI. La flotabilidad del hidrógeno ($\rho - \rho_g$) al nivel del mar es aproximadamente $1,2 \text{ kg m}^{-3}$. Todas las cantidades de la ecuación 10.1 cambian con la altura.

El empuje libre L de un globo es la cantidad en que el empuje total excede del peso conjunto W del globo más su carga (si la hubiera).

$$L = T - W \quad (10.2)$$

En otras palabras, es la flotabilidad neta, es decir, el peso adicional que el globo conseguirá soportar, con toda su carga, sin ascender o caer.

Basándose en el principio de similitud dinámica, puede demostrarse que la velocidad de ascenso V de un globo a través de aire inmóvil viene expresada por la fórmula general:

$$V = \frac{q L^n}{(L + W)^{1/3}} \quad (10.3)$$

donde q y n dependen del coeficiente de arrastre, y por consiguiente del número de Reynolds, $v\rho D/\mu$ (donde μ es la viscosidad del aire). Lamentablemente, muchos de los globos meteorológicos tienen, en algún momento del vuelo, números de Reynolds comprendidos en la región crítica $1,10^5$ a $3,10^5$, en que se produce un rápido cambio del coeficiente de empuje, y no siempre son perfectamente esféricos, de modo que es impracticable utilizar una fórmula simple que sirva para globos de tamaños y empujes libres diferentes. Por consiguiente, los valores de q y de n en la fórmula precedente deberán obtenerse experimentalmente; expresando en metros por minuto la velocidad de ascenso, dichos valores suelen ser muy aproximadamente iguales a 150 y a 0,5; respectivamente. Otros factores, tales como el cambio de la densidad del aire o las pérdidas de gas, pueden también afectar a la velocidad de ascenso y causar una variación apreciable con la altura.

Durante la realización de sondeos en condiciones de precipitación o de engelamiento, podría ser necesario un aumento del empuje libre de hasta un 75 por ciento, en función del mayor o menor rigor de las condiciones

reinantes. Únicamente deberían utilizarse valores supuestos de la velocidad de ascenso en condiciones de precipitación ligera. Por lo general, sólo es necesario conocer con precisión la velocidad de ascenso para las observaciones piloto y de techo de nubes, en que no hay otro medio de determinar la altura. La velocidad de ascenso depende en gran medida del empuje libre y de la resistencia del aire sobre el globo y la barquilla. El arrastre puede ser más importante, especialmente en el caso de los globos no esféricos. La altura máxima depende principalmente del empuje total y del tamaño y calidad del globo.

10.2.2 **Prestaciones de los globos**

En el Cuadro siguiente se indican valores típicos de las prestaciones que proporcionan distintos tipos de globos. Se trata de valores muy aproximados. Cuando resulte necesario conocer con precisión las prestaciones de determinado globo y de su barquilla, habrá que averiguarlas mediante el análisis de vuelos reales. Aumentando el empuje total, un globo puede transportar una carga útil superior a la indicada en el cuadro. Ello se consigue utilizando más gas y aumentando el tamaño del globo, con lo cual se modifica la velocidad de ascenso y la altura máxima.

Prestaciones típicas de un globo

Peso (g)	10	30	100	200	350	600	1.000	1.500	3.000
Diámetro en el lanzamiento (cm)	30	50	90	120	130	140	160	180	210
Carga útil (g)	0	0	0	250	250	250	250	1.000	1.000
Empuje libre (g)	5	60	300	500	600	900	1.100	1.300	1.700
Velocidad de ascenso (m min ⁻¹)	60	150	250	300	300	300	300	300	300
Altura máxima (km)	12	13	20	21	26	31	34	34	38

La elección de un globo para fines meteorológicos viene dictada por la carga que haya que transportar, la velocidad de ascenso, la altura requerida y, si el globo se va a utilizar para un seguimiento visual, el color. Normalmente es deseable una velocidad de ascenso de entre 300 y 400 m min^{-1} , a fin de reducir al mínimo el tiempo requerido para la observación; podría ser también necesaria para proporcionar una aireación suficiente de los sensores de la radiosonda. Al elegir un globo habrá que tener también en cuenta que la altitud alcanzada suele ser menor cuando la temperatura es muy baja en el momento del lanzamiento.

En cuanto a los globos que se utilizan para operaciones ordinarias, es conveniente determinar el empuje libre que permita alcanzar alturas de explosión óptimas. Por ejemplo, se ha notado que, en algunos globos medianos, una menor cantidad de gas de inflado conlleva una reducción de la velocidad media de ascenso de 390 a 310 m min^{-1} , lo que puede dar lugar a un incremento de la altura de explosión de una media de 2 km . Deberán llevarse registros de las alturas de explosión y examinarse periódicamente para asegurar la aplicación de las mejoras prácticas.

En períodos diurnos, las observaciones visuales se facilitan utilizando globos incoloros los días soleados y despejados, y de color oscuro los días nubosos.

La mejor manera de calibrar las prestaciones de un globo es determinando la extensión lineal máxima que soportará sin estallar; este concepto puede expresarse de manera práctica mediante el cociente entre el diámetro (o circunferencia) en el momento de estallar y el diámetro del globo no inflado. Las prestaciones de un globo durante el vuelo, sin embargo, no son necesariamente las mismas que en una prueba de estallido efectuada en tierra, sino que pueden resultar afectadas por un trato rudo durante el inflado y por los esfuerzos provocados durante un lanzamiento en condiciones de viento duro. Durante el vuelo, la extensión del globo puede resultar afectada por la pérdida de elasticidad a bajas temperaturas, por la acción química del oxígeno, del ozono o de la radiación ultravioleta, y por defectos de fabricación tales como picaduras o zonas débiles. Con todo, un globo de calidad satisfactoria debería extenderse al menos hasta el cuádruple durante un sondeo real. El grosor de la tela en el momento del lanzamiento suele ser de 0,1 a 0,2 mm.

Durante el ascenso, se produce siempre un ligero exceso de presión p_1 de varios hectopascales en el interior del globo, debido a la tensión del caucho. Ello impone un límite a la presión externa que es posible alcanzar. Puede demostrarse que, si la temperatura es la misma en el interior que en el exterior del globo, la presión limitadora p viene dada por:

$$p = \left(\frac{1,07 W}{L_0} + 0,075 \right) p_1 \approx \frac{W p_1}{L_0} \quad (10.4)$$

donde W es el peso del globo más los aparatos, y L_0 el empuje libre en tierra, expresados ambos en gramos. Si el globo es capaz de alcanzar la altura correspondiente a p , flotará a esa altura.

10.3 Manejo de los globos

10.3.1 Almacenamiento

Es muy importante que los globos de radiosonda se almacenen correctamente si se desea obtener de ellos unas prestaciones óptimas al cabo de varios meses. Es aconsejable reducir las existencias de globos a la cantidad mínima que permitan las necesidades operacionales dentro de los márgenes de seguridad. Siempre que sea posible, será preferible recibir material con frecuencia antes que comprar en grandes cantidades. Para evitar utilizar globos que hayan estado almacenados durante mucho tiempo, convendrá siempre utilizarlos siguiendo el orden en que se hayan comprado.

Normalmente es posible obtener las prestaciones máximas hasta unos 18 meses después de la fabricación, siempre y cuando las condiciones de almacenamiento se hayan elegido cuidadosamente. Muchos fabricantes publican instrucciones para sus propios globos, que habrá que observar meticulosamente. Las instrucciones generales siguientes son aplicables a la mayoría de los tipos de globos de radiosonda.

Los globos deben almacenarse al abrigo de la luz del sol y, a ser posible, en la oscuridad. En ningún

momento deberán almacenarse junto a una fuente de calor o de ozono. Los globos hechos de policloropreno o de una mezcla de policloropreno y caucho natural pueden deteriorarse si se exponen al ozono emitido por generadores eléctricos o motores de grandes dimensiones. Todos los globos se mantendrán en su embalaje original hasta que comiencen los preparativos del vuelo. Habrá que poner cuidado para que no entren en contacto con sustancias oleosas o de otro tipo que pudieran penetrar en la envoltura y dañar el globo.

Siempre que sea posible, los globos se guardarán en un recinto a temperaturas de entre 15°C y 25°C; algunos fabricantes proponen directrices concretas sobre este particular, que habrá que seguir en todos los casos.

10.3.2 Acondicionamiento

Los globos hechos de caucho natural no requieren tratamiento térmico previo a su uso, ya que ese material no se congela a las temperaturas habituales de los edificios habitados. Sin embargo, si un globo ha estado almacenado a una temperatura inferior a 10°C durante un largo período, es preferible tenerlo a la temperatura ambiente durante varias semanas antes de utilizarlo.

Los globos de policloropreno experimentan una pérdida parcial de elasticidad durante el almacenamiento prolongado a temperaturas inferiores a 10°C. Para obtener un resultado óptimo, habrá que recuperar dicha pérdida antes del inflado mediante una preparación del globo. Convendrá atenerse a las instrucciones del fabricante. Lo habitual es colocar el globo en una cámara aislada térmicamente con circulación forzada de aire, mantenerlo a temperatura y humedad adecuadas durante algunos días antes de inflarlo, o sumergirlo en un baño de agua templada.

En las estaciones polares, durante períodos extremadamente fríos, los globos que se utilicen serán de características especiales, de modo que puedan mantener la resistencia y la elasticidad en tales condiciones.

10.3.3 Inflado

Cuando no se utilice un lanzador de globos, convendrá disponer de un recinto especial, bien ventilado, preferiblemente aislado de otros edificios, para el llenado de los globos. Si se va a utilizar hidrógeno gaseoso, el edificio no contendrá ninguna fuente de chispas, y todos los interruptores eléctricos estarán contruidos de manera que no las produzcan; en la sección 10.6 se dan más indicaciones al respecto. Si se va a usar helio gaseoso, habrá que prever la posibilidad de calentar el edificio en tiempo frío. Las paredes, puertas y suelos tendrán buenos acabados, y estarán libres de polvo y de partículas finas.

Durante el inflado convendrá usar vestimentas de protección. El operario no debería permanecer en una habitación cerrada con un globo que contenga hidrógeno. El proceso de suministro del hidrógeno debería estar controlado, y la operación de llenado se observará desde el exterior si las puertas están cerradas; éstas

permanecerán abiertas mientras el operario se encuentre en el recinto con el globo.

El inflado debería realizarse lentamente, ya que toda expansión súbita podría crear zonas débiles en el material del globo. Sería deseable disponer de una válvula de ajuste fino para regular el flujo del gas. El nivel de inflado deseado (empuje libre) puede determinarse utilizando una boquilla de llenado, del peso requerido, o una boquilla que forme un brazo de balanza, en el que pueda pesarse el empuje del globo. Este último método es menos conveniente, a menos que se desee un margen de variación en el peso de los globos, que es prácticamente innecesario en el régimen de trabajo habitual. Es útil disponer de una válvula acoplada al inflador de balanza; un sistema más depurado, utilizado en algunos servicios, consiste en una válvula ajustable de modo que cierre automáticamente al alcanzarse el empuje adecuado.

10.3.4 *Lanzamiento*

El globo se mantendrá al abrigo hasta que todo esté listo para el lanzamiento. Convendría evitar una exposición prolongada a la luz solar intensa, que podría causar un rápido deterioro del material del globo, o incluso hacerlo estallar antes de iniciar el ascenso. En los lanzamientos manuales convendrá vestir prendas de protección.

El lanzamiento de un globo de radiosonda con viento ligero no reviste especial dificultad. Habrá que tener cuidado siempre en evitar que el globo y los instrumentos tropiecen con obstáculos antes de elevarse por encima de los árboles y edificios que rodean la estación. Una gran parte de los problemas de lanzamiento puede evitarse planificando detenidamente el lugar en que se va a efectuar. El área elegida tendrá un mínimo de obstáculos que puedan interferir en el lanzamiento, y los edificios de la estación estarán diseñados y ubicados atendiendo a los vientos predominantes, a los efectos de ráfaga en el área de lanzamiento y, en climas fríos, a las ventiscas de nieve.

Es también aconsejable, con vientos fuertes, mantener la amarra de suspensión del instrumento lo más corta posible durante el lanzamiento, utilizando una trabilla de suspensión o un debobinador. Un dispositivo útil sería un carrete que enrolle la amarra de suspensión, junto con una espiga provista de un freno de aire o de una trabilla que permita ir largando lentamente la amarra tras el lanzamiento del globo.

Los lanzadores mecánicos de globos tienen la gran ventaja de haber sido diseñados para proporcionar una seguridad prácticamente total, ya que mantienen separado al operario del globo durante el llenado y el lanzamiento. Pueden ser automatizados en grado diverso, incluso hasta el punto de poderse realizar toda la operación de radiosonda sin la presencia de un operario. Estos dispositivos no son efectivos a velocidades del viento superiores a unos 20 m s^{-1} . Convendrá prever una ventilación adecuada para los sensores de radiosonda antes del lanzamiento, y sería deseable que la estructura estuviera construida de manera que no resultara dañada por el fuego o las explosiones.

10.4 *Accesorios para ascensiones de globos*

10.4.1 *Iluminación para ascensiones nocturnas*

La fuente de luz habitualmente utilizada en las ascensiones nocturnas de los globos piloto es una pequeña batería eléctrica de linterna y una lámpara. Suele ser adecuada una batería de dos celdas de 1,5 voltios, o bien una de activación por agua con una bombilla de 2,5 voltios y 0,3 amperios. Otra posibilidad es utilizar un dispositivo de iluminación por fluorescencia química. No obstante, para sondeos de gran altitud se necesita un sistema más potente, de dos o tres vatios, junto con un reflector simple.

Si se desea que la velocidad de ascenso se mantenga invariable cuando se utilice un dispositivo de iluminación, en teoría se requerirá un pequeño aumento del empuje libre; es decir, el empuje total deberá aumentar en una cantidad superior al peso adicional transportado (véase la ecuación 10.3). En la práctica, sin embargo, el aumento requerido es probablemente menor que el calculado, ya que la carga mejora el perfil aerodinámico y la estabilidad del globo.

Tiempo atrás, se utilizaba para los ascensos nocturnos una pequeña vela alojada en una linterna de papel translúcido suspendida a unos dos metros por debajo del globo. Aun así, existe un riesgo de deflagración o de explosión si la vela llega a aproximarse al globo o a la fuente de hidrógeno, además del riesgo de originar un incendio forestal u otro incendio grave al retornar a tierra. Por ello, no es en absoluto recomendable utilizar velas.

10.4.2 *Paracaídas*

Para reducir el riesgo de causar daños con la caída de un instrumento de sondeo, es habitual instalar un paracaídas simple. Este debería poder abrirse con fiabilidad, y reducir la velocidad de descenso a no más de 5 m s^{-1} en las proximidades del suelo. Convendrá también que sea resistente al agua. Para instrumentos de más de 2 kg de peso, será suficiente un paracaídas de papel impermeable o de plástico, de unos dos metros de diámetro, y de una longitud de cordaje de unos tres metros. Para reducir la tendencia del cordaje a retorcerse durante el vuelo, es aconsejable fijar las cuerdas a un aro ligero de madera, plástico o metal, de unos 40 cm de diámetro, inmediatamente por encima del punto en que se enlazan.

Cuando la barquilla incorpora un reflector de radar para la detección de vientos, podrá instalarse éste con el paracaídas, y servirá además para mantener las cuerdas separadas. Las cuerdas y los accesorios deberán poder resistir la apertura del paracaídas. Si se utilizan radiosondas de poco peso (menos de 250 g), el reflector de radar podría proporcionar suficiente arrastre por sí solo durante el descenso.

10.5 *Gases de inflado*

10.5.1 *Consideraciones generales*

Los dos gases más adecuados para los globos meteorológicos son el helio y el hidrógeno. El primero es con

mucho preferible, ya que no presenta riesgos de explosión ni de incendio. Pero son pocos los países que disponen de un suministro natural abundante, por lo que se utiliza más el hidrógeno. La flotabilidad (empuje total) del helio es de $1,115 \text{ kg m}^{-3}$ a una presión de 1.013 hPa y a una temperatura de 15°C . El valor correspondiente para el hidrógeno puro es de 1.203 kg m^{-3} , y para el hidrógeno comercial, un poco más bajo.

Cabe señalar que la utilización de hidrógeno a bordo de buques ya no está permitida en las condiciones generales de las pólizas de seguro marítimo. En tales circunstancias, deberá sopesarse el costo adicional que supondría la utilización de helio, frente a los riesgos para la vida humana y el costo extra del seguro, si fuera posible concertar uno.

Además del costo y de los problemas del transporte, el suministro de gas comprimido en cilindros constituye el medio de abastecimiento de gas más conveniente en las estaciones meteorológicas. Sin embargo, cuando el costo o la dificultad de suministrar cilindros sea un impedimento, la utilización de un generador de hidrógeno en la estación (véase el párrafo 10.5.3) no debería presentar grandes dificultades.

10.5.2 Cilindros de gas

Para usos generales, los cilindros de acero, con una capacidad de 6 m^3 de gas comprimido a una presión de 18 MPa (10 MPa en los trópicos), tienen probablemente el tamaño más conveniente, pero cuando el consumo de gas es alto, como ocurre en las estaciones de radiosonda, puede ser útil emplear cilindros de mayor capacidad, o hileras de cilindros estándar conectados a una misma válvula de salida. Esta forma de colocación reducirá al mínimo las operaciones del personal. Para evitar el riesgo de confusión con otros gases, los cilindros de hidrógeno estarán pintados de un color distintivo (en muchos países se usa el rojo), y sus válvulas de salida estarán roscadas a la izquierda, para diferenciarlas de las de los cilindros de gases no combustibles. Los cilindros estarán provistos de un capuchón, para proteger las válvulas durante los desplazamientos.

Convendría probar los cilindros de gas a intervalos regulares de dos a cinco años, en función del tipo de reglamentación nacional vigente. Para efectuar la prueba, se los somete a una presión interna al menos un 50 por ciento superior a su presión de funcionamiento normal. Los cilindros de hidrógeno no deberían exponerse al calor, y en climas tropicales deberían estar protegidos de la luz solar directa. Preferiblemente, deberían almacenarse en un lugar cerrado, bien ventilado, que permita salir al exterior los escapes de gas que se produzcan.

10.5.3 Generadores de hidrógeno

El hidrógeno puede producirse *in situ* mediante diversos tipos de generadores. Los procesos siguientes han resultado los más adecuados para fines meteorológicos:

- a) ferrosilicio y soda cáustica con agua;
- b) aluminio y soda cáustica con agua;

- c) hidruro de calcio y agua;
- d) pastillas de magnesio-hierro y agua;
- e) amoníaco líquido con catalizador de platino caliente;
- f) metanol y agua con un catalizador caliente;
- g) electrólisis de agua.

La mayoría de las sustancias empleadas en estos procesos son peligrosas, y habrá que atenerse estrictamente a las normas nacionales y a los códigos de aplicación de dichas normas. Esas sustancias requieren un transporte, almacenamiento, manipulación y evacuación especiales. Muchas de ellas son corrosivas, al igual que el residuo resultante de su utilización. Si no se controlaran cuidadosamente esas reacciones, podrían producir un exceso de calor y de presión. El metanol, que es un alcohol tóxico, puede ser mortal si se ingiere, como puede serlo para personas que abusan de esta sustancia.

En particular, la sosa cáustica, que es de uso común, requiere un manejo cuidadoso por parte del operario, que debería protegerse adecuadamente, especialmente los ojos, no sólo del contacto con la solución, sino también de las finas partículas que podrían desprenderse al colocar el material sólido en el generador. En previsión de accidentes, convendrá tener a mano un agente neutralizador (por ejemplo, vinagre).

Algunos de estos métodos químicos tienen lugar a alta presión, con el consiguiente aumento del riesgo de accidente. Convendría probar los generadores de alta presión cada dos años, como mínimo al doble de la presión de funcionamiento. Los generadores estarán provistos de un dispositivo de seguridad que alivie el exceso de presión. Este suele consistir en un disco de seguridad, y es muy importante atenerse estrictamente a las instrucciones de uso en lo referente al material, tamaño y forma de los discos y a la frecuencia de recambio. Aunque el dispositivo de seguridad sea eficiente, es previsible que durante su funcionamiento eyecte solución caliente. Deberán limpiarse cuidadosamente los generadores de alta presión antes de recargarlos, dado que los restos de la carga anterior podrían reducir considerablemente el volumen disponible del generador y aumentar, por consiguiente, la presión de funcionamiento por encima del límite de diseño.

Por desgracia, el hidruro de calcio y el magnesio-hierro, que permiten evitar la utilización de soda cáustica, son caros de producir, por lo que probablemente sólo serán aceptables para fines especiales. Dado que estos dos materiales producen hidrógeno a partir de agua, es esencial almacenarlos en contenedores absolutamente a prueba de humedad. En los procesos en que se utilice un catalizador, se pondrá buen cuidado en evitar la contaminación del catalizador.

Todos los sistemas producen gas a una presión suficiente para llenar globos. Algunos de ellos, sin embargo (en particular, la electrólisis), son demasiado lentos, por lo que habría que producir el gas antes de necesitarlo, y almacenando en forma comprimida en un recipiente a tal efecto.

Los procesos que funcionan mediante electrólisis de agua o mediante la desintegración catalítica del metanol resultan atractivos por su relativa seguridad y sus bajos costos, y por utilizar materiales no corrosivos. Tanto estos dos procesos como el de amoníaco líquido requieren la utilización de energía eléctrica. El equipo es más bien complejo, y deberá estar sometido a un cuidadoso mantenimiento y, diariamente, a procedimientos de comprobación detallados, para asegurarse de que los sistemas de control de seguridad son efectivos. El agua destinada a la electrólisis deberá tener un bajo contenido en minerales.

10.6 Precauciones con el hidrógeno

10.6.1 Consideraciones generales

El hidrógeno puede entrar en ignición mediante una pequeña chispa, y arde con una llama casi invisible. Puede también arder mezclado con el aire a muy diversas concentraciones (entre 4 y 74 por ciento en volumen), y explotar a concentraciones de 18 a 59 por ciento. En ambos casos, un operario cercano puede sufrir quemaduras graves en toda la piel expuesta, y una explosión puede lanzar a una persona contra una pared o derribarla, causándole heridas graves.

El riesgo de accidente puede eliminarse mediante procedimientos y equipo cuidadosamente diseñados, siempre y cuando se respeten aquéllos y se mantengan éstos con diligencia. La incorporación de medios de seguridad adecuados para los edificios en los que se genera y almacena hidrógeno, o para los lugares en que se llenan o lanzan los globos, no siempre es objeto de la atención adecuada. En particular, deberá someterse a vigilancia e inspección meticulosas y continuas la observancia de los procedimientos por parte de los operarios.

La gran ventaja de los lanzadores automáticos de globos (véase la sección 10.3.4) es que pueden llegar a tener un grado de seguridad casi total para los operarios, manteniendo a éstos separados del hidrógeno.

Un buen punto de partida para conocer las precauciones que se han de adoptar con el hidrógeno son las normas y reglas de utilización concebidas para evitar los riesgos que conllevan las atmósferas explosivas en general. Se encontrará mayor información sobre las precauciones necesarias en las publicaciones sobre los riesgos de explosión en las salas de operaciones de los hospitales y en otros entornos industriales en que existan problemas similares. El operario no debería permanecer nunca en un recinto cerrado con un globo inflado.

10.6.2 Diseño de edificios

Debería disponerse lo necesario para evitar la acumulación de hidrógeno libre y de cargas estáticas, y la aparición de chispas en todo recinto en que se genere, almacene o utilice hidrógeno. Deberá evitarse la acumulación de hidrógeno incluso en caso de que estallara un globo en el interior del recinto durante el proceso de inflado.

El diseño estructural de los edificios en que se opere con hidrógeno deberá incorporar disposiciones de

seguridad. Las condiciones climáticas y las normas y códigos nacionales establecen un margen de limitación dentro del cual pueden definirse muchos tipos de diseños y materiales apropiados para esa clase de edificios. Los códigos tienen únicamente carácter de recomendación, y sirven como base para trabajar correctamente. Las normas se publican en forma de especificaciones para materiales, productos y seguridad en el trabajo. Deberían referirse a aspectos tales como accesorios de iluminación eléctrica que no produzcan llamas, aparatos eléctricos en atmósferas explosivas, ventilación de recintos con atmósferas explosivas, utilización de ventanas de plástico, discos de seguridad, etc.

Tanto los códigos como las normas contendrán información útil y adecuada para el diseño de edificios en que se trabaje con hidrógeno, y estarán en consonancia con las prácticas nacionales recomendadas. Cuando se diseñen edificios de este tipo, o cuando se reexamine la seguridad de un edificio existente, convendría solicitar directrices de las autoridades nacionales de normalización, en particular para aspectos tales como:

- a) ubicaciones preferidas para los sistemas de hidrógeno;
- b) resistencia de los materiales propuestos contra incendios, en relación con los valores que haya que cumplir;
- c) necesidades de ventilación, y en particular techos de construcción ligera para que el hidrógeno y los productos de las explosiones escapen desde el punto más alto del edificio;
- d) equipo y cableado eléctrico adecuados;
- e) protección contra incendios (extintores y alarmas);
- f) disposiciones para que el operario controle el inflado del globo desde el exterior del recinto de llenado.

Convendrá adoptar medidas para reducir al mínimo la posibilidad de que se produzcan chispas en los recintos en que se maneje hidrógeno. Por lo tanto, deberá mantenerse fuera de los recintos todo tipo de sistemas eléctricos (interruptores, tomas, cables); en caso contrario, habría que instalar interruptores especiales a prueba de chispas, presurizados para evitar la penetración de hidrógeno, así como cables de esas mismas características. Es también aconsejable iluminar los recintos mediante luces exteriores a través de ventanas. Por esas mismas razones, ningún instrumento de los que se utilicen deberá producir chispas. El calzado del observador tampoco deberá producir chispas, y se instalará asimismo una protección adecuada contra rayos.

Si en alguna parte del edificio se utilizan sistemas de aspersión, deberá tenerse presente la posibilidad de que siga escapando hidrógeno aun después de haber extinguido el fuego. Existen sistemas de detección de hidrógeno que pueden utilizarse, por ejemplo, para apagar el generador de hidrógeno si llegase a un 20 por ciento del límite inferior de explosión, y activar una alarma, más una alarma subsiguiente que se activaría a un 40 por ciento de dicho límite.

Convendría delimitar una zona de alarma en torno a un área que abarque el generador, el almacenamiento y el globo, y a la que sólo estaría permitido el acceso con vestimenta de seguridad.

Los lanzadores de globos (sección 10.3.4) hacen normalmente innecesario un recinto especial para el llenado del globo, y simplifican mucho el diseño de las instalaciones para uso de hidrógeno.

10.6.3 Cargas estáticas

Los peligros que conlleva el inflado y el lanzamiento de los globos pueden reducirse considerablemente evitando la presencia de cargas estáticas en el recinto de llenado, en la ropa del observador y en el propio globo. Las cargas estáticas se controlan mediante unas buenas tomas a tierra de los equipos de hidrógeno y de los accesorios del recinto de llenado. La utilización de asideros de descarga estática para los observadores puede eliminar las cargas acumuladas en las prendas de vestir.

En los globos, las cargas son más difíciles de eliminar. El material del globo, especialmente el látex puro, es un aislante excelente. Se generan cargas estáticas al separar dos materiales aislantes en contacto entre sí. Un breve contacto con las ropas del observador puede generar una carga de 20 kV, que, si se descarga a través de una chispa, resulta más que suficiente para deflagrar una mezcla de aire e hidrógeno. Las cargas acumuladas en un globo pueden tardar muchas horas en descargarse a tierra a través de la tela, o de manera natural al aire circundante. Se ha determinado también que, cuando un globo estalla, la separación de la lámina a lo largo de una hendidura en la tela puede generar chispas con energía suficiente para desencadenar la ignición.

Las cargas electrostáticas pueden evitarse o eliminarse rociando agua sobre el globo durante el llenado, sumergiéndolo en una solución antiestática (secándolo o no antes de su utilización), utilizando globos con aditivos antiestáticos en el látex, o insuflando aire ionizado sobre el globo. No bastará con conectar a tierra la embocadura del globo.

El potencial electrostático máximo que se puede generar o mantener en la superficie de un globo disminuye al aumentar la humedad, pero la magnitud de este efecto no se conoce aún con exactitud. Ciertas pruebas realizadas con globos de 20 g inflados indican que es poco probable que se produzcan chispas con la energía suficiente para deflagrar mezclas hidrógeno-oxígeno cuando la humedad relativa del aire es superior al 60 por ciento. Otros estudios cifran el límite de seguridad en valores de humedad relativa de entre 50 y 76 por ciento, pero hay algunos que indican que pueden producirse chispas a niveles de humedad relativa todavía más altos. Se podría decir que es poco probable una descarga estática cuando la humedad relativa excede

del 70 por ciento, pero sería mejor no fiarse de esta afirmación.

Se recomienda sin reservas rociar el globo con finas gotas de agua, ya que el humedecimiento y la toma de tierra eliminarán la mayor parte de las cargas estáticas de las partes mojadas. La aspersión debería hacerse de modo que moje la mayor superficie de globo posible, produciendo regueros continuos de agua desde el globo hasta el suelo. Si se mantienen cerradas las puertas, la humedad relativa en el interior del recinto de llenado puede aumentar hasta el 75 por ciento o más, reduciendo así la probabilidad de que salten chispas con energía suficiente para producir una ignición. El lanzamiento del globo debería realizarse rápidamente, una vez que concluya la aspersión y se abran las puertas del recinto de llenado.

Otras medidas que se podrían adoptar para reducir la formación de cargas estáticas son:

- a) dotar al edificio de un sistema completo de tomas a tierra, conectando por separado a una sola descarga todos los accesorios, el equipo de hidrógeno y el pararrayos, de modo que la descarga cumpla las especificaciones nacionales vigentes para los electrodos de tierra. Se preverá la posibilidad de extraer las cargas eléctricas desde el suelo;
- b) instalar puntos de descarga estática para los observadores;
- c) revestir regularmente las ventanas con una solución antiestática;
- d) sugerir a los operarios que no lleven prendas de vestir sintéticas o zapatos aislantes. Es una buena costumbre proporcionar un calzado parcialmente conductor;
- e) reducir al mínimo todo contacto entre el observador y el globo; esto se podría facilitar situando el dispositivo de llenado a un metro o más por encima del suelo.

10.6.4 Vestimenta de protección e instalaciones de primeros auxilios

Convendrá llevar puestas prendas de protección siempre que se trabaje con hidrógeno, durante todas las etapas de las operaciones, y concretamente durante la generación del gas, el manejo de los cilindros, el inflado y el lanzamiento del globo. Estas prendas consistirán en una bata ligera de material ignífugo, con capucha y protección para la parte inferior de la cara, anteojos, guantes de algodón, y cualquier otra prenda contra deflagraciones recomendada localmente.

Convendrá disponer de material de primeros auxilios adecuados para la instalación, por ejemplo contra las quemaduras producidas por deflagraciones y para los miembros rotos. Cuando se utilicen sustancias químicas, convendrá tener a mano soluciones neutralizantes apropiadas, por ejemplo ácido cítrico para las quemaduras de soda cáustica.

CAPÍTULO 1 — MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

	<i>Página</i>
1.1	Generalidades..... III.1-1
1.1.1	Definiciones III.1-1
1.1.2	Representatividad en el tiempo y en el espacio III.1-2
1.1.3	Los espectros de cantidades atmosféricas..... III.1-2
1.2	Series temporales, espectros de potencia y filtros..... III.1-3
1.2.1	Análisis de series temporales III.1-3
1.2.2	La medición de espectros..... III.1-4
1.2.3	Respuesta del sistema de instrumentos III.1-5
1.2.4	Filtros III.1-6
1.3	Determinación de las características de los sistemas III.1-8
1.3.1	Medición directa de la respuesta..... III.1-8
1.3.2	Determinación de la respuesta mediante cálculo III.1-9
1.3.3	Estimación de la respuesta III.1-9
1.4	Muestreo III.1-9
1.4.1	Técnicas de muestreo III.1-9
1.4.2	Cadencias de muestreo..... III.1-10
1.4.3	Cadencia de muestreo y control de calidad..... III.1-11
Referencias III.1-12

MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

1.1 Generalidades

El presente capítulo está concebido como una introducción a este complejo tema, destinada a aquellos que no son especialistas pero que necesitan los conocimientos suficientes para comprenderlo en términos generales y para formarse una idea de la importancia de las técnicas.

VARIABLES atmosféricas tales como la velocidad del viento, la temperatura, la presión y la humedad son funciones de cuatro dimensiones: dos horizontales, una vertical y una temporal. En todas ellas las variaciones son irregulares, y la finalidad perseguida al estudiar el muestreo es definir procedimientos de medición prácticos a fin de obtener observaciones representativas con un grado de incertidumbre aceptable en las estimaciones de los valores medios y de la variabilidad.

El estudio del muestreo en las dimensiones horizontales incluye un examen de la representatividad en términos de área, que se aborda en el Capítulo 1 de la Parte I, en otros capítulos relativos a la medición de determinadas cantidades, y sucintamente a continuación. Abarca asimismo el diseño de redes, que constituye un tema de estudio especial relacionado con el análisis numérico, y la medición de cantidades integradas en área mediante radares y satélites; ninguno de éstos se examinará en el presente texto. El muestreo vertical se examina brevemente en los Capítulos 12 y 13 de la Parte I y en el Capítulo 5 de la Parte II. Así pues, el presente capítulo está dedicado únicamente al muestreo a lo largo del tiempo, a excepción de algunos comentarios generales sobre representatividad.

El tema puede abordarse en dos niveles:

- a) Podría estudiarse a un nivel elemental el problema meteorológico básico de obtener el valor medio de una cantidad fluctuante representativa de un intervalo de muestreo dado en un instante dado, empleando sistemas de instrumentos cuyos tiempos de respuesta sean largos comparados con las fluctuaciones. Al nivel más simple, esta variante obliga a considerar la estadística de un conjunto de mediciones y del tiempo de respuesta de los instrumentos y circuitos electrónicos;
- b) El problema podría abordarse con mayor precisión aplicando la teoría de análisis mediante series temporales, el concepto de espectro de fluctuaciones y el comportamiento de los filtros. Estas materias son necesarias para estudiar otro problema más complejo: el empleo de instrumentos de respuesta relativamente rápida para obtener mediciones satisfactorias del valor medio o del espectro de una cantidad rápidamente variable, siendo el viento el ejemplo más destacado.

Será, pues, conveniente comenzar por una exposición de las series temporales, los espectros y los filtros,

en las secciones 1.2 y 1.3. En la Sección 1.4 se brindan consejos prácticos sobre muestreo. La mayor parte de estas consideraciones presupondrán el empleo de técnicas digitales y de procesamiento automático.

Es importante tener presente que nunca se muestrea realmente una variable atmosférica. Como máximo, se muestrea el resultado de un sensor de esa variable. Esta distinción es importante, ya que los sensores no proporcionan una analogía exacta de la variable percibida. Por lo general, los sensores responden con mayor lentitud que los cambios atmosféricos, y añaden ruido. Los sensores tienen también otros efectos, por lo general indeseables, como producir derivas de la calibración, responder no linealmente, interferir con la cantidad que están midiendo, fallar más a menudo de lo que se desea, etc., aunque en el presente texto se abordarán únicamente la respuesta y la adición de ruido.

Son muchos los libros de texto en los que se puede encontrar la información general necesaria para diseñar sistemas de muestreo o para estudiar datos de muestreo. Véanse, por ejemplo, Bendat y Piersol (1986), o bien Otnes y Enochson (1978). Otros textos de utilidad son Pasquill y Smith (1983), Stearns y Hush (1990), Kulhánek (1976), y Jenkins y Watts (1968).

1.1.1 Definiciones

En el presente capítulo se utilizarán las definiciones siguientes.

Un *muestreo* es el proceso empleado para obtener una secuencia discreta de mediciones de una cantidad.

Una *muestra* es una medición individual, por lo general una de una serie de lecturas puntuales de un sistema sensor. Obsérvese que esta definición difiere de la empleada habitualmente en estadística, que se refiere a un conjunto de números o mediciones que forma parte de una población.

Una *observación* es el resultado de un proceso de muestreo, y es la cantidad notificada o registrada (denominada también con frecuencia "medición"). En el contexto del análisis de series temporales, una observación se deriva de cierto número de muestras.

Una *medición*, según la ISO, es el "conjunto de operaciones encaminadas a determinar el valor de una cantidad". En el uso habitual, este término puede emplearse para designar el valor de una muestra o de una observación.

El *tiempo de muestreo* o *período de observación* es el período de tiempo durante el que se toma determinado número de muestras en el transcurso de una observación.

El *intervalo de muestreo* es el tiempo transcurrido entre observaciones sucesivas.

La *función de muestreo* o *función de ponderación* es, en los términos más simples, un algoritmo de promediación o filtrado de las distintas muestras.

La *frecuencia de muestreo* es la frecuencia con que se toman las muestras. El *espaciamiento entre muestras* es el tiempo transcurrido entre muestras.

Se denomina *alisamiento* al proceso de atenuación de los componentes de alta frecuencia del espectro sin afectar de manera significativa a las frecuencias más bajas. Se suele emplear para eliminar ruido (errores y fluctuaciones aleatorios ajenos a la aplicación).

Un *filtro* es un dispositivo empleado para atenuar o seleccionar determinadas frecuencias. El alisamiento se realiza mediante un *filtro de paso bajo*, y los términos alisamiento y filtrado suelen utilizarse indistintamente en este sentido. Sin embargo, existen también *filtros de paso alto* y *de paso de banda*. El filtrado puede ser una propiedad del instrumento, como la inercia, o bien puede realizarse por medios electrónicos o numéricos.

1.1.2 Representatividad en el tiempo y en el espacio

Las observaciones de muestreo se realizan a una cadencia limitada, durante un intervalo de tiempo limitado y sobre un área limitada. En la práctica, las observaciones deberían ser lo suficientemente frecuentes para ser representativas de las partes no muestreadas de la variable (continua), y frecuentemente se consideran representativas de un intervalo de tiempo y un área mayores.

El usuario de una observación espera de ésta que sea representativa, o típica, de un área, de un valor de tiempo y de un período de tiempo. El área puede ser, por ejemplo, un aeropuerto, o una extensión de varios kilómetros de radio visible sin dificultad para un observador humano. El tiempo es el instante en que se efectúa el informe o se transmite el mensaje, y el intervalo es una cantidad convenida, a menudo comprendida entre 1 ó 2 minutos y 10 minutos.

Para que las observaciones sean representativas, se exponen los sensores a alturas estándar, en lugares despejados, y se procesan las muestras para obtener los valores medios. En algunos casos los sensores, por ejemplo los transmisómetros, obtienen por su propia naturaleza un promedio espacial, lo cual contribuye a la representatividad de la observación. Otro ejemplo a este respecto es la observación humana de la visibilidad. Sin embargo, en lo que resta del capítulo se ignorará el muestreo espacial para centrarse en el muestreo temporal de las mediciones realizadas en un punto.

Un ejemplo típico de muestreo y de promediación a lo largo del tiempo consistiría en la medición de temperatura minuto a minuto (en otras palabras, las muestras), el cálculo de un promedio a lo largo de diez minutos (es decir, el intervalo de muestreo y la función de muestreo), y la transmisión de dicho promedio (la observación) en un informe sinóptico cada tres horas. Cuando estas observaciones se obtienen durante un período de tiempo en un mismo lugar, ellas mismas se convierten en muestras a lo largo de una nueva secuencia temporal, con un espaciamiento de tres horas. Cuando se toman en un gran número de lugares, dichas observaciones se

convierten también en muestras conforme a una secuencia espacial. En este sentido, las observaciones representativas son también muestras representativas. En el presente capítulo se abordará el tema de la observación inicial.

1.1.3 Los espectros de cantidades atmosféricas

Aplicando la operación matemática conocida como transformación de Fourier, una función irregular del tiempo (o de la distancia) puede ser reducida a su espectro, que es la suma de un gran número de sinusoides, cada una de ellas con su propia amplitud, longitud de onda (o período, o frecuencia) y fase. En contextos amplios, estas longitudes de onda (o frecuencias) definen "*escalas*" o "*escalas de movimiento*" de la atmósfera.

El alcance de estas escalas es limitado en la atmósfera. En un extremo del espectro, las escalas horizontales no pueden exceder de la circunferencia de la Tierra, es decir, de 40.000 kilómetros. Para fines meteorológicos, las escalas verticales no exceden de unas cuantas decenas de kilómetros. En la dimensión temporal, sin embargo, las escalas de mayor extensión temporal son climatológicas y, en principio, ilimitadas, aunque en la práctica el período más largo no excede de la duración de nuestros historiales de datos. En la gama de duraciones cortas, la disipación viscosa de energía turbulenta en forma de calor establece una cota inferior. Cerca de la superficie de la Tierra, esta cota está determinada por una longitud de onda de unos cuantos centímetros, y aumenta con la altitud hasta llegar a unos cuantos metros en la estratosfera. En la dimensión temporal, estas longitudes de onda corresponden a frecuencias de decenas de hercios. Sería correcto decir que las variables atmosféricas están *limitadas por la anchura de banda*.

La Figura 1.1 es una representación esquemática del espectro de una cantidad meteorológica tal como el viento, medida imaginariamente en una estación y en un instante determinados. El eje de ordenadas, denominado habitualmente *energía* o *densidad espectral*, está

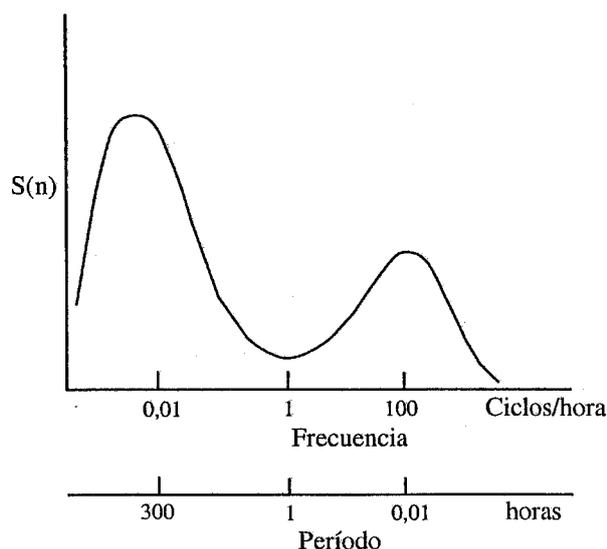


Figura 1.1 — Espectro típico de una cantidad meteorológica.

relacionado con la variancia de las fluctuaciones del viento para cada frecuencia n . El espectro de la Figura 1.1 tiene un mínimo de energía en mesoescala en torno a un ciclo por hora, entre crestas en escala sinóptica en torno a un ciclo cada cuatro días, y en microescala en torno a un ciclo por minuto. Las longitudes de onda más cortas son de unos pocos centímetros, y las frecuencias más grandes, de decenas de hercios.

1.2 Series temporales, espectros de potencia y filtros

La presente sección es una introducción a los conceptos del análisis de series temporales para el lector no especializado, y constituye uno de los fundamentos de una buena práctica de muestreo. En el contexto de la presente *Guía*, son particularmente importantes para la medición del viento, pero idénticos problemas plantean la temperatura, la presión y otras cantidades. Adquirieron importancia para las mediciones meteorológicas de rutina cuando se introdujeron las mediciones automáticas, que permitían realizar muestreos rápidos y frecuentes; se pueden producir errores graves en la estimación de los valores medios, de los valores extremos y del espectro si los sistemas no se diseñaban adecuadamente.

Las mediciones de espectros no son rutinarias, pero tienen numerosas aplicaciones. El espectro de viento es importante en ingeniería, y en relación con la dispersión atmosférica, la difusión y la dinámica. Los conceptos aquí estudiados se utilizan también para el análisis cuantitativo de datos satelitales (en la dimensión espacial horizontal), así como en climatología y en micro-meteorología.

En resumen, el argumento es el siguiente:

- puede evaluarse una cadencia de muestreo óptima considerando la variabilidad de la magnitud que se somete a medición. Las estimaciones del valor medio y de otros valores estadísticos de las observaciones conllevarán incertidumbres menores para frecuencias de muestreo más altas, es decir, para muestras más grandes;
- el teorema de Nyquist afirma que una magnitud en fluctuación constante puede determinarse con precisión mediante una serie de muestras de espaciamiento fijo, siempre que estén lo suficientemente próximas;
- si la frecuencia de muestreo es demasiado baja, las fluctuaciones a las frecuencias no muestreadas más altas (por encima de la frecuencia de Nyquist, definida en la sección 1.2.1 más adelante) afectarán a la estimación del valor medio. Afectarán también al cálculo de las frecuencias más bajas, y el espectro medido será incorrecto. La señal espuria que aparece en estos casos se denomina también "solapamiento". Puede dar lugar a errores importantes si no se conocen sus mecanismos y si no se tiene en cuenta al diseñar los sistemas;
- el solapamiento puede evitarse empleando una frecuencia de muestreo elevada o realizando un

filtrado, de modo que se pueda utilizar una frecuencia de muestreo más baja y más adecuada;

- los filtros pueden ser digitales o analógicos. Un sensor con un tiempo de respuesta suficientemente largo actúa como filtro.

Para entender a fondo lo que es un muestreo hay que saber lo que son los espectros de potencia, el teorema de Nyquist, el filtrado, y la respuesta de los instrumentos. Este es un tema muy especializado, que conlleva un conocimiento de las características de los sensores utilizados, de la manera en que se acondiciona, se procesa y se registra cronológicamente la señal de salida de los sensores, de las propiedades físicas de los elementos que se miden, y de la finalidad a que se destinará el análisis. Para ello, a su vez, es necesario conocer a fondo la física de los instrumentos, la teoría de los sistemas electrónicos o de otro tipo utilizados en los procesos de acondicionamiento y registro cronológico, y también matemáticas y estadística, así como la meteorología de los fenómenos, todo lo cual excede del alcance del presente texto.

Sin embargo, un lego puede llegar a comprender los principios en que se basa una buena práctica de medición de valores medios y extremos, y a hacerse una idea de los problemas que plantea la medición de espectros.

1.2.1 Análisis de series temporales

Será necesario considerar las señales como valores pertenecientes al dominio de tiempo o al de frecuencias. La idea fundamental en que se basa el análisis espectral es el concepto de transformación de Fourier. Una función, $f(t)$, definida entre $t=0$ y $t=\tau$ puede ser transformada en la suma de un conjunto de funciones sinusoidales:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} [A_j \sin(j\omega t) + B_j \cos(j\omega t)] \quad (1.1)$$

donde $\omega = 2\pi/\tau$. El miembro derecho de esta ecuación es una serie de Fourier. A_j y B_j son las amplitudes de las contribuciones de los componentes a las frecuencias $n_j = j\omega$. Esta es la transformación básica entre el dominio de tiempo y el de frecuencias. Los coeficientes de Fourier A_j y B_j están directamente relacionados con la frecuencia $j\omega$, y pueden ser asociados a las contribuciones espectrales a $f(t)$ a estas frecuencias. Si conocemos la respuesta de frecuencia de un instrumento, es decir, la manera en que éste amplifica o atenúa ciertas frecuencias, y en qué manera dichas frecuencias contribuyen a la señal original, podemos calcular el efecto de la respuesta de frecuencia sobre la señal de salida. La contribución de cada frecuencia se caracteriza mediante dos parámetros. Lo más adecuado es utilizar la amplitud y la fase del componente frecuencia. Así, si expresamos la ecuación 1.1 en la forma alternativa:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} \alpha_j \sin(j\omega t + \phi_j) \quad (1.2)$$

la amplitud y la fase asociadas a cada contribución espectral serán α_j y ϕ_j . Ambas pueden resultar afectadas durante el muestreo y el procesamiento.

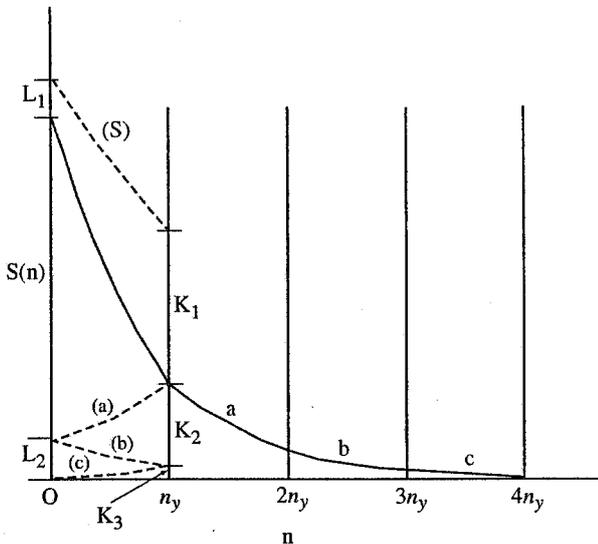


Figura 1.2 — Ilustración esquemática de aparición de solapamiento en un espectro computado a partir de una serie temporal estacionaria. El espectro sólo puede calcularse en la banda de frecuencias comprendida entre cero y la frecuencia de Nyquist n_y . Los valores verdaderos de las energías a frecuencias más altas se indican mediante los sectores señalados como a, b, c. Estos valores se “pliegan” hacia atrás en el sector $n = 0$ a n_y , como se indica mediante las líneas de trazos a), b), c). El espectro computado, que se indica mediante la línea de trazos (S), incluye la suma de dichos valores.

Hasta ahora se ha supuesto que la función $f(t)$ es conocida de manera continua en todo su recorrido desde $t=0$ hasta $t=\tau$. En la mayoría de los casos, sin embargo, no suele ser así; el elemento meteorológico se mide en puntos discretos con arreglo a una serie temporal, que es una serie de N muestras tomadas a un mismo intervalo Δt durante un período especificado $\tau=(N-1)\Delta t$. Se supone que las muestras se toman instantáneamente, lo que no es estrictamente cierto, ya que todos los dispositivos de medición requieren un cierto tiempo para determinar el valor que miden. En la mayoría de los casos, este tiempo es breve comparado con el espaciamento de la muestra, Δt . Aun en los casos en que no es así, se puede incorporar al análisis al tiempo de respuesta del sistema de medición, aunque este tema no se abordará aquí.

Si se consideran los datos que se obtendrían muestreando una función sinusoidal a intervalos Δt , puede verse que la frecuencia más alta que es posible detectar es $1/(2\Delta t)$, y que en la realidad toda sinusoides de frecuencia más alta que aparezca en la serie temporal estará representada en los datos como si su frecuencia fuera más baja. La frecuencia $1/(2\Delta t)$ se denomina frecuencia de Nyquist, y se designará en lo sucesivo como n_y . La frecuencia de Nyquist se denomina también a veces frecuencia de plegamiento, en referencia al examen del solapamiento de los datos. El concepto está representado esquemáticamente en la Figura 1.2. Lo que sucede es que, cuando se realiza un análisis espectral de una serie temporal, el hecho de que los datos sean discretos hace que la contribución a la estimación a la

frecuencia n también contenga contribuciones de frecuencias superiores, concretamente de $2jn_y \pm n$ ($j = 1$ a ∞). Esta situación se puede visualizar considerando el dominio de frecuencias como si estuviera plegado, en forma de concertina, a $n = 0$ y $n = n_y$, y así sucesivamente en intervalos de n_y . La estimación espectral para cada frecuencia del recorrido de valores es la suma de todas las contribuciones de las frecuencias más altas que están por encima de ella.

En la sección 1.4.2 se examinarán los efectos del solapamiento en la práctica. En principio, el problema que plantea es grave, y hay que tenerlo en cuenta en el diseño de sistemas de instrumentos. Se puede evitar reduciendo a un mínimo o a un valor nulo la intensidad de la señal a las frecuencias superiores a n_y . Esto se puede conseguir de dos maneras. En primer lugar, el sistema puede contener un filtro de paso bajo que atenúe las contribuciones a frecuencias superiores a n_y antes de digitalizar la señal. La única desventaja es que la cadencia temporal y la magnitud de los cambios rápidos no se registrarán bien, o no se registrarán en absoluto. El segundo método consiste en hacer Δt suficientemente pequeño, de modo que las contribuciones por encima de la frecuencia de Nyquist sean insignificantes. Ello es posible gracias a que el espectro de la mayoría de los elementos meteorológicos decae muy rápidamente a frecuencias muy altas. Este segundo método, sin embargo, no siempre será viable: al igual que en el ejemplo de las mediciones de temperatura cada tres horas, si Δt es del orden de horas, las fluctuaciones en pequeña escala, del orden de minutos o segundos, pueden tener valores espectrales relativamente grandes y producir fuertes solapamientos. Cuando éste sea el caso, el primer método podría resultar apropiado.

1.2.2 La medición de espectros

La densidad espectral, al menos según la estimación obtenida de una serie temporal, se define como sigue:

$$S(n_j) = (A_j^2 + B_j^2)/n_y = \alpha_j^2/n_y \quad (1.3)$$

Obsérvese que en este caso la fase no aparece.

El espectro de una cantidad fluctuante puede medirse de varias maneras. En ingeniería eléctrica solía determinarse haciendo pasar la señal por filtros de paso de banda y midiendo la potencia de salida. Seguidamente, el valor obtenido se relacionaba con la potencia de la frecuencia central del filtro.

Existen varias maneras de abordar los análisis espectrales numéricos de una serie temporal. La más evidente consiste en aplicar directamente una transformación de Fourier de la serie temporal. En tales casos, como la serie tiene un número finito de términos, habrá sólo un número finito de componentes de frecuencia en la transformación. Si la serie contiene N términos, habrá $N/2$ frecuencias como resultado del análisis. Un cálculo directo resultaría muy laborioso, por lo que se han desarrollado otros métodos. La primera idea al respecto

apareció en Blackman y Tukey (1958), donde se relacionaba la función de autocorrelación con las estimaciones de diversas funciones espectrales. (La función de autocorrelación $r(t)$ es el coeficiente de correlación calculado entre términos de la serie temporal separados por un intervalo de tiempo t). Este método era apropiado para la baja capacidad de computación de las décadas de 1950 y 1960, pero en la actualidad ha quedado relegado por la denominada transformación de Fourier rápida (TFR), que se basa en las propiedades generales de las computadoras digitales para acelerar considerablemente los cálculos. La limitación principal de este método es que la serie deberá contener 2^k términos, donde k es un valor entero. En general, este problema no es grave, ya que en la mayoría de los casos se dispone de datos suficientes para organizar convenientemente la serie hasta llegar a esa longitud. Alternativamente, algunos programas de computadora de TFR pueden utilizar un número arbitrario de términos y añadir datos sintéticos hasta completar los 2^k .

Puesto que la serie temporal es de duración finita (N términos), representa sólo una muestra de la señal que interesa. Así, los coeficientes de Fourier vienen a ser sólo una estimación del valor verdadero, es decir, poblacional. Para mejorar la fiabilidad, es habitual promediar cierto número de términos a cada lado de determinada frecuencia, y asignar el promedio al valor de esa frecuencia. Con ello, se reduce el intervalo de confianza de la estimación. Por regla general, se considera que 30 grados de libertad son suficientes a efectos prácticos. Por consiguiente, como cada estimación efectuada durante la transformación de Fourier tiene dos grados de libertad (asociados a los coeficientes de los términos seno y coseno), lo habitual es promediar unos 15 términos. Obsérvese que 16 es un número mejor si se utiliza una TFR, ya que es igual a 2^4 y hay exactamente $2^{(k/2)-4}$ estimaciones espectrales; por ejemplo, si la serie tiene 1.024 términos, habrá 512 estimaciones de A y B, y 64 estimaciones alisadas.

La utilización de estos análisis es, cada vez más, parte integrante de los sistemas meteorológicos, y reviste interés no sólo para el análisis de los datos. La forma exacta de los espectros con que se trabaja en meteorología puede tener conformaciones muy diversas. Como se puede imaginar, las contribuciones pueden provenir de las frecuencias más bajas, como en el caso del cambio climático, o de periodicidades anuales o estacionales, o de sucesos sinópticos con períodos de días, o de una periodicidad diurna (por días completos) o semidiurna, y tanto para sucesos de mesoescala locales como para turbulencias o variaciones moleculares. Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas, incluido el análisis sinóptico, el interés se cifra en valores de entre minutos y segundos. A estas frecuencias, lo normal es que el espectro disminuya muy rápidamente con la frecuencia. Para períodos inferiores a un minuto, el espectro suele presentar valores proporcionales a $n^{-5/3}$. De ese modo, la contribución de frecuencias superiores a 1 Hz suele ser relativamente pequeña.

Una de las propiedades importantes del espectro es que:

$$\sum_{j=0}^{\infty} S(n_j) = \sigma^2 \quad (1.4)$$

donde σ^2 es la variancia de la cantidad que se mide. A efectos del análisis, muchas veces es conveniente expresar el espectro de forma continua, de modo que la ecuación 1.4 se convierta en:

$$\int_0^{\infty} S(n) dn = \sigma^2 \quad (1.5)$$

De las ecuaciones 1.4 y 1.5 se infiere que los cambios producidos en el espectro, por ejemplo por el sistema de instrumentos, alterarán el valor de σ^2 y, por consiguiente, las propiedades estadísticas de los valores de salida en comparación con los de entrada. Esta consideración puede ser importante en el diseño de instrumentos y en el análisis de datos.

Obsérvese también que el miembro izquierdo de la ecuación 1.5 es el área abarcada por la curva de la Figura 1.2. Dicha área, y por consiguiente la variancia, no resulta afectada por solapamiento si la serie temporal es estacionaria, es decir, si su espectro no cambia de cuando en cuando.

1.2.3 Respuesta del sistema de instrumentos

Los sensores, y los circuitos electrónicos que se pueden utilizar con ellos, incluidos los sistemas de instrumentos, tienen tiempos de respuesta y características de filtrado que afectan a las observaciones.

Ningún sistema de instrumentos meteorológicos, o, para lo que nos importa, ningún sistema de instrumentos, va describiendo con exactitud la cantidad que mide. En términos generales, no existe una manera simple de describir la respuesta de un sistema, aunque hay aproximaciones razonables. La más simple puede clasificarse en términos de respuestas de primero y de segundo orden. Esta denominación hace referencia al orden de la ecuación diferencial que se utiliza para aproximar la manera de responder del sistema. Para un examen detallado de los conceptos que siguen hay numerosas referencias en los textos de física y en la bibliografía (véase MacCready y Jex, 1964).

En un sistema de primer orden, como puede ser un sensor simple, o el tipo más simple de circuito filtrante de paso de banda, la rapidez de cambio del valor registrado por el instrumento es directamente proporcional a la diferencia entre el valor registrado por el instrumento y el valor verdadero del elemento. Así, si el valor verdadero en el instante t es $s(t)$ y el valor medido por el sensor es $s_o(t)$, el sistema viene descrito por la ecuación diferencial de primer orden:

$$\frac{ds_o(t)}{dt} = \frac{s(t) - s_o(t)}{T_I} \quad (1.6)$$

donde T_I es una constante con dimensión de tiempo, característica del sistema. En un sistema de primer orden,

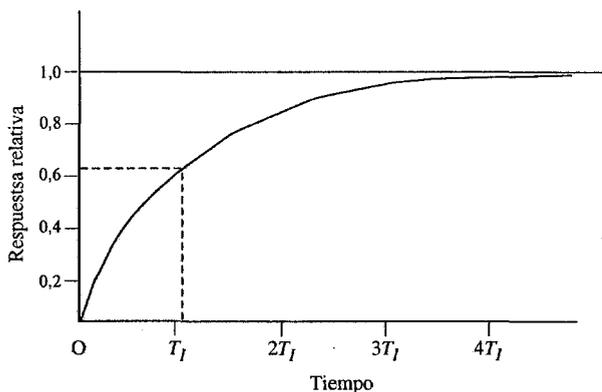


Figura 1.3 — Respuesta de un sistema de primer orden ante una función de paso. En el instante T_1 , el sistema ha alcanzado un 63 por ciento de su valor final.

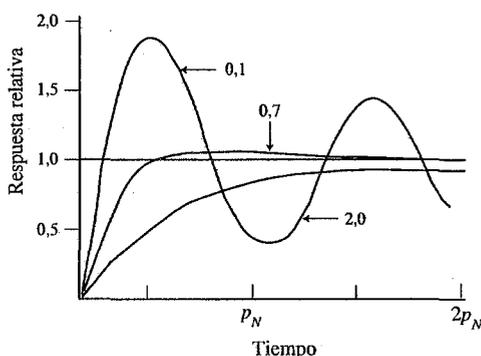


Figura 1.4 — Respuesta de un sistema de segundo orden ante una función de paso. p_N es el período natural, relacionado con k_1 en la ecuación 1.7, que, para un anemómetro dado, depende de la velocidad del viento. Las curvas corresponden a factores de amortiguamiento de valores 0,1 (muy poco amortiguado), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de las aplicaciones) y 2,0 (muy amortiguado). El factor de amortiguamiento está relacionado con k_2 en la ecuación 1.7.

la respuesta a una función de paso es proporcional a $\exp(-t/T_1)$ y T_1 es observable como el tiempo que tarda el sistema, después de un incremento, en alcanzar el 63 por ciento de la lectura estacionaria final. La ecuación 1.6 es válida para muchos tipos de sensores, entre ellos los termómetros.

Un anemómetro de cazoletas es un instrumento de primer orden, con la propiedad especial de que T_1 no es constante. Varía con la velocidad del viento y, en la práctica, el parámetro $s_0 T_1$ se denomina constante de distancia, ya que es prácticamente constante. Como puede verse en este caso, la ecuación 1.6 no es ya una simple ecuación de primer orden, dado que ahora es no lineal y su solución plantea, por consiguiente, problemas importantes. Un problema añadido radica en que T_1 depende también de si las cazoletas están acelerando o ralentizando; es decir, de si el miembro de la derecha es positivo o negativo. Esto ocurre porque el coeficiente de arrastre de una cazoleta es menor cuando el flujo de aire es frontal que cuando incide en su cara posterior.

Una veleta se aproxima a un sistema de segundo orden, ya que la aceleración de la veleta en la dirección verdadera del viento es proporcional al desplazamiento de aquella respecto de la dirección verdadera. Ésta es claramente la descripción clásica de un oscilador (por ejemplo, de un péndulo). Las veletas, tanto por razones naturales como por diseño, experimentan amortiguamiento. Este efecto se debe a una fuerza resistente proporcional y de signo contrario a la velocidad de cambio. Así, la ecuación diferencial que describe la acción de la veleta es la siguiente:

$$\frac{d^2 \phi_o(t)}{dt^2} = k_1[\phi_o(t) - \phi(t)] - k_2 \frac{d\phi_o(t)}{dt} \quad (1.7)$$

donde ϕ es la dirección verdadera del viento; ϕ_o es la dirección de la veleta; y k_1 y k_2 son constantes. La solución a esta ecuación es una oscilación amortiguada a la frecuencia natural de la veleta (determinada por la constante k_1). Desde luego, la amortiguación es muy importante: está controlada por la constante k_2 . Si es demasiado pequeña, la veleta simplemente oscilará a la frecuencia natural, mientras que, si es demasiado grande, no responderá a los cambios de la velocidad del viento.

Resulta instructivo examinar cómo responden estos dos sistemas a un incremento de sus valores de entrada, ya que esta situación ejemplifica la manera en que los instrumentos responden en la realidad. Las ecuaciones 1.6 y 1.7 pueden resolverse analíticamente para esos valores de entrada. Las respuestas aparecen representadas en las Figuras 1.3 y 1.4. Obsérvese que el sistema en ningún caso mide el valor real del elemento. Además, los valores escogidos para las constantes k_1 y k_2 pueden tener un efecto importante sobre los valores de salida.

Una propiedad importante de un sistema de instrumentos es su función de respuesta de frecuencias o función de transferencia $H(n)$. Esta función indica qué cantidad de espectro es transmitida por el sistema. Puede definirse como:

$$S(n)_{out} = H(n) S(n)_{in} \quad (1.8)$$

donde los subíndices hacen referencia a los espectros de entrada y de salida. Obsérvese que, en virtud de la relación contenida en la ecuación 1.5, la variancia del valor de salida depende de $H(n)$. $H(n)$ define el efecto del sensor como filtro, tal como se examina en la sección siguiente. En la sección 1.3 se exponen diversas formas para calcular o medir este valor.

1.2.4 Filtros

En esta sección se examinarán las propiedades de los filtros, describiendo mediante ejemplos en qué manera pueden afectar éstos a los datos.

El filtrado consiste en el procesamiento de una serie temporal (ya sea continua o discreta, es decir, muestreada) de tal modo que el valor asignado en un instante dado esté ponderado por los valores manifestados en otros instantes. En la mayoría de los casos, esos instantes

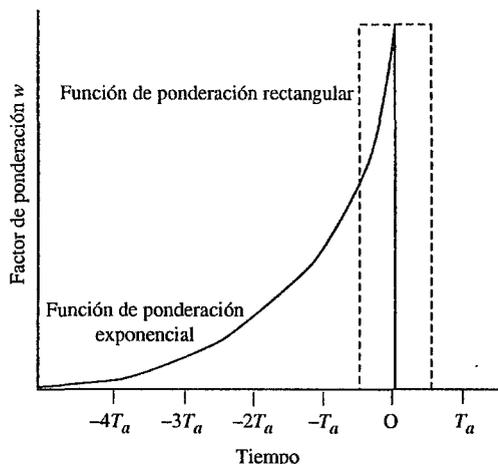


Figura 1.5 — Factores de ponderación para una función de ponderación (exponencial) de primer orden y una función de ponderación rectangular. Para el tramo rectangular, T_a es T_s , es decir, el tiempo de muestreo, y $w = 1/N$. Para la función de primer orden, T_a es T_f , es decir, la constante de tiempo del filtro, y $w(t) = (1/T_f) \exp(-t/T_f)$.

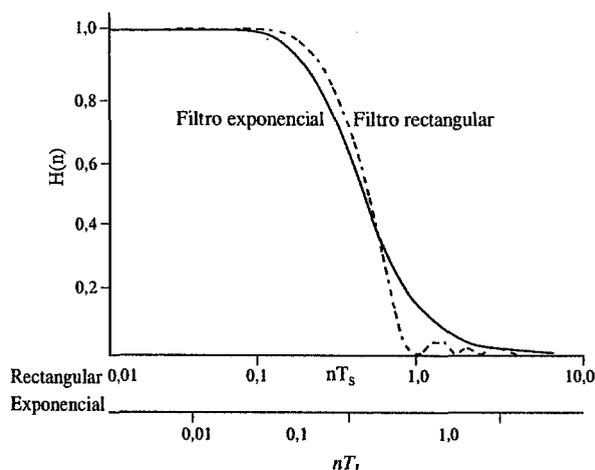


Figura 1.6 — Funciones de respuesta de frecuencia para una función de ponderación (exponencial) de primer orden y para una función de ponderación rectangular. La frecuencia está normalizada para el filtro de primer orden mediante la constante de tiempo T_f , y para el filtro rectangular mediante el tiempo de muestreo T_s .

serán inmediatos al instante dado. Así, por ejemplo, en una serie temporal discreta de N muestras numeradas de 0 a N , y con valores y_i , el valor de la observación filtrada \bar{y}_i podría definirse como sigue:

$$\bar{y}_i = \sum_{j=-m}^m w_j y_{i+j} \quad (1.9)$$

Aparecen aquí $2m + 1$ términos en el filtro, numerados mediante la variable ficticia j desde $-m$ hasta $+m$, mientras que \bar{y}_i está centrado en $j = 0$. Algunos datos son rechazados al comienzo y al término del tiempo de muestreo. w_j suele denominarse función de ponderación, y normalmente verifica:

$$\sum_{j=-m}^m w_j = 1 \quad (1.10)$$

de manera que al menos el promedio de la serie filtrada tendrá el mismo valor que el de la original.

El ejemplo anterior está basado en un filtrado digital. Pueden obtenerse efectos semejantes mediante electrónica (por ejemplo, mediante un circuito con un resistor y un capacitor) o basándose en las características del sensor (por ejemplo, como en el caso del anemómetro, anteriormente examinado). Tanto si es digital como analógico, un filtro está caracterizado por $H(n)$. Si es digital, $H(n)$ puede calcularse. Si es analógico, puede obtenerse empleando métodos descritos en la sección 1.3.

Compárese, por ejemplo, un sistema de primer orden con un tiempo de respuesta T_f , y un filtro rectangular, de longitud T_s , aplicado a una serie temporal discreta obtenida de un sensor con una respuesta mucho más rápida. Las formas de estos dos filtros se muestran en la Figura 1.5. En el primero, es como si el instrumento tuviera una memoria de máxima intensidad en el

instante actual, que disminuye exponencialmente hacia el pasado hasta donde llegan los datos. En el filtro rectangular, todas las ponderaciones son de igual magnitud para el período T_s , e iguales a cero después de éste. Las funciones de respuesta de frecuencias, $H(n)$, para estos dos sistemas están representadas en la Figura 1.6.

En la figura, se han representado a escala las frecuencias, para poner de manifiesto la semejanza entre ambas funciones de respuesta. Se ve en ella que un instrumento con un tiempo de respuesta de 10 segundos produce aproximadamente el mismo efecto en la señal de entrada que un filtro rectangular aplicado durante 4 segundos. Sin embargo, cabe señalar que este tipo de filtros, que se computan numéricamente, no se comportan de manera simple. No eliminan todas las frecuencias más altas superiores a la de Nyquist, y sólo pueden utilizarse válidamente si el espectro decae rápidamente por encima de n_y . Obsérvese que el filtro rectangular representado en la Figura 1.6 es una solución analítica para w como función continua: si el número de muestras del filtro es pequeño, el corte es menos abrupto y las crestas indeseadas de frecuencia más alta son mayores.

En Acheson (1968) se incluyen consejos prácticos sobre los sistemas de filtro rectangular y exponencial, y una comparación de sus efectos.

La ecuación del filtro de primer orden de la Figura 1.6 es la siguiente:

$$H(n) = \frac{1}{1 + (2\pi nT)^2} \quad (1.11)$$

Cambiando los valores de los coeficientes w_j , es posible obtener respuestas, es decir, formas de $H(n)$, completamente diferentes. Es también posible proceder a la inversa, definiendo la respuesta que se requeriría y calculando las ponderaciones.

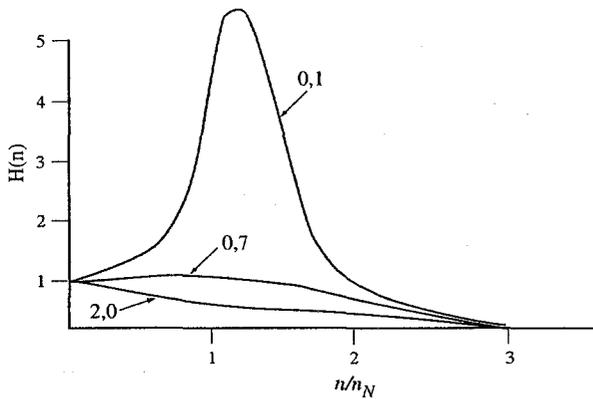


Figura 1.7 — Función de respuesta de frecuencia para un sistema de segundo orden, como puede ser un anemómetro. La frecuencia está normalizada mediante la frecuencia natural n_N , que depende de la velocidad del viento. Las curvas representan factores de amortiguamiento de valores 0,1 (amortiguamiento muy ligero), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de las aplicaciones) y 2,0 (amortiguamiento fuerte).

En la Figura 1.7 se representa una función de respuesta de un sistema de segundo orden, en este caso para una veleta, y en ella puede verse cómo la amortiguación actúa como filtro de paso de banda.

Como puede verse, el procesamiento de señales por los sistemas puede influir considerablemente en los datos de salida, por lo que debe realizarse con pericia.

Uno de los efectos de los filtros es la manera en que éstos pueden cambiar la información estadística de los datos. El tema ha sido abordado más arriba, y aparece ilustrado en las ecuaciones 1.5 y 1.8. En la ecuación 1.5 puede verse que, integrando el espectro a lo largo de todas las frecuencias se obtiene la variancia de la serie temporal. La ecuación 1.8 muestra en qué manera el filtrado, por efecto de la función de transferencia, cambiará el espectro medido. Obsérvese que la variancia no siempre disminuye con el filtrado; así, por ejemplo, para sistemas de segundo orden en ciertos casos la función de transferencia amplificará partes del espectro e incrementará posiblemente la variancia, como puede verse en el ejemplo de la Figura 1.7.

Para exponer otro ejemplo: si la distribución es gaussiana, la variancia será un parámetro útil. Si el filtrado la hiciera menor, el usuario de los datos subestimaría la desviación respecto de la media de los sucesos que ocurrirán con probabilidades o períodos de retorno dados.

También el diseño del filtro digital puede producir efectos indeseados o inesperados. Si se observa la Figura 1.6, puede verse que la función de respuesta para el filtro rectangular presenta una serie de máximos a frecuencias superiores al valor en que se anula por primera vez. En consecuencia, los datos filtrados presentarán una cierta periodicidad a esas frecuencias. En este caso, el efecto será mínimo cuando los máximos sean pequeños. Sin embargo, para algunos diseños de filtros pueden introducirse máximos bastante grandes. Por regla general, cuanto menor sea el número de ponderaciones, mayor será el problema.

En algunos casos se han alegado periodicidades en los datos, que se debían únicamente al filtrado de éstos.

Un tema relacionado con el concepto de filtro es el de la longitud de la muestra. Para explicarlo mediante un ejemplo, obsérvese que si la longitud del registro tiene una duración T no podrá haber ninguna contribución a la variabilidad de los datos a frecuencias inferiores a $1/T$. Puede demostrarse que la longitud finita de un registro produce el efecto de un filtro de paso de banda. Por lo que respecta a los filtros de paso bajo examinados más arriba, un filtro de paso alto afectará también a las estadísticas de los datos de salida.

1.3 Determinación de las características de los sistemas

A fin de determinar la frecuencia de muestreo adecuada para la serie temporal producida por un sensor o un circuito electrónico, o por un sistema del que formen parte, será preciso antes conocer las características de filtrado del sistema. El procedimiento consiste en medir la función de transferencia o de respuesta $H(n)$, en la ecuación 1.8.

La función de transferencia puede obtenerse de tres maneras por lo menos: por medición directa, cálculo o estimación.

1.3.1 Medición directa de la respuesta

La respuesta puede medirse directamente de dos maneras, como mínimo. Una de ellas consiste en aplicar un cambio conocido, por ejemplo la función de paso, al sensor o al filtro, y medir su tiempo de respuesta: a partir de ahí, se puede calcular $H(n)$. Otra consiste en comparar la salida del sensor con la de otro sensor mucho más rápido. El primero de estos métodos se utiliza más habitualmente que el segundo.

Un ejemplo sencillo de determinación de la respuesta de un sensor a una señal de entrada conocida es la medición de la constante de distancia de un anemómetro de cazoletas o de hélice en rotación. En este ejemplo, la señal de entrada conocida es una función de paso. Se sitúa el anemómetro en una corriente de aire de velocidad constante, impidiendo su rotación, y seguidamente se libera y se registran sus valores. El tiempo que tardan estos valores en aumentar desde cero hasta el 65 por ciento de la velocidad final o de equilibrio en la corriente de aire será la "constante" de tiempo (véase 1.2.3).

Si se dispone de otro sensor que responda mucho más rápidamente que aquel cuya respuesta se quiere determinar, resultará posible medir y comparar unas buenas aproximaciones, tanto de los valores de entrada como de los de salida. El dispositivo que probablemente más se presta para realizar la comparación es un moderno analizador digital de espectro de dos canales. La señal que sale del sensor de respuesta rápida entra a uno de los canales, y la señal saliente del sensor que se somete a prueba entra al otro canal; la función de transferencia se visualiza automáticamente. La función de transferencia describe directamente el sensor como filtro. Si el dispo-

sitivo cuya respuesta se va a determinar es un circuito electrónico, será mucho más fácil generar una señal de entrada conocida, o incluso verdaderamente aleatoria, que encontrar un sensor mucho más rápido. También en este caso lo más conveniente es, probablemente, un analizador digital de espectro de dos canales, aunque se pueden utilizar otros instrumentos electrónicos de prueba.

1.3.2 *Determinación de la respuesta mediante cálculo*

Este método es el descrito en la sección 1.2.3. Si se conoce suficientemente la física de un sensor/filtro, se puede determinar la respuesta a muy diversas señales de entrada mediante una solución numérica o analítica. Tanto la respuesta a determinadas señales entrantes (por ejemplo, la función de paso) como la función de transferencia son calculables. Si el sensor o circuito es lineal (es decir, está descrito por una ecuación diferencial), la función de transferencia proporciona una descripción completa, ya que describe la respuesta en amplitud y en fase como una función de la frecuencia: en otras palabras, como si fuera un filtro. No siempre es conveniente considerar la respuesta como una función de la frecuencia, pero la función de transferencia se corresponde con una transformación de Fourier, la función de respuesta de impulsos (ilustrada en las Figuras 1.3 y 1.4), que representa la respuesta como una función del tiempo.

Si pueden obtenerse, las soluciones analíticas son preferibles, dado que muestran claramente la dependencia respecto de los distintos parámetros.

1.3.3 *Estimación de la respuesta*

Si se conocen las funciones de transferencia de un transductor y de cada circuito siguiente, su producto es la función de transferencia del sistema en su conjunto. Si, como suele ocurrir, las funciones de transferencia son filtros de paso bajo, la función de transferencia total será un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte menor que la de los filtros por separado. La frecuencia de corte es $n_c = 1/T_1$ en la ecuación 1.11, y $H(n_c) = 0,024$ es la fracción de variancia que pasa por el filtro partiendo de la señal original a esa frecuencia.

Si una de las frecuencias de corte es mucho menor que cualquiera de las otras, la frecuencia de corte colectiva es sólo ligeramente menor.

Dado que la frecuencia de corte de un filtro de paso bajo es aproximadamente la inversa de su constante de tiempo, se deduce que, si una de las constantes de tiempo es mucho mayor que cualquiera de las otras, la constante de tiempo del conjunto es sólo ligeramente mayor.

1.4 Muestreo

1.4.1 *Técnicas de muestreo*

En la Figura 1.8 se ilustra esquemáticamente un sensor y un circuito de muestreo típicos. Cuando se expone a la atmósfera, alguna de las propiedades del transductor cambia en función de alguna variable atmosférica, por ejemplo la temperatura, la presión, la velocidad o la

dirección del viento, o la humedad, y convierte esa variable en una señal útil, por lo general eléctrica. Los circuitos de acondicionamiento de señal realizan habitualmente funciones tales como convertir la salida del transductor en tensión eléctrica, amplificarla, linealizarla, compensarla o alisarla. El filtro de paso bajo, por último, prepara la señal de salida del sensor para introducirla en el dispositivo de muestreo y retención. El convertidor de muestreo y retención y de analógico a digital produce las muestras a partir de las cuales se computa la observación en el procesador.

Conviene señalar que el alisamiento realizado en la etapa de acondicionamiento de la señal por razones de ingeniería, para eliminar las puntas y estabilizar la electrónica, se realiza mediante un filtro de paso bajo: éste reduce el tiempo de respuesta del sensor, y elimina frecuencias altas que pudieran ser de interés. Su efecto debería ser comprendido claramente por el diseñador y por el usuario, y su frecuencia de corte debería ser lo más alta posible.

Los denominados "sensores inteligentes", dotados de microprocesadores, pueden incorporar todas las funciones indicadas. Los circuitos de acondicionamiento de señal podrían no existir en todos los sensores, o podrían estar combinados con otros circuitos. En otros casos, por ejemplo el anemómetro de cazoletas giratorias o de hélice, sería fácil hablar sólo de un sensor, ya que es complicado distinguir un transductor. En los pocos casos en que la frecuencia de la señal de salida de un transductor o de un sensor es una señal cuya frecuencia varía con la variable atmosférica que se mide, el convertidor de muestreo y retención y de analógico a digital puede sustituirse por un contador. Pero estos detalles no son importantes. El elemento importante del

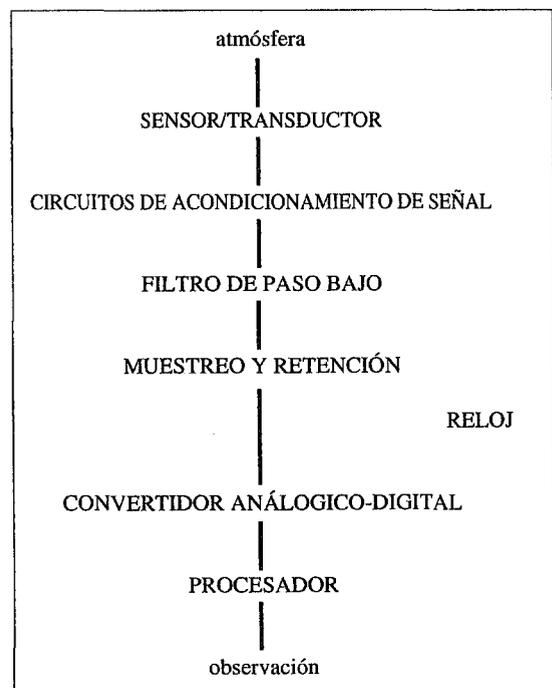


Figura 1.8 — Un sistema de instrumentos

diseño consiste en asegurarse de que la secuencia de muestreo representa adecuadamente los cambios apreciables de la variable atmosférica que se está midiendo.

La primera condición que deben cumplir los dispositivos que se muestran en la Figura 1.8 es que el sensor responda con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que se describirán en la observación. Si la observación va a ser un promedio a lo largo de uno, dos o tres minutos, este requisito no es muy estricto. Por otra parte, si lo que se va a observar es algún fenómeno de turbulencia, por ejemplo una ráfaga de viento en cresta, el sensor deberá escogerse cuidadosamente.

La segunda condición es que el convertidor de muestreo y retención y de analógico a digital proporcione muestras suficientes para realizar una buena observación. La exactitud que se requiere de las observaciones meteorológicas suele poner a prueba al sensor, no a la tecnología electrónica de muestreo. Sin embargo, el sensor deberá corresponder al muestreo, para evitar solapamiento. Si, por razones técnicas, se limita la cadencia de muestreo, el sistema sensor/filtro deberá estar diseñado de modo que elimine las frecuencias que no se pueden representar.

Si el sensor tiene una función de respuesta adecuada, el filtro de paso bajo podrá omitirse, o incorporarse por seguridad o para mejorar la calidad de la señal de entrada al convertidor de muestreo y retención. Por ejemplo, puede incluirse un filtro de este tipo para eliminar la captación de ruido en el extremo de un cable largo, o para alisar aún más la señal de salida del sensor. Desde luego, este circuito deberá responder también con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que interesen.

1.4.2 Cadencias de muestreo

Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas y climatológicas se requiere efectuar observaciones a intervalos de entre media hora y 24 horas, y cada observación se efectúa con un tiempo de muestreo del orden de 1 a 10 minutos. En el Anexo 1.B del Capítulo 1 de la Parte I de la presente *Guía* se reproduce una lista reciente de requisitos con ese fin.

Una práctica habitual en las observaciones de rutina consiste en tomar una lectura puntual del sensor (por ejemplo, un termómetro), y basarse en esa constante de tiempo para proporcionar un tiempo de muestreo aproximadamente correcto. Ello equivale a utilizar un filtro exponencial (ecuación 1.11 y Figura 1.6). Las estaciones meteorológicas automáticas suelen utilizar sensores más rápidos, y resulta necesario efectuar y procesar varias lecturas puntuales para obtener un promedio (filtro rectangular) u otra media adecuadamente ponderada.

Un esquema práctico recomendado para las cadencias de muestreo es el siguiente*:

- a) las muestras tomadas para computar promedios deberían obtenerse a intervalos de tiempo equidistantes que:

- i) no sean superiores a la constante de tiempo del sensor; o bien;
 - ii) no sean superiores a la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico coincidiendo con la señal de salida linealizada de un sensor de respuesta rápida; o bien;
 - iii) su número sea suficiente como para asegurarse de que la incertidumbre del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable; por ejemplo, menor que la exactitud que se requiera del promedio;
- b) las muestras que se utilicen para estimar valores extremos de las fluctuaciones, por ejemplo de ráfagas de viento, deberían tomarse a cadencias al menos cuatro veces mayores que las especificadas en i) o ii) *supra*.

Para obtener promedios, suelen proponerse y practicarse cadencias de muestreo algo más rápidas que i) y ii), iguales, por ejemplo, al doble por constante de tiempo.

Los criterios i) y ii) se obtienen de un examen de la frecuencia de Nyquist. Si el espaciamiento entre muestras es $\Delta t \leq T_f$, entonces la frecuencia de muestreo será $n \geq 1/T_f$, y $nT_f \geq 1$. En la curva exponencial de la Figura 1.6 puede verse que, en tales casos, se eliminan las frecuencias más altas y se evita el solapamiento. Si $\Delta t = T_f$, $n_f = 1/2T_f$, producirá solapamiento en los datos y la energía espectral únicamente a frecuencias de $nT_f = 2$ o más altas, es decir, tales que las fluctuaciones tengan períodos inferiores a $0,5T_f$.

Los criterios i) y ii) se utilizan para el muestreo automático. El criterio estadístico de iii) es más aplicable a las cadencias de muestreo mucho menores que las observaciones manuales. La incertidumbre de la media es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del número de observaciones, y su valor puede determinarse a partir de las estadísticas de la cantidad.

El criterio b) pone de relieve la necesidad de frecuencias de muestreo más altas, o, más precisamente, de constantes de tiempo pequeñas, para medir ráfagas. Las ráfagas registradas son alisadas por la respuesta del instrumento, y el máximo registrado se promediará a lo largo de un múltiplo de la constante de tiempo.

El efecto de solapamiento sobre las estimaciones de la media puede apreciarse fácilmente considerando lo que sucede cuando la frecuencia de la onda que se mide es la misma que la frecuencia de muestreo, o un múltiplo de ella. La media obtenida dependerá de la asiduidad del muestreo. Una muestra diaria tomada a una hora fija del día no proporcionará una buena estimación de la temperatura mensual media.

El solapamiento puede ilustrarse de manera algo más compleja como sigue: considérese una serie temporal de observaciones de temperatura cada tres horas mediante un termómetro ordinario. Si la temperatura varía sin brusquedad con el tiempo, como es lo habitual, el promedio diario calculado a partir de ocho muestras tendrá una estabilidad aceptable. Pero si se ha producido

* Recomendación adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en la décima reunión, 1989.

un suceso mesoescalar (una tormenta) que haya reducido la temperatura en bastantes grados en el lapso de media hora, el promedio calculado será incorrecto. La fiabilidad de los promedios diarios depende de la debilidad que suele presentar el espectro en las frecuencias de mesoescala y superiores, pero la aparición de un suceso de frecuencia más alta (la tormenta) introducirá solapamiento en los datos, afectando así al cálculo del valor medio, de la desviación típica y de otras medidas de la dispersión, y también al espectro.

El tema de la cadencia de muestreo puede abordarse también en términos de la Figura 1.8. El argumento de la sección 1.2.1 era que, para medir el espectro, la cadencia de muestreo, que determina la frecuencia de Nyquist, debería escogerse de tal modo que el espectro de las fluctuaciones por encima de dicha frecuencia sea demasiado débil para afectar al espectro calculado. Esto se consigue si la cadencia de muestreo determinada por el reloj en la Figura 1.8 es al menos el doble de la máxima frecuencia de amplitud significativa en la señal de entrada al convertidor de muestreo y retención.

La expresión "máxima frecuencia de amplitud significativa" es vaga, pero es difícil encontrar una definición rigurosa, ya que las señales nunca están realmente limitadas en términos de anchura de banda. Sin embargo, no resulta difícil asegurarse de que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuye rápidamente con el aumento de la frecuencia, y de que la amplitud cuadrática media de las fluctuaciones por encima de determinada frecuencia es, o bien pequeña en comparación con el ruido de cuantización del convertidor de analógico a digital, o pequeña en comparación con un error o nivel de ruido aceptable en las muestras, o bien su contribución al error o al ruido total de la observación es despreciable.

En la Sección 1.3 se examinan las características de los sensores y circuitos que es posible elegir o ajustar para que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuya rápidamente al aumentar la frecuencia. La mayoría de los transductores, en virtud de su incapacidad para responder a fluctuaciones atmosféricas rápidas (de alta frecuencia) y de su capacidad para replicar fielmente los cambios lentos (frecuencia baja), son también filtros de paso bajo. Por definición, los filtros de paso bajo limitan la anchura de banda y, en virtud del teorema de Nyquist, limitan también la cadencia de muestreo necesaria para reproducir con exactitud la señal de salida del filtro. Así, por ejemplo, si en la atmósfera se producen variaciones reales con períodos no inferiores a 100 ms, la frecuencia de muestreo de Nyquist será de 1 por cada 50 ms, lo cual plantea exigencias técnicas considerables. Sin embargo, si se examinan mediante un sensor y un filtro que respondan mucho más lentamente, por ejemplo con una constante de tiempo de 10 s, la cadencia de muestreo de Nyquist será de 1 muestra por cada 5 s, que resulta mucho más sencillo y menos costoso, y es preferible si no se requieren mediciones de las frecuencias altas.

1.4.3 *Cadencia de muestreo y control de calidad*

Para ser efectivas, muchas de las técnicas de control de calidad de datos que se utilizan en las estaciones meteorológicas automáticas dependen de la coherencia, o persistencia, de los datos a lo largo del tiempo. Como ejemplo extremadamente simple, considérense dos algoritmos hipotéticos de control de calidad para las mediciones de presión en estaciones meteorológicas automáticas. Las muestras se toman cada 10 segundos, calculándose un nuevo promedio cada minuto, y se supone que la presión atmosférica muy raramente o nunca cambia más rápidamente en 1 hPa por minuto.

El primer algoritmo rechaza el promedio si éste difiere del precedente en más de 1 hPa. Con este método no se puede sacar el máximo partido de los datos disponibles, ya que permite que una muestra con un error de hasta 6 hPa pase sin ser detectada e introduzca un error de 1 hPa en una observación.

El segundo algoritmo rechaza una muestra si ésta difiere de la precedente en más de 1 hPa. En este caso, ningún promedio contendrá errores superiores a 0,16 (1/6) hPa. De hecho, si es correcto el supuesto de que la presión atmosférica sólo raramente cambia en más de 1 hPa por minuto, sería posible ajustar el criterio de aceptación/rechazo para las muestras adyacentes hasta los 0,16 hPa y reducir aún más el error del promedio.

Lo que se pretendía evidenciar es que, para ser efectivos, los procedimientos de control de calidad de datos que dependen de la coherencia en el tiempo (correlación) encuentran su mejor aplicación en los datos de resolución temporal elevada (cadencia de muestreo). En el extremo de altas frecuencias del espectro de salida del sensor/filtro, la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la cadencia de muestreo hasta alcanzar la frecuencia de Nyquist, después de lo cual la correlación no sigue aumentando.

Hasta aquí, nada de lo que se ha dicho es contrario al uso de un sensor/filtro con una constante de tiempo tan grande como el período de promediación requerido para la observación, ni a la toma de una sola muestra para utilizarla como observación. Aunque esto no conllevaría grandes exigencias respecto del subsistema digital, hay aún otra consideración que se ha de tener en cuenta para un control de calidad efectivo de los datos. Las observaciones pueden agruparse en tres categorías:

- a) exactas (observaciones con errores inferiores o iguales a un valor especificado);
- b) inexactas (observaciones con errores superiores a un valor especificado);
- c) perdidas.

Existen dos razones para el control de calidad de los datos: reducir al mínimo el número de observaciones inexactas, y el de observaciones perdidas. Estas dos condiciones se cumplen si cada observación se computa a partir de un número razonablemente grande de muestras sometidas a control de calidad de datos. De este modo, las muestras con grandes errores espurios pueden ser

aisladas y excluidas, y la computación puede proseguir, sin resultar contaminada por esas muestras.

Referencias

- Acheson, D.T., 1968: An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables. *Journal of Applied Meteorology*, 7, págs. 548-553.
- Bendat, J.S. y Piersol, A.G., 1986: *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. Segunda edición. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Blackman, R.B. y Tukey, J.W., 1958: *The Measurement of Power Spectra*. Dover, Nueva York.
- Jenkins, G.M. y Watts, D.G., 1968: *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco.
- Kulhánek, O., 1976: *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*. Elsevier, Amsterdam.
- MacCready, P.B. y Jex, H.R., 1964: Response characteristics and utilization of propeller and vane wind sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 3, págs. 182-193.
- Otnes, R.K. y Enochson, L., 1978: *Applied Time Series Analysis*. Volumen 1: Basic techniques. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Pasquill, F. y Smith, F.B., 1983: *Atmospheric Diffusion*. Tercera edición. Ellis Horwood, Chichester.
- Stearns, S. y Hush, D. R., 1990: *Digital Signal Analysis*. Segunda edición. Prentice-Hall, Nueva Jersey.
-
-

CAPÍTULO 2 — REDUCCIÓN DE DATOS

	<i>Página</i>
2.1	Generalidades..... III.2-1
2.1.1	Definiciones III.2-1
2.1.2	Requisitos meteorológicos III.2-1
2.1.3	El proceso de reducción de datos..... III.2-1
2.2	Muestreo III.2-2
2.3	Aplicación de funciones de calibración III.2-3
2.4	Linealización..... III.2-3
2.5	Promediación III.2-3
2.6	Variables y estadísticas conexas..... III.2-4
2.7	Correcciones III.2-4
2.8	Gestión de la calidad III.2-4
2.9	Compilación de metadatos III.2-4
Referencias III.2-5

CAPÍTULO 2

REDUCCIÓN DE DATOS

2.1 Generalidades

En el presente Capítulo se examinan desde un punto de vista general los procedimientos para procesar los datos obtenidos directamente de los instrumentos y/o convertirlos en datos adecuados para los usuarios meteorológicos, y en particular para su intercambio entre países. La OMM ha prescrito formalmente un conjunto de reglas para la reducción de datos que se vayan a intercambiar a nivel internacional, que figuran en OMM (1981). En OMM (1989) se formulan también directrices al respecto. En el Capítulo 1 de la Parte I se ofrecen algunos consejos y definiciones.

2.1.1 Definiciones

Al abordar el tema de los instrumentos utilizados para medir variables atmosféricas, ha resultado útil clasificar los datos observacionales en distintos niveles. Esa clasificación se introdujo para el sistema de procesamiento de datos del Programa de Investigación de la Atmósfera Global (GARP), y aparece definida en OMM (1981).

Los datos de nivel I son, por lo general, lecturas de instrumentos expresadas en unidades físicas apropiadas, y acompañadas de sus coordenadas geográficas. Es necesario convertirlos en variables meteorológicas normales (indicadas en el Capítulo 1 de la Parte I). Estos datos se obtienen, en muchos casos, del procesamiento de señales eléctricas, por ejemplo en forma de voltaje, y se los denomina también "datos en bruto". Pertenecen a este grupo las radiancias de los satélites y la presión de vapor del agua.

Los datos reconocidos como parámetros meteorológicos son datos de nivel II. Pueden obtenerse directamente de los instrumentos (tal es el caso para muchos tipos de instrumentos simples), o derivarse de los datos de nivel I. Por ejemplo, un sensor no puede medir la visibilidad, que es una magnitud de nivel II; en lugar de ello, los sensores miden el coeficiente de extinción, que es una magnitud de nivel I.

Los datos de nivel III son datos agrupados en conjuntos con algún tipo de coherencia interna, generalmente en forma de retícula de puntos. No se examinarán en la presente *Guía*.

Los datos que se intercambian a nivel internacional son datos de nivel II o de nivel III.

2.1.2 Requisitos meteorológicos

Las estaciones de observación producen habitualmente en todo el mundo observaciones frecuentes en formato normalizado para el intercambio de información de alta calidad obtenida mediante técnicas de observación uniformes. Sin embargo, existe una gran diversidad en cuanto a los sensores que se utilizan en todo el mundo, o incluso dentro de un mismo país. Para superar este

obstáculo, se han invertido recursos muy cuantiosos a lo largo de muchos años, con objeto de normalizar el contenido, la calidad y el formato. A medida que se generaliza la observación automatizada de la atmósfera, se hace más importante todavía mantener esta uniformidad, y desarrollar normas adicionales para la conversión de datos en bruto en datos de nivel I, y de datos en bruto y de nivel I en datos de nivel II.

2.1.3 El proceso de reducción de datos

Los transductores se utilizan para percibir una variable atmosférica y convertirla en términos cuantitativos en una señal útil. Este tipo de aparatos, sin embargo, puede experimentar respuestas secundarias al medio ambiente (por ejemplo, en forma de calibraciones dependientes de la temperatura), y sus señales de salida están sujetas a distintos tipos de error (por ejemplo, la deriva de los resultados, o el ruido). Tras realizar un muestreo apropiado mediante un sistema de acopio de datos, habrá que convertir a escala y linealizar la señal de salida con arreglo a la calibración del sistema total, y seguidamente filtrarla o promediarla. Al llegar a este punto, o antes, la señal viene a convertirse en datos en bruto. Seguidamente, habrá que convertir los datos en mediciones de las cantidades físicas a las que responde el sensor, que serán datos de nivel I, o que podrán ser datos de nivel II si no fuera necesaria ninguna conversión más. Para algunas aplicaciones, habrá que obtener variables adicionales. En diversas etapas de este proceso, podrán modificarse los datos para corregir efectos espurios, por ejemplo la exposición, y someterlos a control de calidad.

Por consiguiente, los datos procedentes de estaciones meteorológicas convencionales y automáticas deberán someterse a numerosas operaciones antes de poder ser utilizados. La totalidad de este proceso se conoce como "reducción de datos", y consiste en la ejecución de varias funciones, que podrían ser todas o algunas de las siguientes:

- a) transducción de variables atmosféricas;
- b) acondicionamiento de las señales de salida del transductor;
- c) adquisición y muestreo de datos;
- d) aplicación de información sobre la calibración;
- e) linealización de señales de salida del transductor;
- f) extracción de estadísticas (por ejemplo, promedios);
- g) obtención de variables conexas;
- h) aplicación de correcciones;
- i) control de la calidad de los datos;
- j) registro y almacenamiento de datos;
- k) compilación de metadatos;
- l) formateo de mensajes;
- m) comprobación de contenido de los mensajes;
- n) transmisión de los mensajes.

El orden en que se ejecuten estas funciones será sólo aproximadamente secuencial. En cualquier caso, la primera y la última de la lista deberán serlo también a la hora de ejecutarse. La linealización podrá efectuarse inmediatamente a continuación, o será una función inherente al transductor, pero deberá realizarse antes de obtener un promedio. A diversos niveles del proceso de reducción de datos podrán aplicarse determinados controles de calidad o correcciones. Según el tipo de aplicación, las estaciones pueden operar con una capacidad menor sin incorporar todas estas funciones.

En el contexto de esta *Guía*, las funciones importantes en el proceso de reducción de datos son: la selección de procedimientos de muestreo apropiados; la aplicación de información sobre la calibración; la linealización, cuando sea necesaria; el filtrado y/o la promediación; la obtención de variables anejas; la aplicación de correcciones; el control de calidad; y la compilación de metadatos. Estos son los temas que se examinan en este Capítulo. Puede obtenerse información más detallada sobre el muestreo, el filtrado y la promediación en el Capítulo 1, y sobre la gestión de la calidad en el Capítulo 3 de la Parte III.

Una vez reducidos los datos, hay que ponerlos a disposición de terceros mediante operaciones tales como la codificación, la transmisión y recepción, la visualización y el archivado, que se examinan en otros *Manuales* y *Guías* de la OMM. Un sistema de observación no está completo a menos que esté conectado a otros sistemas que proporcionen los datos a los usuarios. La calidad de los datos vendrá determinada por el eslabón más débil. En cada etapa habrá que efectuar un control de calidad.

Buena parte de la actual tecnología y de las técnicas manuales normalizadas para la reducción de datos puede utilizarse también en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA), que plantean, sin embargo, necesidades especiales. Las EMA presuponen diversos tipos de sensores, cálculos tipificados para la obtención de elementos de los mensajes, y el formato del mensaje propiamente dicho. No todos los sensores tienen una buena interfaz con el equipo automatizado. Las expresiones analíticas que determinan los cálculos incorporados en las tablas deben ser recuperadas o descubiertas. Las reglas para codificar los mensajes deberán estar expresadas en lenguajes de computadora, y serán precisas, completas e inequívocas en un grado no requerido para las instrucciones escritas en lenguaje común destinadas a los observadores humanos. Además, algunas funciones humanas, como la identificación de tipos de nubes, no pueden automatizarse mediante ninguna tecnología actual o previsible.

Los programas informáticos de acopio y procesamiento de datos para las EMA se examinan con cierto detalle en el Capítulo 1 de la Parte II, con un grado de amplitud suficiente para abarcar la aplicación de transductores eléctricos en meteorología. En OMM (1987) se ofrecen algunas consideraciones generales y ejemplos sobre el diseño de algoritmos para las EMA sinópticas.

Para el procesamiento de datos meteorológicos suele haber un procedimiento, algoritmo o método correcto, y puede haber muchas aproximaciones con un grado de validez entre satisfactorio y nulo. La experiencia sugiere abrumadoramente que el planteamiento correcto suele ser, a largo plazo, el más eficiente. Es directo, requiere una preparación mínima, y una vez puesto en práctica no hay que dedicarle mayor atención. Por esta razón, los párrafos siguientes se limitan en gran medida al único planteamiento correcto, en la medida en que existan soluciones exactas, para el problema que se examina.

2.2 Muestreo

Este tema se ha examinado a fondo en el Capítulo 1. A continuación se ofrece un resumen de los principales resultados.

Conviene tener presente que las variables atmosféricas fluctúan de manera rápida y aleatoria, debido a la presencia constante de turbulencias, y que las señales de salida de los transductores no reproducen fielmente las variables atmosféricas, en razón de lo imperfecto de sus características dinámicas (por ejemplo, su capacidad limitada para responder a cambios rápidos). Por lo general, los transductores necesitan de un equipo que amplifique o proteja sus señales de salida y/o convierta una forma de salida en otra, por ejemplo la resistencia en tensión eléctrica. Los circuitos utilizados para lograr este fin podrían también alisar la señal o someterla a un filtrado de paso bajo. Hay una frecuencia de corte por encima de la cual no se producen fluctuaciones notables, por no existir ninguna en la atmósfera y/o porque el transductor o el circuito de acondicionamiento de señal las ha eliminado.

Una consideración de diseño importante es la frecuencia con que convendría muestrear la señal de salida del transductor. La respuesta definitiva es: con un espaciado temporal de al menos el doble de la frecuencia de corte de la señal de salida del transductor. Sin embargo, suele bastar con una regla más simple y equivalente: el intervalo de muestreo no debería exceder de la constante de tiempo más alta de todos los dispositivos y circuitos que preceden al sistema de acopio. Si la frecuencia de muestreo es inferior al doble de la frecuencia de corte, se producen errores innecesarios en la variancia de los datos y en todas las cantidades y estadísticas resultantes. Aunque estos aumentos pueden ser aceptables en algunos casos, no siempre lo son. Un muestreo adecuado asegura en todos los casos una variancia mínima.

Un buen diseño podría incorporar un filtro de paso bajo, con una constante de tiempo aproximadamente igual al intervalo de muestreo del sistema de acopio de datos. Por cautela, conviene también reducir al mínimo los efectos del ruido, y especialmente los 50 ó 60 Hz de la tensión de funcionamiento de la red eléctrica en los cables que conectan los sensores a los procesadores, así como las fugas a través de las tomas de corriente.

2.3 Aplicación de funciones de calibración

Las reglamentaciones de la OMM (OMM 1981) estipulan que las estaciones deben estar equipadas con instrumentos adecuadamente calibrados, y que han de emplearse técnicas de observación y medición adecuadas, a fin de que las mediciones sean suficientemente exactas para responder a las necesidades de las disciplinas meteorológicas correspondientes. La conversión de los datos en bruto de los instrumentos en los correspondientes parámetros meteorológicos se realiza mediante funciones de calibración. Una aplicación adecuada de las funciones de calibración y de cualquier otro tipo de corrección sistemática es esencial para poder obtener datos que respondan a las necesidades de precisión expresadas.

La determinación de las funciones de calibración debería estar basada en la calibración de todos los componentes de la cadena de medición. En principio al menos, y en la práctica para algunas magnitudes meteorológicas tales como la presión, la calibración de los instrumentos de campo debería poder remitirse a un instrumento patrón internacional mediante una cadena ininterrumpida de comparaciones entre el instrumento y una serie parcial o completa de instrumentos patrón, como, por ejemplo, un patrón de traslado, un patrón de trabajo, un patrón de referencia y un patrón nacional. (Véanse las definiciones en el Capítulo 1 de la Parte I)

En cada uno de los respectivos capítulos de la Parte I se ofrece una descripción de los procedimientos de calibración y de las correcciones sistemáticas asociadas a cada uno de los parámetros meteorológicos básicos.

En los instrumentos de campo es necesaria una calibración periódica a cargo de expertos, con las correspondientes revisiones de las funciones de calibración. No basta con los datos de calibración suministrados con el equipo por el fabricante. Frecuentemente, no se conoce la relación entre el equipo de calibración suministrado y el patrón nacional y, en cualquier caso, es previsible que la calibración cambie durante los períodos de transporte, almacenamiento y utilización. Los cambios de la calibración deberán registrarse en los ficheros de metadatos de la estación.

2.4 Linealización

Si la señal de salida del transductor no es exactamente proporcional a la magnitud que se mide, habrá que linealizar la señal basándose en la calibración del instrumento. Esta operación se hará antes de filtrar o promediar la señal. Cuando la señal no es constante durante todo el período de promediación, la secuencia de operaciones "promediar, y seguidamente linealizar" produce resultados diferentes de la secuencia "linealizar, y seguidamente promediar".

Existen tres situaciones en que pueden aparecer no linealidades (OMM 1987):

a) muchos transductores son de por sí no lineales; es decir, su señal de salida no es proporcional a la variable atmosférica medida. Un ejemplo simple de ello son los termistores;

b) aunque un sensor puede incorporar transductores lineales, las variables medidas podrían no estar en relación lineal con la variable atmosférica de interés. Así, por ejemplo, el fotodetector y el transductor angular de un cielómetro de haz rotatorio son dispositivos lineales, pero la señal de salida del nefoaltímetro (la intensidad de la luz retrodispersada en función del ángulo) no es lineal respecto de las alturas de nube;

c) la conversión de nivel I a nivel II puede no ser lineal. Así, por ejemplo, para producir estimaciones de la visibilidad media, la variable adecuada es el coeficiente de extinción, y no la visibilidad o la transmitancia.

En el primero de estos casos, suele utilizarse una función de calibración polinómica. Para ello, sería realmente deseable disponer de sensores normalizados con coeficientes de calibración uniformes, evitando así los problemas que se plantean al intercambiar sensores en el lugar de la medición. En los otros dos casos, suele ser apropiada una función analítica que describa el comportamiento del transductor.

2.5 Promediación

La variabilidad natural de la atmósfera en pequeña escala hace necesario el alisamiento o promediación de los valores a fin de obtener observaciones representativas y de conseguir la compatibilidad de los datos entre instrumentos diferentes. Para los intercambios internacionales y para gran número de aplicaciones operacionales, la medición notificada tendrá que ser representativa de los 2 ó 10 minutos anteriores en el caso del viento y, por convención, de los 1 a 10 minutos anteriores para otras magnitudes. La práctica de 1 minuto responde, en parte, al hecho de que algunos sensores meteorológicos convencionales tienen una respuesta de ese orden, y una lectura única es, conceptualmente, un valor promediado o alisado a lo largo de un minuto. Cuando el tiempo de respuesta del instrumento sea mucho más rápido, será necesario tomar muestras y filtrarlas o promediarlas. Este es el tema que se examina en el Capítulo 1. En el Capítulo 1 de la Parte I (Anexo 1.B) se indican los requisitos y tiempos de promediación típicos de los sistemas de instrumentos meteorológicos en funcionamiento.

Habitualmente, se utilizan dos métodos de promediación o de alisamiento: el aritmético, y el exponencial. El promedio aritmético responde al significado normal de promedio, y es fácil de calcular digitalmente: consiste en el filtro rectangular descrito en el Capítulo 1. El promedio exponencial es la información de salida del filtro de paso bajo más simple posible, que representa la respuesta más simple posible de un sensor a las fluctuaciones atmosféricas, y es más fácil de calcular en circuitos analógicos que el promedio aritmético. Cuando la constante de tiempo de un filtro simple es aproximadamente la mitad del tiempo de muestreo a lo largo del cual se calcula un promedio dado, los valores alisados por medios aritméticos y exponenciales son

prácticamente indistinguibles (véase el Capítulo 1, así como Acheson, 1968).

Las señales de salida de los sensores de respuesta rápida varían rápidamente, por lo que requieren velocidades de muestreo altas para una promediación óptima (incertidumbre mínima). Si se desea reducir la cadencia de muestreo requerida, sin por ello dejar de conseguir una promediación digital óptima, puede linealizarse la señal de salida del transductor (cuando sea necesario), alisarla exponencialmente mediante circuitos analógicos con una constante de tiempo t_c , y seguidamente muestrearla digitalmente a intervalos t_c .

Para aplicaciones especiales se han utilizado muchos otros tipos de filtros complejos basados en computación digital.

La promediación de variables no lineales entraña dificultades cuando las variables cambian durante el período de promediación, por lo que es importante elegir la variable lineal apropiada para computar el promedio. En el cuadro siguiente se indican algunos de los elementos de una observación sinóptica que se notifican en forma de promedio, junto con la variable lineal que correspondería utilizar.

Magnitudes para las que es necesario convertir los datos al calcular los promedios

<i>Magnitud que se notificará</i>	<i>Magnitud que se promediará</i>
Velocidad y dirección del viento	Componentes cartesianas
Punto de rocío	Humedad absoluta
Visibilidad	Coefficiente de extinción

2.6 Variables y estadísticas conexas

Además de los datos promediados, hay que determinar también valores extremos y otras variables representativas en determinados períodos de tiempo, conforme a los fines de la observación. Así ocurre con las mediciones de ráfagas de viento, para las que son necesarias cadencias de muestreo más altas.

También otras magnitudes, como la presión a nivel del mar, la visibilidad o el punto de rocío, se derivarán de los datos promediados (véase el párrafo anterior). En las estaciones manuales convencionales se hace uso de tablas de conversión. Es habitual incorporar estas tablas en las EMA, junto con rutinas de interpolación, o bien incorporar las fórmulas básicas o aproximaciones de éstas. Véanse los capítulos de la Parte I relativos a las prácticas de conversión de datos, y el Capítulo 1 de la Parte II, referente a las prácticas de las EMA.

2.7 Correcciones

Las mediciones de magnitudes meteorológicas están sujetas en muchos casos a correcciones, a partir de los datos en bruto o de datos de nivel I o II, a fin de compensar diversos tipos de efectos. Estas correcciones se

describen en la Parte I, en los capítulos referentes a los distintos elementos meteorológicos. Las correcciones de datos en bruto, para errores nulos o errores de índice, o para temperatura, gravedad, etcétera, se obtienen de la calibración y caracterización del instrumento. Otros tipos de correcciones o ajustes de los datos en bruto o de niveles superiores son el alisamiento, por ejemplo para la medición de alturas de nube y de perfiles de la atmósfera superior, y las correcciones de exposición, como las que se aplican algunas veces a las observaciones de temperatura, viento y precipitación. Posiblemente, los algoritmos utilizados para estos tipos de correcciones están basados, en algunos casos, en estudios no del todo definitivos, y, aunque sin duda mejoran la exactitud de los datos, no excluyen la posibilidad de descubrir otros diferentes en un futuro. Si así ocurriera, podría resultar necesario recuperar los datos originales no corregidos. En consecuencia, se recomienda documentar extensamente los algoritmos.

2.8 Gestión de la calidad

La gestión de la calidad se examina en el Capítulo 3. Los requisitos a este respecto aparecen especificadas en OMM (1981), y los procedimientos generales se examinan en OMM (1989).

Deberían emplearse procedimientos de control de calidad en cada una de las etapas de conversión de los datos en bruto obtenidos por los sensores, en parámetros meteorológicos. Se incluyen en este concepto los procesos necesarios para obtener los datos y reducirlos a nivel II.

En el proceso de obtención de datos, el control de calidad debería tender a eliminar los errores de medición sistemáticos y aleatorios, los debidos a una divergencia respecto de las normas técnicas, los debidos a una exposición insatisfactoria de los instrumentos, y los errores subjetivos imputables al observador.

Durante la reducción y conversión de los datos, el control de calidad debería tender a eliminar los errores vinculados a las técnicas de conversión utilizadas, o a los procedimientos de computación empleados. Para mejorar la calidad de los datos obtenidos con frecuencias de muestreo altas, que podrían generar un mayor ruido, se utilizan técnicas de filtrado y de alisamiento. Estas técnicas han sido descritas tanto en el presente Capítulo como en el Capítulo 1.

2.9 Compilación de metadatos

El tema de los metadatos se examina en el Capítulo 1 de la Parte I, en el Capítulo 3 y en otros capítulos referentes a las distintas magnitudes meteorológicas. Los metadatos deberán mantenerse de manera que:

- se puedan recuperar los datos originales para reelaborarlos en caso necesario (por ejemplo, mediante filtros o correcciones);
- el usuario pueda descubrir fácilmente la calidad de los datos y las circunstancias en que fueron obtenidos (por ejemplo, la exposición);

- c) la existencia de los datos pueda ser descubierta por eventuales usuarios.

Así pues, deberán registrarse los procedimientos empleados para las funciones de reducción de datos anteriormente citadas, en términos genéricos para cada tipo de datos, e individualmente para cada estación y tipo de observación.

Referencias

Acheson, D.T., 1968: An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables. *Journal of Applied Meteorology*, Volumen 7, Número 4, págs. 548-553.

Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I: Aspectos Mundiales. OMM-Nº 544, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of Algorithms for Synoptic Automatic Weather Stations* (D.T. Acheson). Instruments and Observing Methods Report No. 19, WMO-/TD-No. 230, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

CAPÍTULO 3 — GESTIÓN DE LA CALIDAD

	<i>Página</i>
3.1	Generalidades..... III.3-1
3.2	Factores que afectan a la calidad de los datos III.3-1
3.3	Control de calidad III.3-4
3.3.1	Datos de superficie..... III.3-4
3.3.1.1	Observaciones manuales y estaciones dotadas de personal III.3-4
3.3.1.2	Estaciones meteorológicas automáticas..... III.3-4
3.3.2	Datos de altitud III.3-5
3.3.3	Centros de datos..... III.3-5
3.3.4	Interacción con las estaciones sobre el terreno III.3-5
3.4	Vigilancia del funcionamiento III.3-5
3.5	Homogeneidad de los datos y metadatos III.3-6
3.5.1	Causas de heterogeneidad en los datos III.3-6
3.5.2	Metadatos III.3-6
3.5.3	Elementos de una base de datos de metadatos III.3-7
3.5.4	Recomendaciones para un sistema de metadatos..... III.3-7
3.6	Gestión de redes..... III.3-7
3.6.1	Inspecciones..... III.3-8
3.6.2	Técnicas de gestión de la calidad III.3-9
3.6.2.1	Normas de la Organización Internacional de Normalización (ISO)..... III.3-9
3.6.2.2	Otros sistemas de gestión de la calidad..... III.3-9
Referencias III.3-9

GESTIÓN DE LA CALIDAD

3.1 Generalidades

Los datos son de buena calidad cuando responden a necesidades tanto explícitas como implícitas. En otro lugar de esta *Guía* se exponen necesidades explícitas o implícitas relativas a la exactitud, resolución y representatividad requeridas, principalmente para las aplicaciones sinópticas de datos meteorológicos, aunque pueden indicarse también necesidades similares para otras aplicaciones. Hay que suponer que un costo bajo es también una condición, implícita o explícita, para todo tipo de aplicaciones. La gestión de la calidad tiene por objeto asegurarse de que los datos cumplen las condiciones necesarias (en cuanto a margen de incertidumbre, resolución, continuidad, homogeneidad, representatividad, puntualidad, formato, etc.) para la aplicación deseada, con un coste mínimo viable. Los datos de calidad no tienen que ser necesariamente excelentes, pero es esencial que su calidad sea conocida y demostrable.

El suministro de datos meteorológicos de buena calidad no es asunto sencillo, y resulta imposible sin un sistema de gestión de calidad. Los mejores sistemas de calidad actúan de manera continua en todos los elementos del sistema de observación, desde la planificación de la red y la formación hasta la transmisión y archivado de los datos, pasando por la instalación y las operaciones en la estación, y prevén mecanismos de respuesta y de seguimiento en tiempo casi real y con periodicidades más amplias, hasta las revisiones de carácter anual. Los recursos que hay que dedicar para una gestión efectiva de la calidad representan una parte apreciable del costo de las operaciones en un sistema o red de observación, que suele representar varios puntos porcentuales del costo total. De no mediar este gasto, habrá que considerar los datos como inciertos o de calidad desconocida, y su utilidad será menor.

El presente Capítulo aborda, en términos generales, los sistemas operativos de observación meteorológica, sean cuales sean su tamaño o sus características. Las orientaciones que ofrece sobre la gestión de la calidad son aplicables a grandes redes de estaciones de observación, pero se entenderá que también son válidas para una sola estación.

El *control de calidad* es el componente mejor conocido de los sistemas de gestión de calidad, y constituye el mínimo irreducible de todo sistema. Consiste en examinar los datos de las estaciones y de los centros de datos para detectar errores y permitir que los datos sean corregidos o suprimidos. Un sistema de control de calidad debería incorporar procedimientos para retornar a la fuente de los datos a fin de verificarlos, y para evitar la repetición de errores. El control de calidad se aplica en tiempo real, pero funciona también en tiempo no real, en forma de control de calidad diferido.

El control de calidad en tiempo real se suele efectuar en la estación y en los centros de análisis meteorológico. El control de calidad diferido puede realizarse en los centros de análisis, para compilar bases de datos verificadas por segunda vez, y en los centros sobre el clima o bancos de datos, para archivarlas. En todos los casos, los resultados deberían devolverse a los encargados de la gestión de las observaciones, para realizar un seguimiento.

La *vigilancia de la calidad* o vigilancia del comportamiento es una actividad en tiempo no real consistente en examinar la efectividad de la red o del sistema de observación para detectar tendencias y deficiencias sistemáticas. Suele encomendarse a la oficina que dirige y se responsabiliza de la red o del sistema, y que puede también prescribir cambios del equipo o de los procedimientos.

En términos generales, la *gestión de la calidad* incluye, además de estas tareas, el control de los demás aspectos que afectan directamente a la calidad de los datos, como el equipo, la exposición, los procedimientos, el mantenimiento, la inspección, el procesamiento de datos y la formación. Estos aspectos suelen estar bajo la responsabilidad del administrador de la red, en colaboración con otros especialistas, si procede.

En la actualidad, la calidad de los datos se plantea atendiendo a las ventajas que supone un sistema completo de garantía de calidad, que incluye procedimientos orientados a una interacción continua entre todas las partes implicadas en el sistema de observación, incluidos los máximos responsables y otros como, por ejemplo, los diseñadores y formadores, que de otro modo se habrían considerado secundarios para las operaciones relacionadas con la calidad. Los procedimientos formales prescritos por la Organización Internacional de Normalización (ISO) con respecto a la gestión de calidad y garantía de calidad, así como otros procedimientos pormenorizados que se utilizan en los sectores manufacturero y comercial, son también adecuados para los datos meteorológicos.

3.2 Factores que afectan a la calidad de los datos

El historial de los instrumentos sobre el terreno consta de varias fases, entre ellas la de planificación con arreglo a las necesidades de los usuarios, la de selección e instalación del equipo, y las actividades operativas, de calibración, de mantenimiento y de formación. Para poder obtener datos de calidad adecuada o prescrita, habrá que adoptar medidas apropiadas en cada una de estas fases. En esta sección se reseñan los factores que afectan a la calidad de los datos y, para una información más completa, se remite a otros capítulos de esta *Guía* y a otros *Manuales* y *Guías* de la OMM.

Necesidades de los usuarios: la calidad de un sistema de medición puede evaluarse estableciendo una comparación entre las necesidades de los usuarios y la capacidad de los sistemas para responder a ellas. La compatibilidad entre las necesidades de calidad de datos de los usuarios y la efectividad de los instrumentos debe tenerse en cuenta no sólo en la fase de diseño y planificación de un proyecto, sino también durante todo el funcionamiento, y la realización del sistema debe planificarse de modo que optimice las relaciones costo/beneficio y costo/efectividad. Ello implica una responsabilidad compartida entre los usuarios, los expertos en instrumentos y los expertos logísticos, a fin de estar a la altura de los factores técnicos y financieros. En particular, los expertos en instrumentos deberán estudiar las necesidades de calidad de datos de los usuarios, a fin de proponer especificaciones adecuadas a las técnicas más modernas. Esta importante fase del diseño se denomina "análisis del valor". Cuando se pasa por alto, como frecuentemente ocurre, es probable que el costo, o las necesidades de calidad, o ambos, no sean los adecuados, hasta el punto de que el proyecto podría fracasar y los esfuerzos serían vanos.

Especificaciones funcionales y técnicas: la plasmación de esas necesidades en especificaciones funcionales y, posteriormente, en especificaciones técnicas es una tarea muy importante y compleja. Requiere un conocimiento a fondo de las necesidades de los usuarios, la tecnología de mediciones meteorológicas, los métodos de observación, y las reglamentaciones de la OMM, así como condiciones de trabajo e infraestructuras técnicas/administrativas adecuadas. Las especificaciones determinarán el funcionamiento general del sistema de medición previsto, por lo cual sus efectos sobre la calidad de los datos serán considerables.

Selección de instrumentos: los instrumentos deberían seleccionarse cuidadosamente, teniendo presentes la exactitud, el intervalo de valores y la resolución requeridos (véanse las definiciones en el Capítulo 1 de la Parte I), las condiciones climatológicas y ambientales en que se desarrollen las aplicaciones del usuario, las condiciones de trabajo, y la infraestructura técnica disponible para la formación, la instalación y el mantenimiento. Una elección inapropiada de los instrumentos puede redundar en una mala calidad de los datos, que crearía a su vez numerosas dificultades si no se descubre a tiempo, dando lugar, por ejemplo, a especificaciones inadecuadas, que ocasionarían un desgaste o una deriva excesivos. En general, deberían utilizarse sólo instrumentos de alta calidad para las tareas meteorológicas. A este respecto, se remite a la información contenida en los diversos capítulos de esta *Guía*. Si se desea más información sobre el comportamiento de diversos tipos de instrumentos, véanse los informes de las Intercomparaciones internacionales de instrumentos de la OMM, así como las actas de OMM/CIMO y de otras conferencias internacionales sobre instrumentos y métodos de observación.

Pruebas de aceptabilidad: antes de proceder a la instalación y a la aceptación, es necesario asegurarse de que los instrumentos cumplen las especificaciones originales. Los fabricantes deberían publicar los valores de comportamiento de los instrumentos y su sensibilidad ante ciertos factores influyentes; en ocasiones las autoridades de calibración certifican estos parámetros. No obstante, las intercomparaciones de instrumentos de la OMM revelan que los instrumentos pueden resultar degradados, pese a todo, por factores que afectan a su calidad y que pueden aparecer durante las fases de producción y de transporte. Los errores de calibración son difíciles o imposibles de detectar si no se tiene fácil acceso a patrones adecuados o a instalaciones de prueba y calibración apropiadas. Uno de los componentes esenciales de una buena gestión es la realización de pruebas adecuadas en condiciones de funcionamiento, antes de utilizar los instrumentos para fines operativos. Dichas pruebas pueden utilizarse tanto para determinar las características de un modelo dado como para controlar la calidad efectiva de cada instrumento.

Al comprar el equipo, debería tenerse presente la posibilidad de pedir al proveedor que establezca procedimientos certificados de garantía de calidad en su organización (véase la sección 3.6.2), reduciendo con ello la necesidad de que el receptor del equipo realice pruebas de aceptabilidad. El costo adicional podría resultar compensado por una reducción en los costos de las pruebas internas o del mantenimiento operativo, o por la calidad asegurada de las operaciones ulteriores en el exterior.

Compatibilidad: pueden aparecer problemas de compatibilidad cuando se utilizan instrumentos de características técnicas diferentes para realizar un mismo tipo de mediciones. Esto puede ocurrir, por ejemplo, al pasar de mediciones manuales a automatizadas, al incorporar nuevos instrumentos con constantes de tiempo diferentes, al utilizar una protección diferente para los sensores, al aplicar algoritmos diferentes para la reducción de datos, etc. Deberían investigarse a fondo, mediante intercomparaciones durante periodos largos, los efectos de estos cambios sobre la compatibilidad y homogeneidad de los datos. Véanse los diversos informes de la OMM sobre intercomparaciones internacionales de instrumentos.

Emplazamiento y exposición: la densidad de estaciones meteorológicas depende de la escala espacial y temporal de los fenómenos meteorológicos que se vayan a observar, y suele estar especificada por los usuarios o estipulada en las reglamentaciones de la OMM. Existen pruebas experimentales de que una ubicación y exposición inadecuadas pueden deteriorar seriamente la exactitud y representatividad de las mediciones. En el Capítulo 1 de la Parte I se ofrecen criterios generales sobre el emplazamiento y la exposición, y en los distintos capítulos de la Parte I se ofrece información detallada sobre determinados instrumentos. Consúltense asimismo las reglamentaciones al respecto en OMM (1981).

Convendría también prestar atención a factores externos que pueden introducir errores, como el polvo, la contaminación, la escarcha, la sal, los valores muy extremos de la temperatura ambiente, o el vandalismo.

Errores instrumentales: la selección apropiada de los instrumentos es una condición necesaria pero no suficiente para obtener una calidad de los datos adecuada. Ninguna técnica de medición es perfecta, y todos los instrumentos producen diversos errores sistemáticos y aleatorios. Sus efectos sobre la calidad de los datos deberían reducirse a un nivel aceptable mediante la adopción de medidas preventivas y correctivas apropiadas. Estos errores dependen del tipo de observación, y se examinan en los capítulos correspondientes de esta *Guía*.

Acopio de datos: la calidad de los datos no depende sólo de la calidad de los instrumentos y de su correcto emplazamiento y exposición, sino también de las técnicas y métodos utilizados para obtener los datos y convertirlos en datos representativos. Convendría diferenciar entre las mediciones automatizadas y las observaciones humanas. Dependiendo de las características técnicas de un sensor, y en particular de su constante de tiempo, será necesario aplicar procedimientos adecuados de muestreo y de promediación. Véase, en relación con el muestreo y la promediación, el Capítulo 1. La existencia de fuentes no deseadas de interferencia eléctrica externa y de ruido pueden degradar la calidad de la señal de salida del sensor, y deberían eliminarse mediante un acondicionamiento adecuado de dicha señal antes de acceder al sistema de acopio de datos. Véase el Capítulo 1 de la Parte II. Cuando la lectura del instrumento es manual, pueden producirse errores imputables al diseño, a los valores de instalación del instrumento o a su resolución, o una preparación inadecuada del observador. En las observaciones visuales o subjetivas, los errores pueden deberse a la inexperiencia del observador, cuando éste interpreta incorrectamente los fenómenos meteorológicos.

Procesamiento de datos: pueden producirse también errores imputables a las técnicas de conversión o a los procedimientos de computación aplicados para convertir los datos de los sensores en datos meteorológicos de nivel II. Este podría ser el caso, por ejemplo, al calcular los valores de humedad a partir de la humedad relativa o el punto de rocío, o al reducir la presión al nivel medio del mar. Véase, a este respecto, el Capítulo 2. También pueden producirse errores durante la codificación, cifrado o transcripción de los mensajes meteorológicos, particularmente si los efectúa un observador.

Control de calidad en tiempo real: la calidad de los datos depende de los procedimientos de control de calidad en tiempo real que se aplican durante la adquisición y el procesamiento de los datos y durante la preparación de los mensajes para eliminar las principales fuentes de error. Estos procedimientos son específicos para cada tipo de medición, aunque suelen consistir en comprobaciones simples de la verosimilitud de los valores y de la rapidez de los cambios, y en comparaciones con otras

mediciones (por ejemplo, el punto de rocío no puede ser más alto que la temperatura). Otras comprobaciones especiales verifican las observaciones introducidas manualmente y los mensajes meteorológicos. En las estaciones meteorológicas automáticas es posible detectar errores específicos del equipo mediante aparatos especiales de prueba incorporados físicamente. La aplicación de estos procedimientos es extremadamente importante, ya que algunos errores introducidos durante el proceso de medición no pueden ser eliminados posteriormente. Para una descripción general de los métodos manuales y automáticos en uso, véanse también otros párrafos de este Capítulo, así como el Capítulo 1 de la Parte II, y OMM (1981; 1989; 1992).

Vigilancia del funcionamiento: los procedimientos de control de calidad en tiempo real tienen limitaciones, y algunos errores pueden pasar inadvertidos (por ejemplo, la deriva a largo plazo de los sensores, o los errores en la transmisión de datos). Por ello, será necesario que los centros de análisis meteorológico y los administradores de las redes efectúen una vigilancia del funcionamiento de la red. Esta función se describe en la sección 3.4. Se encontrará también información a este respecto en el Capítulo 1 de la Parte II, y en OMM (1989). Es importante establecer procedimientos eficaces de enlace entre los responsables de la vigilancia y los de mantenimiento y calibración, para facilitar una respuesta rápida cuando el sistema de vigilancia emita un informe de avería o de falla.

Pruebas y calibración: durante el funcionamiento, tanto el rendimiento como las características de los instrumentos meteorológicos cambian por diversas razones, por ejemplo el envejecimiento de los componentes del equipo, la degradación del mantenimiento, la exposición, etc. Estos factores pueden producir derivas a largo plazo o cambios bruscos de la calibración. Por esta razón, los instrumentos necesitan una inspección y calibración regular para poder proporcionar datos fiables. Para ello, es necesario disponer de patrones e instalaciones de calibración y prueba apropiadas. Se requiere también un plan de calibración y un mantenimiento de la calibración eficientes. Véase el Capítulo 5, que contiene información general sobre los aspectos de prueba y calibración, y los capítulos correspondientes de la Parte I, referentes a los distintos instrumentos.

Mantenimiento: el mantenimiento puede ser correctivo (de las piezas que fallan), preventivo (por ejemplo, las tareas de limpieza o de lubricación) o de adaptación (en respuesta a nuevas necesidades o a la obsolescencia del equipo). La calidad de los datos proporcionados por un instrumento resulta considerablemente afectada por la calidad de su mantenimiento que, a su vez, depende principalmente de la aptitud del personal de mantenimiento. Las capacidades, el personal y el equipo de la organización o dependencia responsables del mantenimiento deberán ser adecuados para los instrumentos y las redes. Algunos factores que cabría tener en cuenta son: un plan de mantenimiento, que

incluiría el mantenimiento correctivo, preventivo y de adaptación; una gestión logística; e instalaciones de reparación, prueba y servicios de apoyo. Hay que tener presente que los costos de mantenimiento del equipo pueden exceder en mucho el costo de su compra. Véanse el Capítulo 1 de la Parte II y el Capítulo 5.

Formación y educación: la calidad de los datos depende también de las aptitudes del personal técnico encargado de las actividades de prueba, calibración y mantenimiento, y de los observadores que efectúan las observaciones. Convendría organizar programas de formación y educación y adaptarlos al sistema, con arreglo a un plan racional orientado a las necesidades de los usuarios y, especialmente, las necesidades de mantenimiento y calibración señaladas más arriba; esta consideración es especialmente importante para las estaciones meteorológicas automáticas. Al realizarse la compra del sistema, el fabricante debería estar obligado a proporcionar una amplia documentación operativa y técnica, y a organizar cursos de formación técnicos y prácticos. Véase el Capítulo 4.

Metadatos: un buen sistema de gestión de la calidad implica la disponibilidad de información detallada sobre el sistema de observación propiamente dicho y, en particular, sobre todos los cambios que se produzcan durante el tiempo de funcionamiento. Dicha información sobre los datos, conocida como "metadatos", permite al operador de un sistema de observación adoptar las medidas preventivas, correctivas y de adaptación más apropiadas para mantener o mejorar la calidad de los datos. Las necesidades en materia de metadatos se examinan más ampliamente en la sección 3.5.

3.3 Control de calidad

En OMM (1981) se estipula que ciertos procedimientos de control de calidad deberán aplicarse a todos los datos meteorológicos destinados a intercambio internacional. Deberán someterse a dichos procedimientos los datos de nivel I y de nivel II, así como la conversión entre unos y otros. En OMM (1992) se estipula que los centros de procesamiento de datos meteorológicos deberán aplicar un control de calidad a la mayoría de tipos de informes meteorológicos intercambiados internacionalmente, a fin de verificar los errores de cifrado y codificación, la coherencia interna, la coherencia temporal y espacial, y los límites físicos y climatológicos; se especifican también la frecuencia y las fechas mínimas para la realización de los controles de calidad.

En OMM (1989) se ofrecen directrices generales sobre los procedimientos. Se pone de relieve la importancia del control de calidad en las estaciones, dado que algunos errores que se producen en éstas no pueden ser corregidos posteriormente, y se señalan las grandes ventajas de la automatización. En OMM (1993a) se ofrecen descripciones bastante detalladas de los procedimientos que podrían utilizarse en los centros de análisis numérico, además de asesoramiento sobre límites climatológicos, formas de verificación de la coherencia

interna, comparaciones con estaciones vecinas y con otros análisis y pronósticos, y breves comentarios sobre las probabilidades de rechazar datos buenos y de aceptar datos falsos con distribuciones estadísticas de error conocidas.

El control de calidad, tal como se define específicamente en la sección 3.1, se aplica en tiempo real o casi real al acopio y procesamiento de los datos. En la práctica, la responsabilidad de este proceso está repartida entre varios eslabones de la cadena de datos. Éstos pueden encontrarse en la estación, cuando se interviene manualmente y de forma directa en el acopio de los datos, o en los diversos centros donde se los procesan.

3.3.1 Datos de superficie

3.3.1.1 OBSERVACIONES MANUALES Y ESTACIONES DOTADAS DE PERSONAL

El observador, o el oficial responsable de una estación, tendría que ocuparse de que los datos que salgan de la estación hayan pasado un control de calidad y se suministren mediante procedimientos establecidos a tal fin. Esta función específica viene a añadirse a otras funciones de mantenimiento de los equipos y de los registros; en particular:

- a) la verificación de la coherencia interna de una observación sinóptica completa o de otros tipos de observación mixta es una medida muy eficaz. Aunque, en la práctica, un observador experimentado la realiza casi mecánicamente, debería ser un requisito explícitamente indicado. Esta consideración es aplicable, por ejemplo, a las relaciones entre la temperatura, el punto de rocío y las temperaturas extremas diarias, o entre la lluvia, las nubes y el tiempo;
- b) las comprobaciones climatológicas son importantes. El observador conoce los intervalos estacionales normales de las variables en la estación, o recurre a mapas o tablas de dichos intervalos, y no debería permitir que ningún valor inhabitual pasara sin comprobación;
- c) deberán efectuarse verificaciones temporales, para asegurarse de que los cambios habidos desde la última observación son verosímiles, especialmente cuando las observaciones han sido realizadas por dos observadores diferentes;
- d) deberán verificarse explícitamente todas las operaciones aritméticas y de consulta de tablas;
- e) los mensajes y otras notificaciones deberán contrastarse con los datos originales.

3.3.1.2 ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

En las EMA, algunas de estas comprobaciones deberán realizarse mediante programas de computadora y verificaciones de ingeniería sobre el comportamiento del sistema. Estos aspectos se discuten en el Capítulo 1 de la Parte II.

3.3.2 *Datos de altitud*

Los procedimientos de control de calidad de los datos de altitud son esencialmente los mismos que para los datos de superficie. Deberían realizarse comprobaciones de coherencia interna (por ejemplo, de los gradientes verticales, o de las cizalladuras), de coherencia climatológica y temporal, y de coherencia con las observaciones de superficie normales. En las operaciones de radio-sonda, es de la mayor importancia verificar de manera explícita y deliberada la calibración inicial de referencia. Deberá cotejarse también el mensaje con los datos observados.

La automatización del control de calidad en la estación es especialmente útil para los datos de altitud.

3.3.3 *Centros de datos*

Los datos deberían verificarse en tiempo real, o con el mayor grado de sincronía posible, en el primero y subsiguientes puntos en que se reciban o utilicen. Es muy recomendable aplicar las mismas comprobaciones urgentes a todos los datos, incluso a los que no se utilicen en tiempo real, ya que el control de calidad a posteriori tiende a ser menos efectivo. Naturalmente, si existen procedimientos automáticos debería hacerse uso de ellos, aunque es posible realizar un control de calidad efectivo sin computadoras, o sólo con ayuda parcial de los sistemas de computación. Como principio a seguir, habría que verificar todos los mensajes, preferiblemente en cada una de las fases de toda la cadena de datos.

Las comprobaciones realizadas en la estación suelen repetirse en los centros de datos, posiblemente en forma más elaborada, con ayuda de procedimientos automáticos. Los centros de datos, sin embargo, suelen tener acceso a otros datos de redes y pueden, por consiguiente, efectuar una verificación espacial contrastándolos con observaciones tomadas en estaciones circundantes, o con campos analizados o predichos. Este método es muy eficaz, y constituye la aportación específica de los centros de datos.

Si se encontraran errores, los datos deberían ser rechazados, o corregidos tomando como referencia la fuente original, o bien corregidos en el centro de datos por deducción. Aunque la última de estas alternativas puede introducir sin duda nuevos errores, es válida en muchas circunstancias: los datos corregidos por este medio deberían marcarse en la base de datos.

El proceso de control de calidad produce datos de calidad establecida, que después podrán utilizarse para operaciones en tiempo real y para la constitución de un banco de datos. Con todo, este proceso debería conllevar también la compilación de información sobre los errores encontrados. Es una buena práctica introducir, en el primero o subsiguientes puntos del procesamiento de los datos, un sistema que notifique inmediatamente al origen de los datos los errores encontrados, así como compilar un registro que pueda utilizar el gestor de la red para vigilar el comportamiento, como se expone más adelante. Lo mejor es realizar esta función a nivel

regional, de manera que se pueda acceder fácilmente a las estaciones externas.

Los procedimientos detallados descritos en OMM (1983a) sirven como orientación para el control de calidad de datos destinados al intercambio internacional, conforme a las recomendaciones de OMM (1992).

Las EMA, en particular, requieren una especial atención en los centros de datos, ya que los sistemas de control de calidad existentes en las estaciones carecen de la flexibilidad y, posiblemente, de la fiabilidad de las operaciones manuales.

3.3.4 *Interacción con las estaciones sobre el terreno*

Para mantener la calidad es absolutamente esencial poder descubrir el origen de los errores y realizar algún tipo de corrección. Si los datos provienen de estaciones dotadas de personal, estas funciones se realizan muy eficazmente en tiempo casi real, no sólo porque los datos pueden corregirse, sino también porque puede identificarse la causa del error y evitar que se repita. En la sección dedicada a la vigilancia del comportamiento, se examinan los procedimientos que se han de realizar posteriormente en tiempo no real.

En un centro de datos u otro centro operativo, es conveniente designar a una persona para que mantenga una comunicación en tiempo casi real, y un contacto de trabajo eficaz con las estaciones sobre el terreno, de modo que se pueda recurrir a ellas cuando se descubran errores en los datos.

3.4 **Vigilancia del funcionamiento**

La gestión de una red, o de una estación, es mucho más eficaz si se mantienen constantemente registros del funcionamiento, normalmente con periodicidad diaria y mensual. El objetivo de la vigilancia del funcionamiento es examinar continuamente la calidad de las estaciones sobre el terreno y de cada sistema de observación como, por ejemplo, los barómetros o la red de radiosondas.

La vigilancia del funcionamiento presenta diversos aspectos:

- a) debería utilizarse el asesoramiento de los centros de datos para registrar el número y tipo de los errores detectados por el control de calidad;
- b) los datos procedentes de cada estación deberían compilarse en conjuntos sinópticos estructurados por períodos de tiempo. Estos conjuntos deberían utilizarse para identificar diferencias sistemáticas con respecto a estaciones vecinas, tanto en los campos espaciales como en las series cronológicas comparativas. Resulta útil realizar estadísticas del valor medio y de la dispersión de las diferencias. Para estos fines son de utilidad los métodos gráficos;
- c) Deberían obtenerse informes de las estaciones sobre el terreno acerca de las fallas de los equipos u otros aspectos del funcionamiento.

Estos tipos de registro son muy útiles para identificar fallas sistemáticas de funcionamiento, y para indicar

medidas correctivas. Constituyen muy buenos indicadores de gran número de factores que afectan a los datos, como la exposición o los cambios de la calibración, el deterioro del equipo, la variación de la calidad de los consumibles, o la necesidad de una nueva formación. Son especialmente importantes para mantener la confianza en el equipo automático.

Los resultados de la vigilancia del funcionamiento deberían comunicarse a las estaciones sobre el terreno, lo cual sería importante en términos de estímulo. Los resultados indican también cuándo es necesario reparar o mejorar el equipo instalado *in situ*.

La vigilancia del funcionamiento es una tarea ardua, y el administrador de la red le deberá asignar los recursos adecuados. En OMM (1988) se describe un sistema de vigilancia de datos desde una red EMA, utilizando una pequeña oficina con personal especializado para vigilar los datos de salida en tiempo real y para asesorar a los administradores de la red y a los usuarios de los datos. En Miller y Morone (1993) se describe un sistema con funciones análogas, en tiempo casi real, que utiliza un modelo numérico en mesoescala para realizar las pruebas espacial y temporal de los datos.

3.5 Homogeneidad de los datos y metadatos

En el pasado, las redes de observación se constituían principalmente en apoyo de actividades de predicción meteorológica. En la práctica, el control de calidad estaba centrado principalmente en descubrir valores anómalos, pero raramente incorporaba verificaciones de la homogeneidad de los datos y de la continuidad de las series temporales. El repentino interés por el cambio climático, debido principalmente a la preocupación por el aumento de los gases de efecto invernadero, hizo cambiar esta situación. Las pruebas de homogeneidad de los datos han revelado que muchos de los aparentes cambios climáticos pueden ser atribuidos a la heterogeneidad de las series temporales causada únicamente por variaciones operativas de los sistemas de observación. En esta sección se intentará resumir esas causas y exponer algunas directrices sobre la información necesaria en materia de datos —metadatos— que debería proporcionarse para contribuir a la homogeneidad de los datos y a las investigaciones sobre el cambio climático.

3.5.1 Causas de heterogeneidad en los datos

La heterogeneidad causada por cambios en el sistema de observación se presenta como discontinuidades abruptas, cambios graduales, o cambios de la variabilidad. Las discontinuidades abruptas se deben mayormente a los cambios de instrumentos, de emplazamiento y de exposición, a la reubicación de estaciones, a variaciones en el cálculo de promedios, a los procedimientos de reducción de datos, y a la aplicación de nuevas correcciones. Los cambios en el entorno de la estación, la urbanización, o los cambios graduales de

las características de los instrumentos pueden producir heterogeneidad creciente de carácter gradual. Los cambios de la variabilidad están causados por el mal funcionamiento de los instrumentos. Se pueden producir también heterogeneidad por variaciones en la hora de observación, por insuficiencia de las rutinas de inspección, mantenimiento y calibración, o por procedimientos de observación insatisfactorios. En una red, puede aparecer heterogeneidad por efecto de incompatibilidades de los datos. Es evidente que todos los factores que afectan a la calidad de los datos pueden también dar origen a heterogeneidad en los datos.

Un estudio histórico de los cambios experimentados por las radiosondas (OMM, 1993b) pone de manifiesto la gravedad del problema, e ilustra claramente la atención que hay que dedicar para controlarlo.

Las variaciones de los registros de temperatura en superficie que se experimentan cuando las estaciones manuales se sustituyen por estaciones meteorológicas automáticas, así como las variaciones de los registros de altitud ocasionadas por los cambios en las radiosondas constituyen casos especialmente interesantes de heterogeneidad en los datos. Estos dos casos son ya conocidos y es posible, en principio, preverlos y corregirlos; aun así, la vigilancia del funcionamiento puede servir para confirmar la efectividad de las correcciones, o incluso para obtenerlas.

3.5.2 Metadatos

La heterogeneidad en los datos deberían evitarse, en la medida de lo posible, mediante una gestión adecuada de la calidad. Sin embargo, esto no siempre es posible, ya que algunas causas de heterogeneidad, como la sustitución de un sensor, pueden representar mejoras reales de las técnicas de medición. Es importante disponer de información sobre la presencia, el tipo y, especialmente, la cronología de toda heterogeneidad que se produzca. Provistos de esta información, los climatólogos pueden utilizar programas estadísticos apropiados para vincular los datos anteriores con los nuevos datos en bases de datos homogéneas con un alto grado de confianza. Este tipo de información existe habitualmente en forma de metadatos —información sobre los datos—, y se denomina también “historial de estación”. En ausencia de esta información, es posible que muchas de las heterogeneidades anteriormente indicadas no fueran descubiertas o corregidas. Cabe considerar a los metadatos como una versión ampliada del registro administrativo de la estación, que contiene toda la información posible sobre la puesta en marcha inicial y sobre los tipos y fechas de los cambios acaecidos durante la vida útil de un sistema de observación. Dado que los sistemas de gestión de datos mediante computadora constituirán en los años venideros un aspecto importante de los sistemas de suministro de datos, sería de desear que los metadatos estuvieran disponibles en una base de datos informatizada que permita la composición, actualización y uso de esa información.

3.5.3 *Elementos de una base de datos de metadatos*

Las bases de metadatos contienen información sobre la puesta en marcha inicial e información de actualización cuando se producen cambios. Incluyen principalmente:

- a) Información sobre la red:
 - La autoridad operadora, y el tipo y finalidad de la red;
- b) Información sobre la estación:
 - i) información administrativa;
 - ii) ubicación: coordenadas geográficas, elevación(es) *;
 - iii) descripciones del entorno y de obstáculos cercanos y distantes*;
 - iv) disposición física de los instrumentos*;
 - v) medios: transmisiones de datos, suministro de energía, cables;
 - vi) descripción climatológica;
- c) Información sobre los distintos instrumentos:
 - i) tipo: fabricante, modelo, número de serie, principios de funcionamiento;
 - ii) características de funcionamiento;
 - iii) fecha y hora de las calibraciones;
 - iv) emplazamiento y exposición: ubicación, apantallamiento, altura sobre el suelo*;
 - v) programa de medición o de observación;
 - vi) horas de las observaciones;
 - vii) observador;
 - viii) acopio de datos: muestreo, promediación;
 - ix) métodos y algoritmos de procesamiento de datos;
 - x) mantenimiento preventivo y correctivo;
 - xi) calidad de los datos.

3.5.4 *Recomendaciones para un sistema de metadatos*

El desarrollo de un sistema de metadatos requiere un considerable nivel de organización interdisciplinaria, y una atención constante a su funcionamiento, particularmente mediante una datación meticulosa y exacta de los cambios en la base de metadatos.

OMM (1994) contiene un útil inventario de las necesidades al respecto, junto con ejemplos de los efectos producidos por los cambios en las actividades de observación, y con una explicación de las ventajas que conllevan los metadatos de calidad para poder obtener un registro climático fiable a partir de datos discontinuos. Los elementos funcionales básicos de un sistema para mantener una base de metadatos pueden resumirse como sigue:

- a) deberán establecerse procedimientos normalizados para reunir mediciones coincidentes respecto de todos los cambios importantes de los instrumentos, de las prácticas de observación y del emplazamiento de sensores;

- b) deberán realizarse evaluaciones de rutina de los problemas existentes en materia de calibración, mantenimiento y homogeneidad, a fin de adoptar medidas correctivas cuando sea necesario;
- c) deberá existir una comunicación abierta entre el recopilador de los datos y el investigador, que permita enviar información de respuesta para tomar conocimiento de los problemas relativos a los datos o, al menos, de las posibilidades de que ocurran, y corregirlos para mejorar o incorporar documentación en respuesta a necesidades de los usuarios inicialmente no previstas;
- d) deberá existir una documentación detallada y rápidamente accesible sobre los procedimientos, la fundamentación, las pruebas realizadas, los supuestos y los problemas conocidos que intervengan en la constitución del conjunto de datos a partir de las mediciones.

Estas cuatro recomendaciones permitirían obtener suficientes metadatos para que un usuario de los datos pudiera manipularlos, aglutinarlos y resumirlos a partir de supuestos mínimos respecto de su calidad y homogeneidad.

3.6 *Gestión de redes*

Gestionar una red implica ocuparse de todos los factores que afectan a la calidad de los datos, enumerados en la sección 3.2. En particular, la gestión de una red deberá incorporar medidas correctivas en respuesta al funcionamiento de la red detectado por el control de calidad y la vigilancia del funcionamiento.

El concepto de red está definido en OMM (1981), y en OMM (1989) se ofrecen directrices sobre la gestión de redes en términos generales, y en particular sobre la estructura y funciones de una unidad de gestión de red. En la práctica, las redes se gestionan de maneras muy diversas, a tenor de disposiciones administrativas de ámbito local.

Es útil designar como administrador de la red a determinada persona u oficina, a la que se encomendará una responsabilidad activa en cuanto a la repercusión de los distintos factores sobre la calidad de los datos. El administrador de una red deberá contar con la colaboración de otros especialistas que se ocupen de la gestión y materialización de algunos de esos factores, y que acepten responsabilidades respecto de sus efectos sobre la calidad de los datos.

El administrador examinará regularmente los procedimientos empleados y los resultados obtenidos respecto de todos los factores que afecten a la calidad, según se expone en la sección 3.2, considerando en particular que:

- a) los sistemas de control de calidad descritos en la sección 3.3 son, desde el punto de vista operativo, esenciales en cualquier red meteorológica, y suelen recibir atención prioritaria de los usuarios de los datos y del administrador de la red;
- b) la vigilancia del funcionamiento suele estar aceptada como una de las funciones de gestión de red.

* Es de gran utilidad incluir mapas y planos a las escalas apropiadas.

Puede servir para indicar la necesidad de actuar, a la vista de los efectos de la exposición, de la calibración y del mantenimiento. Proporciona también información sobre los efectos de algunos de los demás factores;

- c) la inspección de las estaciones externas, que se describirá más adelante, es una de las funciones de la gestión de una red;
- d) el mantenimiento del equipo puede ser directamente una de las funciones de la unidad de gestión de red. Si no lo fuera, debería existir una colaboración particularmente efectiva entre el administrador de la red y la oficina responsable del equipo;

Las disposiciones administrativas deberían permitir al administrador de la red adoptar, o encargar que se adopten, medidas correctivas según aconsejen el control de calidad, la vigilancia del funcionamiento, el programa de inspección o cualquier otro factor que afecte a la calidad. De los demás factores, uno de los más importantes es la formación de los observadores, tal como se explica en el Capítulo 4, y el administrador de la red debería poder influir en el contenido y en el desarrollo de los cursos, o en la definición de las necesidades de formación.

3.6.1 Inspecciones

Las estaciones externas deberían someterse regularmente a inspección, preferiblemente por observadores experimentados y expresamente designados para ello. Los objetivos consisten en examinar y mantener el trabajo de los observadores, el equipo y la exposición, así como mejorar el valor de los datos mediante un registro del historial de la estación. Al mismo tiempo, se pueden realizar diversas funciones administrativas, particularmente importantes para las estaciones con dotación de personal. Estos mismos principios son aplicables a las estaciones con personal, a las manejadas por observadores contratados, voluntarios o a tiempo parcial, y, en cierta medida, a las estaciones meteorológicas automáticas. Las necesidades en materia de inspección están indicadas en OMM (1981), y en OMM (1989) se ofrece asesoramiento al respecto.

Los informes proporcionados por las inspecciones formarán parte del registro de la vigilancia del funcionamiento.

Sería muy recomendable disponer de un procedimiento sistemático y exhaustivo, abundantemente documentado en forma de manuales de inspección y de mantenimiento, para uso de los inspectores visitantes. Los procedimientos deberían incluir los detalles de la notificación y de las actuaciones de seguimiento que se realicen posteriormente.

El inspector debería ocuparse, en particular, de los aspectos siguientes de las operaciones en la estación:

- a) Funcionamiento de los instrumentos. Los instrumentos que requieran calibración deberán verificarse, contrastándolos con un patrón adecuado. La presión atmosférica es la observación

más pertinente, ya que todos los barómetros emplazados *in situ* pueden experimentar cierto grado de deriva. Deberán verificarse los sistemas de registro mecánicos y eléctricos conforme a procedimientos establecidos. Otros equipos más complejos, como las estaciones meteorológicas automáticas y los radares, necesitan someterse a diversos tipos de verificaciones físicas y eléctricas. Los anemómetros y los abrigos para termómetro son especialmente propensos a diversos tipos de deterioro, que podrían viciar los datos. Debería examinarse el estado físico de todos los aparatos (por ejemplo, presencia de polvo, corrosión, etc.);

- b) Métodos de observación. Es fácil adquirir prácticas inadecuadas en los procedimientos de observación, por lo que convendría supervisar continuamente el trabajo de todos los observadores. La uniformidad en los métodos, en la toma de registros y en el cifrado y codificación, es esencial para poder utilizar los datos en forma sinóptica y para fines climatológicos;
- c) Exposición. Cuando sea viable, deberá documentarse y, en su momento, corregirse, todo cambio que se produzca en el entorno de la estación. Podría ser necesario cambiar el emplazamiento.

En las inspecciones de las estaciones manuales, no hay que pasar por alto la necesidad de mantener el interés y el entusiasmo de los observadores. El inspector o inspectora deberá ser prudente, informativo, entusiasta, y capaz de obtener cooperación de buen grado.

Para cada inspección debería cumplimentarse un formulario preparado para dejar constancia de la inspección. En él debería incluirse una lista de comprobación del estado y de la instalación del equipo, y de la capacidad y competencia de los observadores. El formulario de inspección podrá utilizarse también para otros fines administrativos, por ejemplo los inventarios.

Es de la mayor importancia dejar siempre constancia y tomar nota de la fecha de todos los cambios percibidos durante la inspección, a fin de poder confeccionar un historial de la estación que sea posteriormente de utilidad para estudios climáticos u otros fines.

El general, no es posible especificar una frecuencia óptima de las visitas de inspección, ni tan siquiera para un tipo particular de estación. Aquella dependerá de la calidad de los observadores y del equipo, de la rapidez con que se alteren el equipo y la exposición, y de los cambios que se produzcan en el personal e instalaciones de la estación. Para una estación adecuadamente organizada, podría ser aceptable un intervalo de inspección de dos años. Para las estaciones automáticas, seis meses podría ser un plazo apropiado. En algunos tipos de estación habrá necesidades de inspección especiales.

Una parte del mantenimiento del equipo podrá ser efectuada por el inspector o por el grupo de inspección, en función de las aptitudes de éstos. Por lo general, debería haber un programa de mantenimiento del equipo, al igual que se hace con las inspecciones. Este

tema no se examinará en el presente texto, ya que las necesidades y las posibles formas de organización son muy diversas.

3.6.2 *Técnicas de gestión de la calidad*

Se han desarrollado modernas técnicas de gestión de la calidad para uso de la industria, inicialmente de la manufacturera, y posteriormente para el comercio e incluso para las organizaciones de investigación. Por lo general, las técnicas dan importancia a los sistemas de trabajo y a la calidad de los productos y servicios, conforme lo determine el usuario o el cliente. Se ha evidenciado que esas técnicas son aplicables a las organizaciones meteorológicas y, en particular, a la gestión de datos, aunque al describirlas se recalca que sólo son efectivas si las adopta el conjunto de la organización. Si bien los principios y prácticas de dichas técnicas son generalmente aplicables tanto a las organizaciones grandes como a las pequeñas, los costos generales del programa de calidad deberían estar en consonancia con el tamaño de la organización. Ante todo, las técnicas escogidas deberán responder a los objetivos de la organización y de sus clientes.

3.6.2.1 **NORMAS DE LA ORGANIZACIÓN INTERNACIONAL DE NORMALIZACIÓN (ISO)**

La ISO ha desarrollado un conjunto de normas de gestión de calidad denominadas colectivamente ISO 9000, que proporcionan modelos uniformes para los sistemas de garantía de calidad y que abarcan el suministro de productos y servicios. La norma ISO (1994a, b) es el punto de partida más útil para la selección y aplicación de normas apropiadas. En el contexto de la OMM, "productos y servicios" puede significar datos, predicciones del tiempo, y servicios de mantenimiento y calibración. Las normas han sido concebidas para situaciones tanto contractuales como no contractuales. En el primer caso, la norma se utiliza para asegurar al comprador que el proveedor posee los sistemas y la capacidad necesarios para cumplir las especificaciones y, en el segundo, como medio para la gestión interna.

ISO 9000 tiene como objetivo conseguir la garantía de calidad y la coherencia de los resultados. Sus normas prescriben una documentación formal de los procedimientos, y mediciones y registros del comportamiento que pueden ser sometidos a verificación interna y externa (a cargo de una organización inspectora acreditada por la ISO, si fuera necesario). Dedicar especial atención a la declaración de las necesidades, a la prevención y detección de problemas, a las medidas correctivas, a la realización de inspecciones y pruebas, y a la vigilancia y supervisión. Son documentos de carácter práctico que dan importancia a la aceptabilidad en el lugar de trabajo, como se desprende de la sugerencia de que la verificación interna la realicen, a tiempo parcial, los propios operarios.

Una organización que recopile y facilite datos meteorológicos podría hacer uso de las técnicas y

procedimientos de gestión descritos por ISO 9000, sin que ello implique la adopción de un compromiso formal o contractual. Sin embargo, los procedimientos sí requieren un compromiso interno de la organización, desde el nivel de gestión superior, a fin de establecerlos y mantenerlos.

3.6.2.2 **OTROS SISTEMAS DE GESTIÓN DE LA CALIDAD**

Existen numerosas descripciones de sistemas de gestión, tanto en la bibliografía empresarial como en la relativa al sector público. Un nuevo y conocido sistema que se refiere directamente a la calidad es el denominado "gestión total de calidad" (TQM), que se indica aquí a título de ejemplo. Existe ya una considerable bibliografía en la materia con consejos prácticos sobre la manera de implantar un sistema. Un texto básico a este respecto es Deming (1986).

El aspecto que se privilegia es la labor de equipo a lo largo de todo el proceso, en el cual el destinatario siguiente de los datos, dentro de la organización, está considerado como un cliente, y existe un mecanismo de respuesta efectivo. Se ha señalado una disminución de la calidad por efecto de las deficiencias del sistema (por lo general, un 85 por ciento de defectos) que sólo pueden ser corregidas mediante la gestión, y no mediante el empleo de procesos o de personal específico (15 por ciento). Los operarios designan equipos para mejorar el proceso a fin de que, en consulta con todos los implicados, señalen posibilidades de mejora y analicen las causas de la variabilidad. Las mediciones del comportamiento son importantes; empleando métodos estadísticos y procesos de trabajo se analizan como sistemas, mediante diagramas de flujo. La calidad debería estar "incorporada", en lugar de tener que ser verificada a posteriori mediante un procedimiento de inspección.

Este tipo de sistema de gestión puede describirse como un medio para mejorar la calidad, y el sistema ISO 9000 proporcionan las normas de referencia que permiten mantenerlo y certificarlo.

Referencias

- Deming, W.E., 1986: *Out of the Crisis: Quality, Productivity and Competitive Position*. University of Cambridge Press, Cambridge.
- International Organization for Standardization, 1994a: *Quality Management and Quality Assurance Standards: Guidelines for Selection and Use*. ISO 9000.1.
- International Organization for Standardization, 1994b: *Quality Management and Quality System Elements: Guidelines*. ISO 9004.1.
- Miller, P.A. y Morone, L.L., 1993: *Real-time Quality Control of Hourly Reports from the Automated Surface Observing System*. Eighth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, American Meteorological Society.

- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen 1: Aspectos Mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: Practical experience of the operation of quality evaluation programs for automated observations both on land and over the sea (M. Field y J. Nash). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-88)*, Leipzig, 16-20 de mayo de 1988, Instruments and Observing Methods Report No. 33, WMO/TD-No. 222, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1992: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos*. OMM-Nº 485, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993a: *Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos*. OMM-Nº 305, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1993b: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D.J. Gaffen). Instruments and Observing Methods Report No. 50, WMO/TD-No. 541, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1994: Homogeneity of data and the climate record (K.D. Hadeen y N.E. Guttman). *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Ginebra, 28 de febrero - 2 de marzo de 1994, Instruments and Observing Methods Report No. 57, WMO/TD-No. 588, Ginebra.
-
-

CAPÍTULO 4 — CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS

		<i>Página</i>
4.1	Introducción	III.4-1
4.1.1	Generalidades.....	III.4-1
4.1.2	Transferencia de tecnología	III.4-1
4.1.3	Aplicación a todos los usuarios de instrumentos meteorológicos	III.4-1
4.2	Formación adecuada a las necesidades operativas.....	III.4-1
4.2.1	Teoría y práctica.....	III.4-1
4.2.2	Adecuación de los conocimientos prácticos a las tareas.....	III.4-1
4.2.3	Clasificación de personal de la OMM	III.4-2
4.2.3.1	Especialistas en instrumentos de Clase I	III.4-2
4.2.3.2	Especialistas en instrumentos de Clase II	III.4-2
4.2.3.3	Especialistas en instrumentos de Clase III.....	III.4-3
4.2.3.4	Clase IV (instrumentos)	III.4-3
4.3	Algunos principios generales de formación.....	III.4-3
4.3.1	Aspectos de política de gestión.....	III.4-3
4.3.1.1	Plan de personal	III.4-3
4.3.1.2	Conservación del personal	III.4-3
4.3.1.3	Desarrollo de personal	III.4-3
4.3.1.4	Formación equilibrada	III.4-4
4.3.2	Fines y objetivos de los programas de formación.....	III.4-4
4.3.2.1	Para los directivos	III.4-4
4.3.2.2	Para los instructores	III.4-4
4.3.2.3	Para los instructores y especialistas en instrumentos.....	III.4-4
4.3.3	Formación orientada a la calidad	III.4-4
4.3.4	El aprendizaje.....	III.4-5
4.3.4.1	El entorno de aprendizaje.....	III.4-5
4.3.4.2	Principios importantes	III.4-5
4.3.4.3	Cambio de método	III.4-5
4.3.5	Desarrollo de aptitudes personales.....	III.4-6
4.3.6	Formación con fines de gestión	III.4-6
4.3.7	Una ocupación vitalicia.....	III.4-6
4.3.7.1	Tres fases de formación	III.4-6
4.3.7.2	Formación preparatoria	III.4-6
4.3.7.3	Formación de especialistas	III.4-6
4.3.7.4	Formación recordatoria y actualización.....	III.4-6
4.4	El proceso de formación	III.4-6
4.4.1	La función del instructor	III.4-6
4.4.2	Análisis de tareas	III.4-6
4.4.3	Planificación de la sesión de formación.....	III.4-7
4.4.4	Efectividad de la formación	III.4-7
4.4.4.1	Formación basada en objetivos	III.4-7
4.4.4.2	Evaluación de la formación.....	III.4-7
4.4.4.3	Tipos de evaluación.....	III.4-8
4.4.4.4	Formación para instructores.....	III.4-8
4.4.5	Métodos y medios de formación.....	III.4-8
4.4.6	Lecciones por televisión.....	III.4-11
4.4.7	Programas de vídeo.....	III.4-11
4.5	Recursos de formación.....	III.4-11
4.5.1	Instituciones de formación.....	III.4-11
4.5.1.1	Instituciones nacionales de educación y formación.....	III.4-11
4.5.1.2	Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos de la OMM.....	III.4-11
4.5.2	Recursos de formación de la OMM.....	III.4-11
4.5.2.1	Programas de educación y formación de la OMM	III.4-11
4.5.2.2	Encuesta de la OMM sobre necesidades de formación	III.4-11

4.5.2.3	Publicaciones de la OMM sobre educación y formación	III.4-11
4.5.2.4	Biblioteca de formación de la OMM	III.4-12
4.5.2.5	Publicaciones de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación.....	III.4-12
4.5.2.6	Oportunidades de formación especiales patrocinadas por la OMM	III.4-12
4.5.3	Otras oportunidades de formación	III.4-12
4.5.3.1	Formación técnica en otros países	III.4-12
4.5.3.2	Formación impartida por los fabricantes de equipo.....	III.4-12
4.5.3.3	Programas científicos internacionales.....	III.4-13
4.5.3.4	Intercomparaciones internacionales de instrumentos patrocinadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO)	III.4-13
4.5.4	Asignaciones presupuestarias para formación	III.4-13
4.5.4.1	Relación efectividad/costo	III.4-13
4.5.4.2	Costos directos e indirectos	III.4-13
Referencias	III.4-13
Anexo	Centros Regionales de Formación en Meteorología	III.4-14

CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS

4.1 **Introducción**4.1.1 **Generalidades**

La ciencia y las aplicaciones de la meteorología están basadas en series continuas de mediciones efectuadas mediante instrumentos y sistemas cada vez más sofisticados. Por ello, el presente Capítulo está dedicado a la formación de los especialistas que se encargan de la planificación, especificación, diseño, instalación, calibración, mantenimiento y aplicación de instrumentos de medición meteorológica y de sistemas de teledetección. Está pensado para los directores técnicos e instructores y, desde luego, también para los propios especialistas en instrumentos que deseen avanzar en su profesión.

La formación de personal es esencial para poder disponer de las tecnologías necesarias y apropiadas en todos los países, de modo que el Sistema Mundial de Observación de la Organización Meteorológica Mundial pueda producir oportunamente, con un buen aprovechamiento de costos, datos de calidad buena y uniforme. Sin embargo, se requiere algo más que un buen manejo técnico de los instrumentos. La meteorología moderna necesita tecnólogos que puedan realizar también tareas de planificación y gestión de proyectos, que tengan conocimientos de telecomunicaciones y procesamiento de datos, que puedan preconizar soluciones técnicas efectivas, y que tengan aptitudes en materia de presupuestos financieros y de dirección de personal. Por ello, los programas de formación destinados a los más capaces especialistas en instrumentos o ingenieros de sistemas de instrumentos meteorológicos deberían ser de amplio alcance e incluir el desarrollo de aptitudes y la gestión de personal, así como un buen conocimiento de la tecnología moderna.

Bajo los auspicios de la OMM, se han creado en muchos países Centros Regionales de Formación en Meteorología (CRFM), muchos de los cuales ofrecen formación sobre diversos aspectos de la utilización y gestión de instrumentos y de sistemas de instrumentos. El Anexo del presente Capítulo contienen una lista de los CRFM. En muchos lugares se han creado también Centros Regionales de Instrumentos, algunos de los cuales pueden impartir formación. Su ubicación y sus funciones se indican en el Anexo 1.A del Capítulo 1 de la Parte I, y se examinan sucintamente en la sección 4.5.1.2.

4.1.2 **Transferencia de tecnología**

La formación es una parte esencial de la transferencia de tecnología, entendida como un proceso progresivo de puesta en servicio de nuevos recursos técnicos para mejorar la calidad y reducir los costos de funcionamiento. Los nuevos recursos requieren nuevas aptitudes para llevar a término el proceso introductorio y para llevar adelante las actividades operativas y de

mantenimiento. Esta dimensión humana es más importante en lo relativo a la creación de capacidad que en lo concerniente al material técnico.

Dado que la meteorología es una disciplina de ámbito mundial, la diferencia tecnológica existente entre países desarrollados y en desarrollo es una de las cuestiones que suscita la transferencia de tecnología. La aportación de estrategias, programas y recursos de formación efectivos que fomenten la creación de infraestructuras técnicas autónomas, así como la capacitación de las personas en los países en desarrollo, son objetivos que hay que tener constantemente presentes.

4.1.3 **Aplicación a todos los usuarios de instrumentos meteorológicos**

El presente capítulo está dedicado a la formación, principalmente en relación con los Servicios Meteorológicos nacionales. Sin embargo, los principios en que se basa sirven también para cualquier otra organización que realice mediciones meteorológicas, tanto si imparte directamente la formación a su personal como si tiene previsto contratar personal adecuadamente cualificado. Al igual que en todas las ciencias de observación, la formación reporta beneficios evidentes, tanto para conseguir procedimientos de medición normalizados como para utilizar y cuidar del equipo de la mejor manera posible.

4.2 **Formación adecuada a las necesidades operativas**4.2.1 **Teoría y práctica**

Las mediciones efectuadas mediante sistemas de instrumentos sirven para detectar, basándose en principios físicos (por ejemplo, la dilatación térmica del mercurio), las variables atmosféricas, y expresarlas en una forma normalizada conveniente para el usuario: por ejemplo, mediante una curva de un gráfico, o mediante una señal eléctrica enviada a una estación meteorológica automática. Los conocimientos teóricos en que se base el proceso de medición deberán incluir también el acoplamiento del instrumento a la cantidad que se está midiendo (es decir, la representación o "exposición") y los errores instrumentales y observacionales que acompañan a toda medición. Frecuentemente, los datos básicos de la medición se procesan y codifican después en formas más o menos complejas para las que se requieren también conocimientos teóricos (por ejemplo, para reducir la presión atmosférica al nivel medio del mar, o para los mensajes de altitud obtenidos del vuelo de una radiosonda).

La realización de la medición está basada también en conocimientos prácticos sobre la manera de instalar y preparar el instrumento para efectuar una medición

estandarizada; sobre la manera de utilizarlo con precisión y en condiciones de seguridad; y sobre la manera de efectuar posteriormente cálculos o procesos de codificación con un mínimo de errores.

Así, los aspectos teóricos y prácticos están íntimamente vinculados a la obtención de datos de medición de calidad conocida, y el personal que participa en la utilización y gestión de los sistemas de instrumentos necesita conocimientos teóricos y prácticos adecuados a la complejidad e importancia de su trabajo. Los ingenieros que diseñan o mantienen sistemas de instrumentos complejos necesitan una formación teórica y práctica de nivel especialmente alto.

4.2.2 *Adecuación de los conocimientos prácticos a las tareas*

Las organizaciones tienen que asegurarse de que las calificaciones y aptitudes de sus empleados o subcontratados, así como su número (y, consiguientemente, la formación), se corresponden con la diversidad de tareas que se efectúan. Así, por ejemplo, el nivel de formación necesario para leer la temperatura del aire en una pantalla Stevenson es de los más elementales, mientras que para especificar, instalar, utilizar y mantener estaciones meteorológicas automáticas, receptores de satélites meteorológicos y radares se necesita un nivel de formación teórica y práctica mucho más alto.

Por consiguiente, resulta útil aplicar un sistema de clasificación de los niveles de preparación teórica necesarios para las distintas tareas, tanto a efectos de contratación como de formación. Los grados de titulación de la enseñanza técnica en los distintos países constituirán un punto de referencia importante. Para ayudar a la comunidad internacional a conseguir una calidad uniforme en el acopio y procesamiento de sus datos meteorológicos, la OMM recomienda su propia clasificación de personal, conmensurada con las tareas que se espera desempeñar competentemente.

4.2.3 *Clasificación de personal de la OMM*

La OMM define cuatro clases de personal, y recomienda los correspondientes programas de enseñanza y formación en meteorología general y en diversas especializaciones, entre ellas la de instrumentos meteorológicos (OMM, 1984). En el programa de estudios recomendado para cada clase, una parte considerable está dedicada a los instrumentos y métodos de observación correspondientes al tipo de educación, formación y responsabilidades deseados a ese nivel. La clasificación de personal de la OMM marca también directrices sobre el tipo de trabajo y la preparación teórica y práctica requerida para los especialistas en instrumentos, desde los de Clase IV, que recibirían una formación básica, hasta los de Clase I, que serían titulados universitarios con un alto nivel de conocimientos prácticos. Ello permite una definición e interpretación apropiada de los programas de estudios y cursos de formación, ayuda a definir carencias en materia de especialización a

desarrollar recursos técnicos nacionales equilibrados. A título indicativo, se ofrece a continuación una descripción sucinta de la clasificación de personal especializado en instrumentos.

4.2.3.1 **ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS DE CLASE I**

Son empleados altamente cualificados que asumirán una gran parte de la responsabilidad en cuanto a la calidad y utilización eficiente y eficaz de los recursos de personal, material y capital en los programas de acopio de datos de los Servicios Meteorológicos de sus países. Sus principales cometidos son:

- a) prestar asesoramiento y asistencia en la planificación de redes nacionales de acopio de datos;
- b) administrar los presupuestos y el personal técnico con que se cuente;
- c) gestionar la planificación y determinación de costos de las actividades y servicios básicos del emplazamiento, y de la instalación de sistemas sofisticados, como, por ejemplo, los sistemas automáticos de observaciones en superficie, los radares de vigilancia meteorológica, las sondas y sistemas perfiladores de altitud, y las estaciones receptoras de satélites meteorológicos, incluidos el procesamiento de datos y las telecomunicaciones;
- d) evaluar y especificar las necesidades de los sistemas, y negociar contratos;
- e) supervisar otros tipos de personal técnico y subcontratado que se ocupe de la instalación, mantenimiento y calibración de los sistemas de instrumentos;
- f) supervisar activamente los programas de garantía de calidad para el acopio de datos;
- g) realizar el diseño técnico de sistemas de instrumentos mecánicos y electrónicos;
- h) preparar y aprobar proyectos gráficos de ingeniería;
- i) programar y someter a prueba programas de computadora para el control de instrumentos, el procesamiento de señales y las telecomunicaciones;
- j) proporcionar un apoyo efectivo, a nivel de instrumentos, para los programas de investigación;
- k) desarrollar nuevos procedimientos de observación, utilización, calibración y mantenimiento;
- l) redactar instrucciones y manuales técnicos;
- m) formar personal técnico.

La educación y formación de especialistas en instrumentos de Clase I incluirá: un título universitario o equivalente en física o ingeniería; un curso adecuado de unos 10 meses de duración en meteorología, orientado especialmente a la aplicación de datos meteorológicos, incluidos los obtenidos de sistemas de teledetección; dos años de experiencia práctica con sistemas de instrumentos; cursos especiales en sistemas de instrumentación meteorológica; y, en una fase adecuada de los estudios, formación en tareas de gestión.

4.2.3.2 ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS DE CLASE II

Los especialistas en instrumentos de Clase II están adecuadamente cualificados, y tienen conocimientos prácticos y experiencia en la puesta en práctica y apoyo a los programas de acopio de datos de sus Servicios Meteorológicos nacionales. Sus principales cometidos consisten en:

- a) ayudar en la planificación y determinación de costos de las actividades de emplazamiento, suministro de energía y comunicaciones, e instalación y mantenimiento de los principales sistemas de acopio de datos;
- b) supervisar a otros técnicos en la labor de instalación y mantenimiento de sistemas de acopio de datos;
- c) especificar materiales consumibles;
- d) preparar especificaciones y planos técnicos;
- e) someter a prueba, modificar y reparar equipo eléctrico y electrónico a nivel de componentes;
- f) aplicar procedimientos de garantía de calidad;
- g) programar microcomputadoras con fines de control de instrumentos, procesamiento de señales y telecomunicaciones;
- h) diseñar algunos dispositivos mecánicos y electrónicos;
- i) ayudar a desarrollar procedimientos de observación, operación, calibración y mantenimiento;
- j) dirigir y apoyar programas de medición mediante instrumentos con fines de investigación;
- k) evaluar, intercomparar y calibrar todos los instrumentos meteorológicos;
- l) mantener registros de mantenimiento y calibración;
- m) redactar instrucciones y manuales técnicos;
- n) formar a otros técnicos.

La instrucción y formación de especialistas en instrumentos de Clase II debería incluir: 12 años de enseñanza general adecuada, con especial atención a las ciencias y a las matemáticas; a continuación, estudios en una institución técnica de nivel terciario durante el equivalente de dos años de dedicación completa, para la obtención de un certificado técnico apropiado, con especialización en electrónica y microcomputación; un curso adecuado en meteorología básica durante al menos el equivalente de dos meses; 12 meses de experiencia en trabajos de ingeniería de instrumentos; cursos especiales en sistemas de instrumentación meteorológica; y, en una fase adecuada de los estudios, formación para la supervisión y la gestión.

4.2.3.3 ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS DE CLASE III

Los especialistas en instrumentos de Clase III poseen una educación general y comercial adecuada, y tienen preparación y experiencia práctica en la puesta en práctica y prestación de apoyo para los programas de acopio de datos de los Servicios Meteorológicos nacionales de sus países. Sus principales cometidos, acordes al nivel de supervisión y de formación, son los siguientes:

- a) actividades en el emplazamiento, e instalación de instrumentos mecánicos, eléctricos y, en algunos casos, electrónicos para obtener una exposición meteorológica correcta;
- b) inspección detallada *in situ* del equipo de acopio de datos, diagnóstico y notificación de averías;
- c) mantenimiento y reparación de instrumentos mecánicos y, en algunos casos, eléctricos y electrónicos (mediante sustitución de módulos);
- d) desmontaje, limpieza y sustitución de piezas, montaje y ajuste de instrumentos mecánicos;
- e) trazado de planos simples del emplazamiento, y de dibujos mecánicos;
- f) utilización de máquinas herramienta, y fabricación de algunas piezas mecánicas;
- g) utilización y prestación de apoyo a programas de medición mediante instrumentos, con fines de investigación;
- h) comparación *in situ* de instrumentos con instrumentos de referencia;
- i) algunas tareas de calibración en laboratorio, bajo supervisión;
- j) redacción de informes de inspección y mantenimiento, y conservación de registros de mantenimiento.

La educación y formación de especialistas en instrumentos de Clase III debería incluir: 10 años de educación general adecuada, con especial atención a las ciencias y a las matemáticas, seguida de un mínimo de 10 meses, o su equivalente, de estudio y formación práctica para la obtención de un certificado comercial reconocido (mecánico, eléctrico o electrónico); un curso adecuado en meteorología básica, durante al menos dos meses o su equivalente; seis meses de experiencia de trabajo en ingeniería de instrumentos.

4.2.3.4 CLASE IV (INSTRUMENTOS)

Este tipo de personal tendrá la educación básica apropiada para el personal meteorológico de Clase IV, y su cometido será la realización de observaciones meteorológicas y la toma de lecturas de instrumentos, así como la instalación, mantenimiento y reparación (en la medida en que su formación y sus conocimientos prácticos lo permitan) de instrumentos y accesorios meteorológicos convencionales (no electrónicos) utilizados para las observaciones de superficie en las estaciones meteorológicas automáticas. Se incluyen en este concepto las pantallas meteorológicas, los barómetros y barógrafos, los termómetros y termógrafos, los psicrómetros, higrómetros e higrógrafos, anemómetros y anemógrafos, pluviómetros y registradores de precipitación, evaporímetros, registradores de insolación y solarímetros, teodolitos ópticos, proyectores de luz hacia las bases de las nubes, generadores, etc. Entre los cometidos en materia de instrumentos y métodos de observación se cuentan los siguientes:

- a) realización y codificación de observaciones meteorológicas ordinarias;

- b) realización y cifrado de observaciones meteorológicas normalizadas;
- c) manejo, lectura y codificación de instrumentos meteorológicos convencionales;
- d) preparación y suelta de globos y radiosondas;
- e) utilización de receptores de satélites simples;
- f) suministro de consumibles para instrumentos (mapas, bolígrafos, tinta);
- g) mantenimiento básico de rutina (cambiar mapas y bolígrafos, dar cuerda a los relojes, poner éstos en hora);
- h) puesta a punto y ajuste simple de instrumentos gráficos automáticos;
- i) verificaciones simples de funcionamiento correcto, y notificación de averías;
- j) pruebas simples de comparación *in situ*;
- k) limpieza de las superficies, lubricación y pintura.

La educación y formación de personal de Clase IV incluye al menos nueve años de educación general, seguidos de 10 meses de formación real en ciencias de la tierra y meteorología básica, con aprendizaje práctico.

4.3 Algunos principios generales de formación

4.3.1 Aspectos de política de gestión

4.3.1.1 PLAN DE PERSONAL

Es importante que los Servicios Meteorológicos nacionales cuenten con un plan de personal que incluya especialistas en instrumentos, reconociendo su utilidad para la planificación, desarrollo y mantenimiento de programas de observación del tiempo adecuados y eficaces en términos de costo. En dicho plan figurarían todos los especialistas en instrumentos empleados en los distintos niveles de cualificación (OMM, 1984). Se determinarían también las insuficiencias funcionales y las necesidades de contratación y de formación.

4.3.1.2 CONSERVACIÓN DEL PERSONAL

Debería hacerse todo lo posible por conservar a los técnicos en instrumentación, difíciles de conseguir, creando un entorno de trabajo estimulante desde el punto de vista técnico, que brinde oportunidades para mejorar profesionalmente, y sueldos comparables a los de otras especialidades técnicas, tanto dentro como fuera del Servicio Meteorológico.

4.3.1.3 DESARROLLO DE PERSONAL

La formación debería formar parte del plan de personal. La introducción de nuevas tecnologías y dotación de equipo conllevan nuevos conocimientos técnicos. Los nuevos empleados necesitarán una formación adecuada a su experiencia anterior, y las insuficiencias funcionales pueden compensarse también mejorando las aptitudes de otros empleados. Este tipo de formación ofrece también horizontes profesionales. Es conveniente que el departamento de formación mantenga un "perfil profesional" de cada empleado, en el que se indique su nivel de formación, sus cualificaciones y su trayectoria

profesional, con el fin de planificar el desarrollo de personal de manera organizada.

4.3.1.4 FORMACIÓN EQUILIBRADA

Los programas nacionales de formación deberían estar orientados a conseguir un equilibrio entre los conocimientos de todas las clases de especialistas, dedicando suficiente atención a las fases de preparación, perfeccionamiento y reciclado del proceso de formación, de modo que se obtenga una infraestructura técnica autosuficiente.

4.3.2 Fines y objetivos de los programas de formación

A fin de conseguir el máximo beneficio de la formación, es esencial tener fines claros y objetivos específicos en los que basar los planes de formación, los programas de estudios y los gastos. Algunos fines y objetivos estratégicos que cabría considerar para la formación de especialistas en instrumentos se reseñan a continuación.

4.3.2.1 PARA LOS DIRECTIVOS

Las funciones de gestión para la formación de especialistas en instrumentos deberían responder a los siguientes fines:

- a) mejorar y mantener la calidad de la información en todos los programas de observación meteorológica;
- b) dotar a los Servicios Meteorológicos nacionales de autosuficiencia en cuanto al conocimiento y la especialización requeridos para una planificación, ejecución y funcionamiento efectivos de los programas de acopio de datos meteorológicos; y prepararlos para el desarrollo de servicios de mantenimiento que aseguren una fiabilidad, exactitud y economía máximas de los sistemas de instrumentos;
- c) obtener un aprovechamiento máximo del capital invertido en sistemas de instrumentos, a lo largo del período de vida económicamente óptimo.

4.3.2.2 PARA LOS INSTRUCTORES

La planificación de los cursos de formación debería estar orientada a:

- a) proporcionar programas de formación equilibrados que respondan a las necesidades definidas por los países de cada región en cuanto a especialización, para las distintas categorías de trabajo;
- b) conseguir una transferencia de conocimientos efectiva y una mejora de las aptitudes en los Servicios Meteorológicos nacionales, gracias a la presencia de tutores adecuadamente cualificados, medios de formación apropiados, y métodos de aprendizaje efectivos;
- c) establecer procedimientos de evaluación e informe apropiados que permitan vigilar la efectividad de la formación;
- d) estar disponible, con el mínimo costo necesario.

4.3.2.3 PARA LOS INSTRUCTORES Y ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS

Los objetivos generales de la formación consisten en equipar a los especialistas en instrumentos y a los ingenieros (con arreglo a sus distintas categorías de formación y de experiencia), a fin de que:

- a) aprecien la utilidad, el valor y la exactitud deseable de todas las mediciones efectuadas mediante instrumentos;
- b) comprender y aplicar los principios en que se basa el emplazamiento de los instrumentos y de sus recintos, con objeto de producir conjuntos de datos representativos, homogéneos y compatibles;
- c) adquirir los conocimientos y aptitudes necesarios para efectuar instalaciones, ajustes y reparaciones, y proporcionar un servicio de mantenimiento que asegure la máxima fiabilidad, exactitud y economía de los instrumentos y sistemas meteorológicos;
- d) ser capaces de diagnosticar averías de manera razonada y rápida a partir de los síntomas observados, y de averiguar y rectificar sistemáticamente sus causas;
- e) comprender las causas de los errores en las mediciones, y ser competentes en la utilización de los patrones de instrumentos y de los procedimientos de calibración, a fin de minimizar los errores sistemáticos;
- f) mantenerse al corriente de las nuevas tecnologías y de su aplicación apropiada, y adquirir nuevos conocimientos y aptitudes mediante cursos especiales y de repaso;
- g) planificar y diseñar redes de acopio de datos, y gestionar presupuestos y personal técnico;
- h) gestionar proyectos que conlleven un volumen importante de recursos financieros, equipo y personal, y una gran complejidad técnica;
- i) modificar, mejorar, diseñar y construir instrumentos para fines específicos;
- j) diseñar y aplicar sistemas y programas de computadora y de telecomunicaciones para el control de las mediciones, para el procesamiento de datos en bruto de los instrumentos y su conversión en otras formas, y para la transmisión de mensajes cifrados.

4.3.3 Formación orientada a la calidad

El acopio de datos meteorológicos es una actividad compleja y costosa que conlleva la utilización de recursos humanos y materiales, comunicaciones y computación. Es necesaria para optimizar los beneficios de la información obtenida con una incidencia mínima de los costos y de la mano de obra.

El acopio de datos de calidad tiene por objeto mantener el flujo de datos instrumentales representativos, exactos y puntuales a los centros nacionales de procesamiento de datos meteorológicos, con un costo mínimo. En todas las etapas de la formación técnica debería hacerse comprender que todos los empleados pueden influir en la calidad del producto final. La disciplina de

“gestión total de la calidad” (TQM) (Walton, 1986 e Imai, 1986) toma en cuenta todas las circunstancias que acompañan a la medición (aplicaciones, procedimientos, instrumentos y personal) en la medida en que pueden afectar a la calidad. En la gestión total de la calidad, la actividad de acopio de datos se estudia como un sistema o una serie de procesos. Se cuantifican los elementos cruciales de cada proceso (por ejemplo, el retardo temporal), y se define estadísticamente la variación durante el proceso. Mediante el empleo de medios para la resolución de problemas, un pequeño equipo de personas conocedoras del proceso reduce la variación durante el proceso y mejora de ese modo la calidad. Los procesos se perfeccionan continuamente mediante mejoras incrementales.

En OMM (1990) se expone una lista de comprobación de factores clasificada en términos de:

- a) contratación y formación de personal;
- b) especificación, diseño y desarrollo de equipo;
- c) instalación de equipo;
- d) mantenimiento;
- e) calibración de instrumentos.

Todos estos factores influyen en la calidad de los datos desde el punto de vista del experto en instrumentos. Pueden servir a los directivos para examinar áreas de su competencia e identificar puntos débiles, mediante la inclusión en los cursos de formación de conceptos de “gestión total de la calidad”, y a los individuos para tener presentes aquellos aspectos en que sus conocimientos y aptitudes contribuirían a la calidad final de los datos.

La Organización Internacional de Normalización contempla posibles sistemas de calidad formales, definidos mediante el grupo de especificaciones ISO 9000 (ISO 1994a, b), que permiten a las organizaciones que auditores externos certifiquen la calidad de esos procesos de producción y de sus servicios a los clientes. Estos sistemas de calidad dependen en gran medida de la formación que se imparta en técnicas de gestión de calidad.

4.3.4 El aprendizaje

4.3.4.1 EL ENTORNO DE APRENDIZAJE

El aprendizaje es un proceso distinto para cada persona, vinculado a las necesidades e intereses de cada individuo. Las personas se sienten motivadas para aprender cuando esperan obtener alguna recompensa. La recompensa puede ser un aumento de sueldo, pero la satisfacción en el trabajo, la implicación y la satisfacción personal, una cierta sensación de poder o de influencia, y el reconocimiento recibido de los colegas y de los superiores son también móviles importantes. Estos incentivos se consiguen mediante un mayor rendimiento laboral y unas mejores relaciones con los demás en el ambiente de trabajo.

El aprendizaje es un proceso activo en el que el estudiante reacciona al medio y a las actividades de formación. La implicación mental, física y emocional del estudiante dan lugar a cambios del comportamiento. Una tensión excesiva, mental o emocional, durante el aprendizaje será contraproducente.

Los instructores y los directivos deberían procurar estimular y alentar el aprendizaje, creando un entorno material y psicológico favorable, y proporcionando experiencias y métodos apropiados que fomenten el aprendizaje. Los estudiantes deberían sentirse a gusto y cómodos en el entorno de aprendizaje, y carecer de distracciones. El "clima psicológico" puede resultar afectado por la motivación del estudiante, por el comportamiento y el vocabulario del enseñante, por la consolidación de conocimientos adquiridos anteriormente, por el miedo a las situaciones embarazosas y al ridículo, por la existencia de una atmósfera de confianza, y por la selección de los métodos de enseñanza.

4.3.4.2 PRINCIPIOS IMPORTANTES

Entre los principios importantes para la formación se cuentan los siguientes:

- a) Buena disposición: el aprendizaje será más rápido si el estudiante está bien dispuesto, interesado y desea aprender;
- b) Objetivos: los objetivos de la formación (incluidos los resultados esperados) deberían estar claros tanto para los responsables como para los participantes;
- c) Participación: el aprendizaje es más efectivo si los estudiantes se afanan por obtener soluciones y actúan por sí mismos, en lugar de recibir pasivamente las respuestas o limitarse a demostrar conocimientos;
- d) Asociación: el aprendizaje debería vincularse a experiencias anteriores, poniendo de relieve las semejanzas y las diferencias;
- e) Ritmo de aprendizaje: el ritmo de aprendizaje debería adecuarse a las posibilidades de cada uno (confirmadas mediante pruebas); el aprendizaje tiende a ser mejor si se distribuye a lo largo de varias sesiones cortas, en lugar de una larga;
- f) Reforzamiento: la realización y repetición de ejercicios útiles facilitarán el aprendizaje;
- g) Intensidad: las experiencias intensas, vívidas o impresionantes cautivan la imaginación y causan mayor efecto;
- h) Efectividad: las experiencias satisfactorias ayudan más a aprender que las comprometidas o molestas. La aprobación estimula el aprendizaje;
- i) Apoyo: el supervisor del enseñante deberá prestar todo su apoyo a la formación y ser capaz de mantenerlo e intensificarlo;
- j) Planificación y evaluación: la formación debería planificarse, realizarse y evaluarse sistemáticamente, en el contexto de las necesidades de la organización.

4.3.4.3 CAMBIO DE MÉTODO

Los distintos integrantes de un grupo aprenderán a ritmos diferentes. Algunos métodos de formación (véase la sección 4.4) se adecuarán mejor a ciertas personas que otros, y serán más efectivos en circunstancias diferentes.

El empleo de métodos y recursos de formación diversificados ayudará al grupo a aprender más rápidamente.

Ciertas investigaciones (Moss, 1987) indican que los conocimientos se adquieren a través de los sentidos como sigue:

- | | |
|-------------------|--------|
| a) Vista | (83%); |
| b) Oído | (11%); |
| c) Otros sentidos | (6%); |

Sin embargo, como mejor aprendemos es realizando la tarea. En términos generales, los métodos o medios de formación se clasifican, de mayor a menor efectividad, en:

- a) Experiencia real;
- b) Experiencia práctica simulada;
- c) Demostraciones y discusiones;
- d) Modelos físicos y textos;
- e) Películas, videos, animación por computadora;
- f) Gráficos, diagramas, fotografías;
- g) Textos escritos;
- h) Disertaciones.

Naturalmente, estos métodos pueden utilizarse de manera combinada. Una buena disertación puede ir acompañada de algunos de los otros métodos.

Los métodos de educación tradicionales se basan en gran medida en la palabra hablada y escrita, pero la evidencia indica que la experiencia visual y práctica es mucho más efectiva.

La formación de especialistas en instrumentos puede beneficiarse de una enorme diversidad de métodos y de medios. Los aspectos teóricos de la medición y el diseño de instrumentos se enseñan mediante disertaciones basadas en textos y fórmulas, con el apoyo de gráficos y diagramas. La utilización, mantenimiento y calibración de los sistemas de instrumentos puede aprenderse mediante el empleo profuso de fotografías con textos, películas o videos que muestren los ajustes manuales; por medio de modelos desmontables; a través de demostraciones; y, en última instancia, de la experiencia práctica con sistemas en funcionamiento. Las prácticas o formas de utilización peligrosas pueden enseñarse por simulación.

4.3.5 Desarrollo de aptitudes personales

Un grupo de ingenieros en sistemas de instrumentos meteorológicos necesita personas no sólo técnicamente capacitadas, sino que tengan también conocimientos amplios y sean capaces de expresarse y escribir con propiedad. Una buena comunicación personal es necesaria como apoyo y justificación de los programas técnicos y, particularmente, en puestos de dirección. Los buenos tecnólogos deberían recibir formación a fin de poder desempeñar un papel más importante en las decisiones que afecten al desarrollo de su Servicio Meteorológico.

Los empleados de formación técnica y conocimientos prácticos y manuales tienden a expresarse peor verbalmente y por escrito. En el examen anual de rendimiento del personal, los directivos deberían señalar las

oportunidades que permitirían a esas personas mejorar su capacidad personal mediante la asistencia a cursos especiales, por ejemplo de comunicación con el público, negociación, redacción de cartas e informes, o seguridad en sí mismos. Algunos de ellos podrían necesitar asistencia para el aprendizaje de un segundo idioma, que ampliaría su formación.

4.3.6 *Formación con fines de gestión*

Una buena capacidad de gestión es un componente importante de las actividades de ingeniería. Estas actividades conllevan la organización del tiempo personal; la motivación, supervisión y evaluación del rendimiento del personal (incluida una dimensión de formación); la dirección de proyectos (estimación de recursos, presupuestos, tiempo, personal y material, programación); la resolución de problemas; la gestión de la calidad; y una buena comunicación verbal y escrita. Los especialistas en instrumentos con capacidades de dirección deberían ser seleccionados, en una fase apropiada de su carrera, para su formación como directivos.

En la actualidad, un directivo puede tener acceso a una computadora personal y ser diestro en la utilización de programas de oficina y de ingeniería (por ejemplo, procesamiento de textos, hojas de cálculo, bases de datos, análisis estadístico con gráficos, dibujo técnico, diagramas de flujo, y gestión de proyectos). La formación para el uso de estas herramientas puede mejorar considerablemente la productividad personal.

4.3.7 *Una ocupación vitalicia*

4.3.7.1 TRES FASES DE FORMACIÓN

A lo largo de toda su vida profesional, los especialistas en instrumentos deberían esperar participar reiteradamente en ciclos de formación personal, tanto en forma de estudios planificados como de aprendizaje práctico no sistemático o de estudio personal. Cabe señalar tres fases de la formación:

- a) una fase preparatoria de desarrollo, en la que el alumno aprende teoría y práctica generales por etapas;
- b) una fase suplementaria en que la formación preparatoria se potencia mediante el aprendizaje de técnicas y equipo específicos;
- c) una fase de reciclado en la que, algunos años después de la formación propiamente dicha, el especialista necesita recordar y actualizar sus conocimientos sobre las técnicas y equipos actuales.

4.3.7.2 FORMACIÓN PREPARATORIA

Para los especialistas en instrumentos, la fase preparatoria de la educación técnica y de la formación suele desarrollarse, en parte, en un instituto técnico externo y, en parte, en las instalaciones del Servicio Meteorológico nacional en que se reciba un curso básico en instrumentos meteorológicos. Obsérvese que la enseñanza técnica o de ingeniería puede extenderse desde la Clase IV hasta la Clase I de la OMM.

4.3.7.3 FORMACIÓN DE ESPECIALISTAS

La fase de formación suplementaria se desarrollará a lo largo de varios años, a medida que el especialista reciba cursos sobre sistemas especiales (por ejemplo, estaciones meteorológicas automáticas, o radares), o en disciplinas tales como programas de computadora o técnicas de gestión. Se utilizarán cada vez en mayor medida recursos de formación externos y, en particular, oportunidades de formación patrocinadas por la OMM.

4.3.7.4 FORMACIÓN RECORDATORIA Y ACTUALIZACIÓN

A lo largo de la carrera de un especialista en instrumentos se hará necesario impartir a éste periódicamente cursos de repaso y actualización sobre los adelantos en materia de instrumentación y tecnología, así como otros cursos suplementarios.

Estas fases presuponen implícitamente una cierta progresión. Cada uno de estos cursos se basará en un nivel de formación previamente adquirido.

4.4 El proceso de formación

4.4.1 *La función del instructor*

La mayoría de los especialistas en instrumentos asumen de cuando en cuando la importante y gratificante función de instructor, y algunos terminarán dedicándose plenamente a ella en su propia especialidad. Todos ellos necesitarán apreciar las cualidades de un buen instructor.

Un buen instructor se preocupará por lograr resultados de calidad, será muy competente en determinadas materias, y tendrá facilidad para expresarse. Tendrá facilidad para comunicarse con los estudiantes, será paciente y tolerante, estará dispuesto a dar aliento y elogios, será flexible e imaginativo, y sabrá desenvolverse con diversas técnicas de formación.

Un buen instructor se marcará objetivos claros, y planificará y preparará adecuadamente las sesiones de formación. Mantendrá una buena documentación sobre las necesidades de formación, los programas de estudios, las notas de clase, los cursos realizados y sus resultados, y los presupuestos y gastos. Recabará opiniones sinceras sobre su eficacia, y estará dispuesto a modificar sus métodos. Además, acrecentará constantemente sus conocimientos.

4.4.2 *Análisis de tareas*

El especialista en instrumentos deberá recibir formación para desempeñar numerosas tareas repetitivas o complejas de instalación, mantenimiento y calibración de instrumentos y, en ocasiones, de su fabricación. Para definir los métodos de trabajo podrá utilizarse un formulario de análisis de tareas, que servirá al tutor para la formación y, seguidamente, al estudiante como lista de comprobación. En primer lugar, se anotará el objetivo de las tareas y el nivel de resultados requerido. Las tareas se estructurarán en etapas lógicas de duración razonable. El formulario podría ser un cuadro cuyas columnas estén encabezadas, por ejemplo, por los conceptos siguientes:

- a) Etapas (lo que se va a hacer): estarán numeradas, y consistirán en una breve descripción de cada etapa de trabajo, que comenzará con un verbo activo;
- b) Métodos (cómo se va a hacer): se indicará aquí el método y el equipo que se va a utilizar, o la tarea requerida;
- c) Valoraciones (el nivel requerido): contendrá una indicación cualitativa, una referencia a una especificación o prueba, o una valoración propiamente dicha;
- d) Razones (por qué se va a hacer): se explicará sucintamente la finalidad de cada etapa.

Un organigrama sería útil para visualizar las distintas etapas y sus relaciones, particularmente cuando el orden de realización sea importante o cuando el procedimiento tenga ramificaciones.

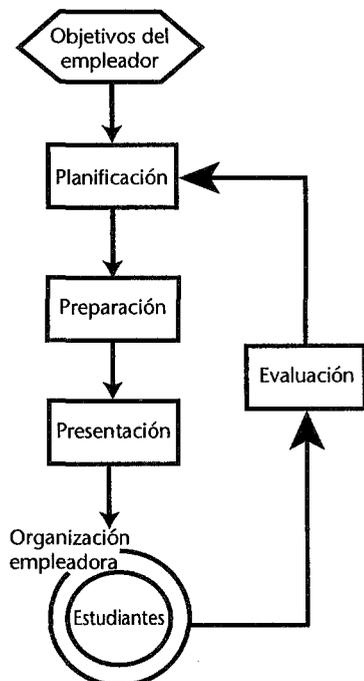
4.4.3 Planificación de la sesión de formación

El proceso de formación consta de cuatro etapas, como se indica en la Figura:

- a) Planificación:
 - i) pasar revista a los objetivos de formación marcados por la organización empleadora o por el órgano que determina las pautas (por ejemplo, la OMM);
 - ii) analizar las características generales de los conocimientos, tareas o aptitudes que se enseñarán durante la sesión;
 - iii) pasar revista a las características de los estudiantes: cualificaciones, experiencia de trabajo, capacidad expresiva, problemas especiales;
 - iv) evaluar el nivel de formación requerido: ¿qué estudiantes pueden necesitar atención especial?;
 - v) decidir los objetivos de la sesión: ¿qué resultados se necesitan? ¿En qué forma se pueden medir?;

- b) Preparación:
 - i) escoger el contenido del curso: reunir información, y organizarla en una secuencia lógica;
 - ii) decidir los métodos y medios de formación: según el tema de estudio, suscitar y mantener el interés (véase la sección 4.4.5);
 - iii) preparar el plan de la sesión: establecer un plan detallado, así como el tiempo dedicado a cada actividad;
 - iv) planificar la evaluación: ¿qué información se necesita y cómo se obtendrá? Escoger un método y preparar las preguntas o las tareas;
- c) Presentación:
 - i) impartir la formación: utilizar el plan de la sesión;
 - ii) alentar el aprendizaje activo y la participación;
 - iii) utilizar diversos métodos;
 - iv) servirse de demostraciones y presentaciones gráficas;
- d) Evaluación:
 - i) realizar la evaluación prevista con arreglo a los objetivos;
 - ii) resumir los resultados;
 - iii) valorar la eficacia de la sesión de formación a tenor de los resultados de la evaluación;
 - iv) examinar posibles mejoras del contenido y de la presentación;
 - v) anotar las conclusiones;
 - vi) opiniones de los alumnos: tenerlas en cuenta en la siguiente sesión de planificación.

La formación será siempre más efectiva si estas etapas se desarrollan cuidadosa y sistemáticamente.



El proceso de formación

4.4.4 Efectividad de la formación

4.4.4.1 FORMACIÓN BASADA EN OBJETIVOS

Cuando los recursos destinados a la formación son limitados, habrá que esforzarse por optimizar los resultados de la formación. Convendría fijar objetivos para los cursos y recursos de formación, a fin de sacar el máximo partido de éstos formando a las personas adecuadas en el momento más apropiado. Así, por ejemplo, impartir formación insuficiente podría representar un dispendio de recursos; enviar a directivos a un curso de técnicos de mantenimiento sería inapropiado; y no tendría sentido formar a alguien 12 meses antes de que tenga acceso a nueva tecnología.

Las oportunidades y métodos de formación deberían escogerse de modo que se adecuen lo mejor posible a los conocimientos y aptitudes necesarios, así como a los estudiantes y a sus conocimientos e idiosincrasia. Para conseguir la máxima efectividad, la formación debería someterse a evaluación.

4.4.4.2 EVALUACIÓN DE LA FORMACIÓN

La evaluación es un proceso consistente en obtener determinada información y reenviarla a personas que puedan influir en la eficacia futura de la formación. Se

puede plantear de diversas maneras, atendiendo a quiénes son las personas que necesitan la información:

- a) la OMM está interesada en mejorar la calidad de los datos recogidos en el Sistema Mundial de Observación. Crea programas de formación, asigna fondos y utiliza los servicios de expertos, principalmente para mejorar las aptitudes básicas en los países en desarrollo;
- b) el Servicio Meteorológico nacional necesita datos meteorológicos de calidad, y está interesado en la capacidad conjunta de la división que realiza el acopio de datos y determinadas tareas con instrumentos, con ciertas limitaciones en cuanto al número de empleados. Está interesada en los presupuestos y en la relación costo-beneficio de los programas de formación;
- c) el departamento de formación o el Centro Regional de Formación están interesados en establecer programas de formación con objetivos específicos y con arreglo a un presupuesto convenido. Sus instructores necesitan saber hasta qué punto son efectivos sus métodos para el cumplimiento de esos objetivos, y cómo pueden mejorarlos;
- d) los directivos de ingeniería están interesados en que las aptitudes laborales cubran su esfera de responsabilidad al nivel requerido y sin malgastar tiempo ni materiales;
- e) los alumnos están interesados en los beneficios personales y laborales que conlleva una mayor competencia profesional. Para ellos, el curso de formación debería responder a sus necesidades y expectativas.

Así pues, la efectividad de la formación debería evaluarse a distintos niveles. Los Centros Nacionales y Regionales de Formación podrían evaluar sus programas anualmente y cada tres años, cotejando el número de alumnos en los distintos cursos y los niveles de aprobados, con los presupuestos y objetivos determinados al comienzo de cada período. Los instructores necesitarán evaluar la pertinencia y efectividad del contenido y presentación de sus cursos.

4.4.4.3 TIPOS DE EVALUACIÓN

Hay distintos tipos posibles de evaluación:

- a) los informes de formación no tienen por objeto valorar la efectividad, sino dejar constancia de, por ejemplo, el tipo y número de cursos ofrecidos, las fechas y duraciones, el número de alumnos formados y aprobados, y el costo total de la formación. En algunas situaciones, será necesario un informe de evaluación de la capacidad del estudiante;
- b) las evaluaciones de reacción valoran la respuesta de los alumnos al programa de formación. Pueden consistir en un cuestionario escrito, en el cual los alumnos indicarán al término del curso sus opiniones sobre el interés, el contenido, los métodos, los medios de formación, la presentación y la administración. Por sí mismas, no pueden mejorar la

formación de los alumnos, por lo que en cada curso de formación debería dedicarse periódicamente cierto tiempo a examinar el tema y pedir la opinión de los estudiantes mediante debates en grupo. Ello permitiría al instructor detectar posibles problemas o necesidades a propósito de la formación, y adoptar las medidas adecuadas;

- c) la evaluación del aprendizaje determina los nuevos conocimientos y aptitudes del alumno, a ser posible comparándolos con una prueba realizada antes del curso. Esta evaluación puede adoptar diversas formas, por escrito (exposición de un tema, preguntas con respuestas breves, preguntas del tipo "verdadero o falso", dibujo de diagramas o de organigramas). Para los alumnos puede ser útil someter a examen y valorar sus propios conocimientos. La mejor forma de evaluar las aptitudes consiste en encomendar una tarea práctica, o en observar al alumno durante el aprendizaje de la tarea deseada (OMM, 1990). El evaluador podrá utilizar una lista de comprobación de las actividades y aptitudes requeridas para la tarea (un formulario de observación);
- d) la evaluación del rendimiento determina en qué medida ha variado la efectividad del alumno en la tarea requerida al cabo de un cierto tiempo y en respuesta a la formación, a ser posible comparándola con los resultados de una prueba previa al curso. El empleador podría realizar esta evaluación al menos seis semanas después de la formación, utilizando, por ejemplo, un formulario de observación. La institución formadora podría realizar también una evaluación enviando cuestionarios al empleador y al alumno para que los contesten;
- e) la evaluación del impacto valora la efectividad de la formación guiándose por los cambios que experimenta una organización o grupo de trabajo. Para realizarla podría ser necesario reunir datos de planificación y de referencia antes y después de la formación que se desea. Podrían evaluarse, por ejemplo, los datos incorrectos y el número de elementos de datos que faltan en un informe meteorológico, el tiempo tardado en efectuar instalaciones, o el costo de éstas.

4.4.4.4 FORMACIÓN PARA INSTRUCTORES

También los instructores necesitan recibir formación para mantenerse al día de los avances tecnológicos, para aprender nuevas técnicas y medios de enseñanza, y para ver con nuevos ojos su propio trabajo. En el presupuesto anual de su Servicio Meteorológico debería preverse la posibilidad de formar al personal instructor cuando ello sea posible, probablemente con carácter rotatorio.

Algunas posibilidades consistirían en: estudio personal; cursos breves (que incluyan técnicas de enseñanza) impartidos por institutos técnicos; ausencia laboral para realizar estudios de perfeccionamiento; visitas a las fábricas de equipo meteorológico; visitas y traslados

a otros Servicios Meteorológicos nacionales y Centros Regionales de Instrumentos; y asistencia a conferencias sobre formación y temas técnicos organizadas por la OMM u otras instancias.

4.4.5 *Métodos y medios de formación*

La siguiente lista, ordenada alfabéticamente, contiene sólo breves anotaciones como recordatorio o sugerencia de diversas posibilidades relativas a métodos de formación. Se encontrará más información en muchas otras fuentes, tales como Moss (1987) y Craig (1987):

- a) Estudio de casos:
 - i) se propone a un individuo, o frecuentemente a un equipo, determinado problema real o proyecto de desarrollo, para su estudio;
 - ii) la presentación de los resultados podría realizarse acompañando documentación en regla, como cabría esperar en una situación real;
- b) Disertaciones en clase:
 - i) es extremadamente útil para desarrollar una comprensión transmitida, idealmente, en forma hablada y escrita: conocimientos básicos, ideas teóricas, cálculos, procedimientos;
 - ii) los medios visuales y el material impreso distribuido en clase son complementos útiles;
 - iii) debería reservarse tiempo suficiente para las preguntas y debates;
 - iv) las disertaciones tienden a ser excesivamente pasivas;
- c) Instrucción asistida por computadora (IAC):
 - i) aprovecha la capacidad de las computadoras personales para almacenar grandes cantidades de texto e imágenes, organizadas por el programa en secuencias de aprendizaje, incorporando frecuentemente algún elemento de elección interactiva por el estudiante, mediante listas de tipo "menú" y "botones" en pantalla;
 - ii) las condiciones lógicas, y las estructuras de ramificación y bucle del programa simulan los procesos de aprendizaje seleccionando un tema de estudio según las necesidades del estudiante, presentando la información, realizando una prueba de comprensión mediante respuestas opcionales y, por último, orientando la revisión hasta que se obtiene la respuesta correcta;
 - iii) algunos lenguajes de computadora como, por ejemplo, "Toolbook" para PC IBM, e "HyperCard" para MacIntosh, están específicamente concebidos para confeccionar y presentar cursos de formación interactivos en lo que actualmente se denomina "hipermedios";
 - iv) los sistemas modernos utilizan pantallas gráficas en colores y pueden contener diagramas, imágenes fijas y breves secuencias de movimiento, mientras que para mejorar la comunicación interactiva entre el estudiante y el programa se utiliza una interfaz de usuario gráfica;
- v) la computadora permite simular sistemas de instrumentos meteorológicos completos, por ejemplo para el sondeo de la atmósfera superior;
- vi) los sistemas más sofisticados, como los lectores láser de videodisco o los cartuchos de CD-ROM, permiten almacenar permanentemente grandes cantidades de texto y secuencias de imágenes en movimiento;
- vii) el costo de desarrollo de los programas y el costo de capital de los sistemas IAC es entre moderado y muy elevado; estos sistemas están empezando a sustituir a los medios audiovisuales y cintas de vídeo como ayuda para la formación;
- d) Cursos por correspondencia:
 - i) los cursos convencionales consisten en lecciones con ejercicios o tareas enviados por correo al estudiante a intervalos;
 - ii) el tutor corrige las tareas y las reenvía al estudiante junto con la lección siguiente;
 - iii) algunas veces, los estudiantes pueden discutir las dificultades con su tutor por teléfono;
 - iv) algunos cursos pueden incluir cintas de audio o de vídeo, o discos de computadora, siempre y cuando el estudiante tenga acceso al equipo;
 - v) al término del curso podrá realizarse un examen en el centro de formación;
- e) Demostraciones:
 - i) el tutor hace una demostración de las técnicas en un laboratorio o entorno de trabajo;
 - ii) las demostraciones son necesarias en la fase inicial de enseñanza de los procedimientos de mantenimiento y calibración manuales;
 - iii) los estudiantes deberán tener la oportunidad de probar por sí mismos los procedimientos y de formular preguntas;
- f) Aprendizaje a distancia:
 - i) los estudiantes siguen el curso de formación en su propia localidad, lejos del centro de formación y del tutor, por lo general en régimen de dedicación parcial y cuando se lo permiten sus compromisos de trabajo;
 - ii) el estudio puede realizarse individualmente, o en grupos;
 - iii) algunas instituciones están especializadas en el aprendizaje a distancia;
 - iv) las modalidades aquí indicadas consistirían en cursos por correspondencia, exposición de temas por televisión, y aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones;
- g) Aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones:
 - i) los estudiantes estudian en un aula conectada mediante un equipo telefónico especial a un tutor distante. El estudio se realiza a partir de un texto impreso. Cada estudiante dispone de un micrófono que le permite discutir los temas

- e intercambiar preguntas y respuestas. Puede utilizarse cualquier medio de comunicaciones fiable, incluidos los satélites, aunque el costo de las comunicaciones es evidentemente un factor a tener en cuenta;
- ii) en sistemas más perfeccionados y costosos, cada estudiante dispone de una computadora conectada en red con las demás y con la computadora distante del tutor; o bien, el tutor imparte la enseñanza desde un estudio de televisión especial, y su imagen se transmite a un monitor de televisión instalado en la clase, que cuenta también con una cámara y micrófonos para que el tutor pueda ver y oír a los estudiantes;
- h) Ejercicios y tareas:
- i) suelen realizarse a continuación de una disertación o de una demostración;
- ii) son necesarios para que los estudiantes puedan asimilar y practicar activamente los nuevos conocimientos;
- iii) las tareas pueden ser de investigación, o de índole práctica;
- i) Exposiciones:
- i) consisten en la presentación de material y de modelos que los estudiantes pueden examinar;
- ii) son útiles para hacerse una idea de conjunto cuando la situación real sea compleja o se halle lejos;
- j) Estudios y visitas en condiciones reales:
- i) los alumnos realizan prácticas de observación y estudian sistemas de instrumentos en condiciones reales, a ser posible durante la instalación, mantenimiento o calibración;
- ii) las visitas a fábricas de equipo meteorológico y a otros Servicios Meteorológicos complementarán la perspectiva técnica de los especialistas de Clase I y II;
- k) Discusiones en grupo/resolución de problemas:
- i) se divide la clase en pequeños grupos de cuatro a seis personas;
- ii) el jefe del grupo debería alentar a todos a participar;
- iii) uno de los alumnos anota las ideas sobre una pizarra, frente a todo el grupo;
- iv) en una sesión dedicada a aportar ideas se aceptan inicialmente todas ellas tal cual, y a continuación el grupo explora cada una en detalle y las clasifica según su utilidad;
- l) Rotación de tareas/traslado:
- i) con arreglo a un calendario predeterminado, se encomiendan al estudiante diversas tareas con responsabilidades diferentes, frecuentemente con supervisores o instructores diferentes, a fin de que desarrollen una experiencia de trabajo en todos los órdenes;
- ii) se podrá también enviar a los estudiantes durante un período dado a otro departamento, empresa fabricante o Servicio Meteorológico, a fin de que adquiera experiencia que no podrá obtener en su propio departamento o Servicio;
- iii) los estudiantes enviados a otros países deberían tener muy buenas aptitudes; habitualmente cuentan con el apoyo de un acuerdo bilateral o una beca;
- m) Programas audiovisuales:
- i) se apoyan en el empleo de transparencias, cintas de vídeo y discos de computadora;
- ii) obligan a disponer de equipos costosos que sean compatibles con los medios;
- iii) pueden utilizarse para estudiar en clases o individualmente;
- iv) los programas deberían incluir ejercicios, preguntas y temas de debate;
- v) se dispone de material limitado sobre instrumentación meteorológica;
- n) Tutoría individualizada:
- i) el tutor trabaja junto con uno de los estudiantes que necesite formación en una técnica especial;
- ii) puede ser útil para colmar deficiencias o para impartir formación avanzada;
- o) Formación práctica directa:
- i) es un componente esencial del proceso de formación. Proporciona al alumno la ocasión de aprender a aplicar las técnicas aprendidas, enfrentándose a las tareas y problemas con que se encuentra el especialista. La mejor manera de aprender las técnicas es practicándolas;
- ii) la mejor manera de realizar ciertas actividades de formación es mediante la práctica directa, una vez recibidas las explicaciones necesarias y adoptadas las precauciones procedentes. Tal será el caso cuando las técnicas requieran manipulaciones complicadas, o cuando la reproducción del equipo o de las condiciones de trabajo del laboratorio o del taller resulte difícil o costosa. Por ejemplo, las tareas de instalación de equipo, ciertas operaciones de mantenimiento, o las operaciones de calibración complejas;
- iii) hace uso del personal y de los recursos materiales disponibles, no requiere desplazamientos, instructores especiales ni alojamiento, y corresponde específicamente a las necesidades locales. Es especialmente apropiada cuando la formación práctica sea mucho más valiosa que el estudio teórico, por ejemplo para la formación de personal de Clase IV;
- iv) algunos posibles inconvenientes son: que se utilice como método de formación "natural" cuando en realidad se necesitaría una formación más estructurada con un importante componente teórico para producir buenos especialistas; que se utilicen supervisores con capacidades indiferenciadas; que la formación sea demasiado limitada y adolezca de importantes

lagunas en el aspecto práctico o teórico; o que no se valore objetivamente la efectividad de la formación;

- v) las condiciones necesarias para una buena formación práctica directa son:
 - a. un plan de formación que defina las técnicas que se han de aprender;
 - b. que el contenido de las actividades abarque la temática requerida;
 - c. que el supervisor del trabajo sea un buen instructor experto en la materia, buen educador, paciente y estimulante;
 - d. una comprensión teórica adecuadas como apoyo a la formación práctica;
 - e. un diario de actividades para el alumno, donde se anoten los conocimientos y técnicas aprendidos;
 - f. un examen periódico de los progresos alcanzados, realizado por el supervisor de la formación;
 - g. una valoración objetiva de las técnicas correctamente aprendidas (mediante observación o mediante exámenes);
- p) Formación participativa:
 - i) pone en manos de los estudiantes el proceso de aprendizaje, y hace compartir los conocimientos y las experiencias;
 - ii) los estudiantes se agrupan en equipos o asociaciones y eligen a sus propios líderes;
 - iii) se utiliza para la producción de ideas, resolución de problemas, elaboración de planes, desarrollo de proyectos y formación de líderes;
- q) Aprendizaje asistido por compañeros de igual nivel:
 - i) está basado en un estudio y preparación comunes previos;
 - ii) en grupos pequeños, los estudiantes asumen por turno el papel del profesor, mientras que los demás aprenden y hacen preguntas;
- r) Aprendizaje programado:
 - i) es útil para los estudiantes alejados de sus tutores o instituciones de formación;
 - ii) los estudiantes trabajan individualmente a su propio ritmo mediante textos, medios audiovisuales o cursos por computadora preparados y estructurados;
 - iii) en cada etapa del curso está previsto un autoexamen y revisión antes de pasar al tema siguiente;
 - iv) el material de formación es costoso de producir, y las opciones en cuanto a los cursos pueden ser limitadas.

La buena enseñanza es más valiosa que los medios de formación costosos.

4.4.6 *Lecciones por televisión*

Algunas instituciones docentes que imparten principalmente cursos externos emiten lecciones para sus

estudiantes por un canal de televisión especial, o a determinadas horas por un canal comercial.

4.4.7 *Programas de vídeo*

Los programas de vídeo son una buena herramienta de formación, ya que:

- a) constituyen un buen soporte para la grabación y reproducción de explicaciones sistemáticas en situaciones en que el acceso al sistema de instrumentos y a un tutor experimentado es limitado;
- b) en el programa se pueden intercalar pausas para debatir cuestiones;
- c) cuando más útil es el vídeo es cuando va acompañado de textos escritos y de debates en grupo;
- d) las grabaciones profesionales de vídeo son costosas, y no existe mucho material docente sobre instrumentos meteorológicos;
- e) con una pequeña inversión en equipo, un aficionado puede conseguir vídeos técnicos útiles para uso local, particularmente si lo planifica con atención y le añade posteriormente una banda sonora.

4.5 **Recursos de formación**

Además de los recursos sugeridos en la sección precedente, los formadores y directivos deberían conocer las fuentes de información y orientación a las que pueden acceder; las oportunidades de formación externa existentes; las instituciones de formación que pueden complementar su propio trabajo; y, lo que también es importante, los recursos financieros que dan apoyo a todas las actividades de formación.

4.5.1 *Instituciones de formación*

4.5.1.1 INSTITUCIONES NACIONALES DE EDUCACIÓN Y FORMACIÓN

Por lo general, los servicios meteorológicos no podrán proporcionar toda la educación técnica y formación requerida por sus especialistas en instrumentos, por lo que dependerán en diverso grado de instituciones docentes externas para la formación preparatoria, suplementaria y de perfeccionamiento en tecnologías avanzadas. Los directivos de ingeniería meteorológica tendrán que estar familiarizados con los planes de estudios ofrecidos por sus instituciones nacionales, a fin de poder aconsejar a su personal sobre los cursos de educación y formación adecuados. En OMM (1984) se ofrecen directrices sobre los programas de estudios necesarios para las diferentes clases de especialistas en instrumentos.

Cuando se contraten especialistas en instrumentos no pertenecientes al Servicio Meteorológico para funciones de alto nivel, sería de desear que estuvieran formados en instituciones nacionales reconocidas. A partir de ese punto, necesitarán una formación más amplia en meteorología y en las técnicas e instrumentos de medición de su especialidad.

4.5.1.2 **PAPEL DESEMPEÑADO EN LA FORMACIÓN POR LOS CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM**

Atendiendo a una recomendación* de la CIMO, varias Asociaciones Regionales de la OMM han creado Centros Regionales de Instrumentos (CRI) con el propósito de mantener los patrones y proporcionar asesoramiento. Tanto sus mandatos como sus ubicaciones figuran en el Anexo 1.A del Capítulo 1 de la Parte I.

Los CRI se crearon como centros especializados en tipos, características, comportamiento, aplicación y calibración de instrumentos. Contarán con una biblioteca técnica sobre ciencia y práctica de los instrumentos, dispondrán de espacio para laboratorios y equipo de demostración, y mantendrán un conjunto de instrumentos patrón calibrados tomando como referencia patrones internacionales. Deberían poder ofrecer información, asesoramiento y asistencia a los Miembros de su Región.

Cuando ello sea posible, estos centros existirán conjuntamente con un Centro Regional de Radiaciones, y estarán situados en un CMRT o en sus proximidades, a fin de compartir conocimientos y recursos.

Unas de las funciones propias del Centro consiste en ayudar a organizar seminarios o cursillos regionales de formación sobre mantenimiento, comparación y calibración de instrumentos meteorológicos, y facilitar instalaciones y asesores expertos.

Los CRI deberían procurar patrocinar los mejores métodos de enseñanza, y proporcionar acceso a recursos y medios de formación de los que no dispongan los Servicios Meteorológicos nacionales. Los centros tendrán que impartir cursos de actualización a sus propios expertos sobre las más recientes tecnologías y métodos de formación disponibles, a fin de mantener su capacidad.

Se podría alentar a los fabricantes de sistemas de instrumentos meteorológicos a que patrocinen sesiones de formación en los centros.

4.5.2 **Recursos de formación de la OMM**

4.5.2.1 **PROGRAMAS DE EDUCACIÓN Y FORMACIÓN DE LA OMM**

En OMM (1984) se exponen planes de estudios de especialización en instrumentos meteorológicos y en telecomunicaciones meteorológicas. Dichos planes de estudios consisten en directrices que habrá que interpretar a tenor de las necesidades y pautas de educación técnica nacionales.

4.5.2.2 **ENCUESTA DE LA OMM SOBRE NECESIDADES DE FORMACIÓN**

La OMM realiza periódicamente una encuesta sobre las necesidades de formación por Regiones, clases y tipos de especialización meteorológica. Sus resultados sirven

de orientación para determinar la distribución y tipos de encuentros de formación patrocinados por la OMM por períodos de cuatro años. Es importante que los países Miembros incluyan una evaluación completa de sus necesidades de especialistas en instrumentos, a fin de que la formación impartida por la OMM refleje las verdaderas necesidades.

4.5.2.3 **PUBLICACIONES DE LA OMM SOBRE EDUCACIÓN Y FORMACIÓN**

Estas publicaciones contienen información útil para el especialista en instrumentos y para sus directores. OMM (1986) es un compendio en dos volúmenes de temas sobre formación en instrumentos meteorológicos de Clases III y IV, que puede utilizarse tanto en las aulas como para estudiar por cuenta propia.

4.5.2.4 **BIBLIOTECA DE FORMACIÓN DE LA OMM**

Esta biblioteca produce un catálogo (OMM, 1983) de publicaciones, medios audiovisuales y disquetes de computadora para formación, algunos de los cuales pueden obtenerse en préstamo o adquirirse a través de la OMM.

4.5.2.5 **PUBLICACIONES DE LA OMM SOBRE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN**

Estas publicaciones, entre las que se cuentan los informes de los Grupos de trabajo y ponentes de la CIMO, las intercomparaciones de instrumentos, y otras, proporcionan un recurso técnico valioso para la formación y como referencia para los especialistas en instrumentos. Se está preparando una bibliografía de la OMM sobre textos de formación y referencia para uso de los especialistas en instrumentos.

4.5.2.6 **OPORTUNIDADES DE FORMACIÓN ESPECIALES PATROCINADAS POR LA OMM**

Los directivos de los grupos técnicos deberían asegurarse de tomar conocimiento de las oportunidades de formación técnica anunciadas por la OMM, manteniendo para ello contacto con su departamento de formación y con la persona de su organización que recibe la correspondencia al respecto:

- a) Viajes de expertos/seminarios itinerantes/cursillos: cada cierto tiempo, la CIMO encarga a un experto la realización de determinado curso, seminario o cursillo de formación en varios países Miembros, por lo general de la misma Región. Alternativamente, el experto podría impartir esa formación en un CRI o CMRT de modo que los estudiantes de la región se desplazasen al centro. Se aspira con ello conseguir los mejores expertos posibles al costo total más bajo, y en función de la situación local de los estudiantes;
- b) Becas: la OMM proporciona becas de formación en el marco de sus Programas de Cooperación Técnica. La financiación proviene de varias fuentes, entre ellas el Programa de las Naciones Unidas para el

* Formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión, 1985.

Desarrollo (PNUD), el Programa de Cooperación Voluntaria (PCV), los Fondos fiduciarios de la OMM, el presupuesto ordinario de la OMM y otros programas bilaterales de asistencia. Las becas, que pueden ser de corta duración (menos de 12 meses) o de larga duración (varios años) se destinan a estudios o actividades de formación en universidades, institutos de formación, y especialmente en los CMRT de la OMM, y corresponden a cursos de graduado universitario, cursos de formación especializados, formación práctica directa, y formación técnica para la utilización y mantenimiento de equipo. Las solicitudes no pueden aceptarse directamente de los individuos, sino que deberán ser respaldadas por el Representante Permanente del país del candidato ante la OMM. Deberán definirse con claridad la formación requerida y las prioridades al respecto. Dado que se tarda unos ocho meses, en promedio, en organizar el programa de formación de un candidato, en razón de la complejidad de las consultas entre la Secretaría y los países donante y receptor, las solicitudes deberán recibirse con bastante antelación al período de formación propuesto. Este es sólo un resumen de las condiciones. Puede obtenerse información completa, junto con los formularios de candidatura, en la Secretaría de la OMM. Las condiciones son estrictas, y se requiere una documentación completa junto con las solicitudes.

4.5.3 *Otras oportunidades de formación*

4.5.3.1 FORMACIÓN TÉCNICA EN OTROS PAÍSES

Además de las becas de la OMM, existen en algunos países organismos que ofrecen programas de formación excelentes, adaptables a las necesidades del candidato. Los especialistas en instrumentos deberían informarse sobre estas oportunidades en su propio país, o con el representante que el organismo tenga en éste.

4.5.3.2 FORMACIÓN IMPARTIDA POR LOS FABRICANTES DE EQUIPO

Este concepto incluye:

- a) compra de nuevos sistemas de acopio de datos: en todos los contratos de suministro de sistemas importantes de acopio de datos (incluidos los programas financiados por los donantes) debería preverse la posibilidad de formar al personal local para las operaciones y el mantenimiento. Los representantes del Servicio Meteorológico receptor deberían comprender claramente el tipo de formación ofrecida, y deberían poder negociar sus necesidades. Aunque la formación suele estar incluida en el momento de la puesta en marcha de un nuevo sistema, sería útil prever una sesión posterior, transcurridos seis meses de experiencia práctica, o cuando surjan problemas de mantenimiento importantes;
- b) aceptación por el fabricante/instalación/puesta en marcha: las actividades que conlleva la introducción

de una instalación importante de acopio de datos (un receptor de satélite o un radar) constituyen para los alumnos una gran oportunidad de ayuda y de aprender las necesidades técnicas estrictas.

Las pruebas de aceptabilidad consisten en someter al sistema a una serie de pruebas convenidas para asegurarse de que se cumplen las especificaciones, antes de que el sistema sea aceptado por el cliente y enviado desde la fábrica.

En la instalación, los ingenieros del proveedor frecuentemente colaboran con los del cliente. Al instalar el sistema podría ser necesario integrar otros servicios, tales como edificios, energía eléctrica, telecomunicaciones o procesamiento de datos.

La puesta en marcha es un proceso consistente en realizar pruebas convenidas de la instalación terminada, para asegurarse de que cumple todas las especificaciones de trabajo requeridas.

Existe la posibilidad de impartir formación bilateralmente cuando un país instala y pone en marcha un sistema de instrumentos importante, con ocasión de lo cual se puede invitar a alumnos de otro país a asistir como observadores y a ayudar en la instalación.

4.5.3.3 PROGRAMAS CIENTÍFICOS INTERNACIONALES

Cuando ciertos programas internacionales, como el Programa Mundial sobre el Clima, el Programa de Investigación de la Atmósfera y el Medio Ambiente, el Programa de Ciclones Tropicales, o el Programa sobre los Océanos Tropicales y la Atmósfera Mundial, realizan experimentos de gran escala, los especialistas en instrumentos locales pueden tener la oportunidad de trabajar en el programa de medición con colegas más experimentados, adquiriendo así una valiosa experiencia.

4.5.3.4 INTERCOMPARACIONES INTERNACIONALES DE INSTRUMENTOS PATROCINADAS POR LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN (CIMO)

Con cierta frecuencia, la CIMO propone estudiar a fondo determinadas mediciones meteorológicas, a fin de mejorar los conocimientos existentes. Se comparan entonces instrumentos de fabricantes diferentes, proporcionados por los Miembros, en condiciones normalizadas y en las instalaciones del país anfitrión. Un comité de organización planifica la intercomparación y, en su informe, describe las características y el comportamiento de los instrumentos.

La participación en estos ejercicios de especialistas en instrumentos de Clase I y II beneficiaría a éstos en los ámbitos de actividad siguientes: diseño experimental, exposición de instrumentos, técnica operativa, muestreo de datos, acopio de datos, procesamiento de datos, análisis, e interpretación de los resultados. Si estas intercomparaciones pudieran realizarse en CRI, se podría estudiar la posibilidad de realizar paralelamente un curso de formación especial.

4.5.4 *Asignaciones presupuestarias para formación*

El departamento de ingeniería o de instrumentos meteorológicos de cada Servicio Meteorológico nacional debería incluir en su presupuesto anual una partida adecuada y claramente definida para la formación del personal, vinculada al plan de personal de dicho Servicio. También la falta de formación tiene un costo en términos de errores, accidentes, pérdidas de tiempo y de material, o frustración del personal, siendo así que un cambio frecuente de empleados redundaría en una escasa calidad de los datos y productos meteorológicos.

4.5.4.1 RELACIÓN EFECTIVIDAD/COSTO

Las actividades de formación conllevan costos considerables, mientras que, probablemente, los recursos siempre serán limitados. Por consiguiente, es necesario determinar los costos correspondientes a diversas opciones de formación y compararlos entre sí, y tener constantemente presente la relación costo/eficacia de todas las actividades de formación, adoptando las decisiones que sean apropiadas. En su conjunto, la inversión de los Servicios Meteorológicos en formación debería considerarse valiosa para la organización.

4.5.4.2 COSTOS DIRECTOS E INDIRECTOS

Los costos pueden clasificarse en: directos (vinculados a la realización de ciertos cursos de formación) e indirectos (costos generales de las instalaciones de formación). Para cada actividad de formación puede consignarse una parte de los costos generales, y también de los costos directos de operación. Si las instalaciones se aprovechan bien para realizar gran número de actividades a lo largo del año, entonces el costo indirecto correspondiente a cada actividad será bajo, y la instalación se estará utilizando eficazmente.

Los costos de operación directos podrían incluir los viajes de los alumnos y tutores, los alojamientos, comidas y dietas, las remuneraciones destinadas a los cursos y tutores, los costos de personal de la OMM, los apuntes de los estudiantes, y determinados materiales utilizados durante el curso, así como el tiempo durante el que los cursillistas se ausentan de su trabajo.

Los costos indirectos o generales abarcarían los espacios del centro destinados a formación (aulas, talleres y laboratorios), los costos de equipo y de funcionamiento, los sueldos de los tutores y del personal administrativo, los gastos generales de administración de la OMM, el costo de producción de materiales para el curso (diseño de nuevos cursos, información auxiliar, material audiovisual), y artículos de uso general utilizados durante la formación.

En general, los costos totales correspondientes a diversas modalidades de formación pueden clasificarse

a grandes rasgos como sigue, comenzando por los de menor costo (en función de la eficacia de utilización de los recursos):

- a) Formación práctica directa;
- b) Cursos por correspondencia;
- c) Cursos audiovisuales;
- d) Viajes de expertos/seminarios itinerantes, cursos *in situ*;
- e) Curso de ámbito nacional, con desplazamiento de los participantes a un centro;
- f) Instrucción asistida por computadora (altos costos de producción inicial);
- g) Curso regional con participantes de otros países;
- h) Becas de larga duración;
- i) Curso regional en un centro de formación especialmente equipado.

Referencias

- Craig, R.L. (director de publicación), 1987: *Training and Development Handbook: A Guide to Human Resource Development*. McGraw-Hill, Nueva York.
- Imai, M., 1986: *Kaizen: The Key to Japan's Competitive Success*. Random House, Nueva York.
- International Organization for Standardization, 1994a: *Quality Management and Quality Assurance Standards: Guidelines for Selection and Use*. ISO 9000.1.
- International Organization for Standardization, 1994b: *Quality Management and Quality System Elements: Guidelines*. ISO 9004.1.
- Moss, G., 1987: *The Trainers' Handbook*. Ministry of Agriculture and Fisheries, Nueva Zelandia.
- Walton, M., 1986: *The Deming Management Method*. Putnam Publishing, Nueva York.
- Organización Meteorológica Mundial, 1983: *WMO Catalogue of Meteorological Training Publications and Audiovisual Aids*. Education and Training Report No. 4, WMO/TD-No. 124, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1984: *Directivas de orientación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa*. Tercera edición, OMM-N° 258, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Compendio de apuntes sobre instrumentos meteorológicos para la formación del personal meteorológico de las Clases III y IV* (D.A. Simidchiev), OMM-N° 622, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-N° 488, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Guidance for the Education and Training of Instrument Specialists* (R.A. Pannett). Education and Training Report No. 8, WMO/TD-No. 413, Ginebra.

ANEXO

CENTROS REGIONALES DE FORMACIÓN EN METEOROLOGÍA

<i>País</i>	<i>Nombre del Centro</i>	<i>Región</i>
Argelia	Instituto Hidrometeorológico de Formación e Investigación, Orán	I
Angola	Centro Regional de Formación en Meteorología, Mulemba	I
Egipto	Centro Regional de Formación en Meteorología, El Cairo	I
Kenia	Instituto de Formación e Investigación en Meteorología, y Departamento de Meteorología, Universidad de Nairobi, Nairobi	I
Madagascar	<i>Ecole Supérieure polytechnique d'Antananarivo</i> , Universidad de Antananarivo, Antananarivo	I
Níger	Escuela Africana de Meteorología y Aviación Civil (EAMAC), Niamey, y Centro Regional de Formación en Agrometeorología e Hidrología Operativa y sus Aplicaciones (AGRHYMET), Niamey	I
Nigeria	Instituto de Investigación y Formación en Meteorología, Lagos, y Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Tecnología, Akure	I
China	Instituto de Meteorología de Nanjing	II
India	Centros Regionales de Formación en Meteorología, Nueva Delhi y Pune	II
Iraq	Centro Regional de Formación en Meteorología, Bagdad	II
República Islámica del Irán	Centro de Formación Avanzada en Ciencias Meteorológicas, Teherán	II
Uzbekistán	Escuela Técnica de Hidrometeorología, Tashkent	II
Argentina	Departamento de Ciencias Atmosféricas, Universidad de Buenos Aires, y Departamento de Educación y Formación del Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires	III
Brasil	Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Pará, Belém	III
Venezuela	Departamento de Meteorología e Hidrología, Universidad Central de Venezuela, Caracas	III
Barbados	Instituto Meteorológico del Caribe, Bridgetown	IV
Costa Rica	Sección de Física Atmosférica, Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José	IV
Filipinas	Departamento de Meteorología y Oceanografía, Universidad de Filipinas, y Centro de Formación de la Administración de los Servicios Atmosféricos, Geofísicos y Astronómicos de Filipinas (PAGASA), Ciudad de Quezón	V
Israel	Centro de Formación para Postgraduados en Meteorología Aplicada, Bet Dagan	VI
Italia	Escuela Internacional de Meteorología del Mediterráneo, Erice, Sicilia, e Instituto de Agrometeorología y Análisis del Medio Ambiente para la Agricultura (IATA), Florencia	VI
Federación de Rusia	Instituto de Formación Avanzada, Servicio Federal de Hidrometeorología y Vigilancia del Medio Ambiente, Moscú, e Instituto Hidrometeorológico del Estado Ruso, San Petersburgo	VI

CAPÍTULO 5 — PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN

	<i>Página</i>
5.1	Generalidades..... III.5-1
5.1.1	Definiciones III.5-1
5.1.2	Programas de prueba y de calibración III.5-1
5.2	Pruebas..... III.5-2
5.2.1	Finalidad de las pruebas..... III.5-2
5.2.2	Pruebas ambientales..... III.5-2
5.2.2.1	Definiciones III.5-2
5.2.2.2	Programa de pruebas ambientales..... III.5-3
5.2.3	Pruebas en medios eléctricos y bajo interferencia electromagnética (IEM)..... III.5-3
5.2.4	Pruebas funcionales III.5-3
5.3	Calibración..... III.5-4
5.3.1	Fines de la calibración III.5-4
5.3.2	Patrones..... III.5-4
5.3.3	Trazabilidad III.5-4
5.3.4	Prácticas de calibración..... III.5-4
5.4	Intercomparaciones..... III.5-5
Referencias III.5-5
Anexo 5.A	Procedimientos para las intercomparaciones mundiales y regionales de instrumentos de la OMM III.5-7
Anexo 5.B	Directrices para organizar las intercomparaciones de instrumentos de la OMM III.5-8
Anexo 5.C	Informes de comparaciones internacionales realizadas bajo los auspicios de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación..... III.5-12

PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN

5.1 Generalidades

Una de las finalidades de la OMM, estipulada en el artículo 2 c) del Convenio de la OMM, consiste en “fomentar la normalización de las observaciones meteorológicas y conexas y asegurar la publicación uniforme de observaciones y estadísticas”. Con tal objeto, se ha desarrollado un conjunto de procedimientos normalizados y prácticas recomendadas, cuyos aspectos esenciales se explican en la presente *Guía*.

Sólo es posible obtener datos de observación válidos después de haber aplicado un completo programa de control de calidad (CC) a los instrumentos y a la red. La calibración y las pruebas son elementos inseparables de un programa CC. Otros elementos son: una definición clara de las necesidades, la selección de instrumentos basada expresamente en las necesidades, los criterios de emplazamiento, el mantenimiento, y la logística. Estos elementos deberán tenerse en cuenta al desarrollar planes de calibración y de prueba. A escala internacional, la inclusión de intercomparaciones en los programas CC es importante para poder crear conjuntos de datos compatibles.

Dada la importancia de la normalización a nivel supranacional, varias Asociaciones Regionales de la OMM han creado Centros Regionales de Instrumentos¹, con objeto de organizar y facilitar a las actividades de normalización y calibración. Sus mandatos y ubicaciones figuran en el Anexo 1.A del Capítulo 1 de la Parte I.

Existen patrones y directrices nacionales e internacionales para muy distintos aspectos de las pruebas y de la evaluación, que deberían utilizarse cuando sea apropiado. Algunos de ellos se mencionan en el presente Capítulo.

5.1.1 Definiciones

La Organización Internacional de Normalización ha creado definiciones de términos metrológicos (ISO, 1993). Muchas de ellas figuran en el Capítulo 1 de la Parte I, de las cuales será útil reproducir aquí algunas. Su utilización no es universal, y difieren en algunos aspectos de la terminología habitualmente utilizada en la práctica meteorológica. Sin embargo, las definiciones de la ISO están recomendadas para su uso en meteorología. El documento de la ISO ha sido elaborado conjuntamente con la Oficina Internacional de Pesos y Medidas, la Organización Internacional de Metrología Jurídica, la Comisión Electrotécnica Internacional y otros órganos internacionales similares.

La terminología de la ISO difiere de los usos habituales, particularmente en los siguientes aspectos:

La *exactitud* (de una medición) es el grado de aproximación del resultado de una medición a su valor verdadero, y es un término cualitativo. La *exactitud* de un instrumento es la capacidad del instrumento para dar una respuesta muy próxima al valor verdadero, y es también un término cualitativo. Aunque puede hablarse de la mayor o menor exactitud de un instrumento o de una medición, la medida cuantitativa de la exactitud es la *incertidumbre*.

La *incertidumbre* se expresa como una medida de la dispersión, por ejemplo en forma de desviación típica o de nivel de confianza.

El *error* de una medición es el resultado de ésta menos el valor verdadero (la *desviación* es de signo contrario), y está compuesto de un error *aleatorio* y un error *sistemático*.

La *repetibilidad* se expresa también en términos estadísticos, y se define como el grado de concordancia entre mediciones efectuadas en condiciones constantes (definidas).

La *reproducibilidad* es el grado de concordancia en diferentes condiciones definidas.

La ISO no define el concepto de *precisión*, y desaconseja utilizar este término.

5.1.2 Programas de prueba y de calibración

Antes de hacer uso de mediciones atmosféricas efectuadas con determinado sensor para fines meteorológicos, será necesario responder a varias preguntas:

- a) ¿Cuál es la exactitud de sensor o del sistema?
- b) ¿Cuál es la variabilidad de las mediciones en una red que contiene este tipo de sistemas o sensores?
- c) ¿Qué cambio, o error sistemático, se aprecia en los datos proporcionados por el sensor o sistema si se cambia su emplazamiento?
- d) ¿Qué cambio, o error sistemático, se apreciará en los datos si se sustituye el sensor o sistema por otro diferente que mida el mismo elemento o elementos meteorológicos?

Para responder a estas preguntas, y para asegurar la validez y adecuación de las mediciones efectuadas con un sensor o sistema meteorológico, se necesita utilizar en diversa medida la calibración, las pruebas de laboratorio y las pruebas funcionales.

Los programas de calibración y de prueba deberían desarrollarse y normalizarse basándose en la variabilidad climática esperada, en la interferencia medioambiental y en la interferencia electromagnética (IEM) a la que se prevé estarán sometidos los sistemas y sensores. Así, por ejemplo, podrán tenerse en cuenta factores tales como: el intervalo de temperaturas, de valores de humedad y de velocidades del viento previsible; el hecho de que el sensor o sistema tenga o no que funcionar en un

¹ Recomendación de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión, 1985.

medio marino, o en áreas en que el viento arrastra polvo o arena; la variación prevista de la tensión y de la fase eléctricas, y las corrientes transitorias en la señal y en la línea de alimentación eléctrica; y la IEM promedia y máxima prevista. Los Servicios Meteorológicos podrán contratar servicios de calibración y de prueba con laboratorios y empresas privadas, o crear organizaciones para la prestación de estos servicios.

Es extremadamente importante que en cada programa de pruebas éstas se apliquen a dos sensores o sistemas semejantes. Con ello, se podrá determinar la variabilidad prevista del sensor o del sistema, y se facilitará también la identificación de problemas.

5.2 Pruebas

5.2.1 Finalidad de las pruebas

Los sensores y sistemas se someten a prueba para desarrollar información sobre su funcionamiento en determinadas condiciones de uso. Lo normal es que los fabricantes prueben sus propios sensores y sistemas y, en algunos casos, publiquen especificaciones operativas en base a los resultados de sus pruebas. Sin embargo, es muy importante que el usuario desarrolle y realice su propio programa de pruebas, o que tenga acceso a una autoridad independiente en la materia.

Las pruebas pueden clasificarse en: pruebas ambientales, pruebas eléctricas/de IEM, y pruebas funcionales. Un programa de pruebas podrá constar de uno o más de estos elementos.

Por lo general, un programa de pruebas tiene por objeto asegurarse de que un sensor o sistema cumplirá las especificaciones relativas al nivel de funcionamiento, mantenimiento y tiempo medio entre fallas en todo tipo de condiciones previstas, tanto de funcionamiento como de almacenamiento o de transporte. Los programas de pruebas se realizan también para obtener información sobre la variabilidad que cabría esperar en una red de sensores similares, en cuanto a la reproducibilidad funcional y a la comparabilidad de las mediciones entre diferentes sensores o sistemas.

El conocimiento de la reproducibilidad funcional y de la comparabilidad es muy importante en climatología, ya que una sola base de datos de largo plazo suele contener información obtenida por sensores y sistemas que, a lo largo del tiempo, utilizan sensores y tecnologías diferentes para medir el mismo elemento meteorológico. De hecho, para las aplicaciones prácticas, una buena comparabilidad operativa entre instrumentos es una cualidad más valiosa que una calibración de precisión absoluta. Esta información se desarrolla en las pruebas funcionales.

Aunque un sensor o sistema se entregue acompañado de un informe de calibración, convendría realizar pruebas ambientales y, eventualmente, pruebas adicionales de calibración. Tal es el caso, por ejemplo, para cierto sistema moderno de medición de la temperatura, en el que la sonda suele ser un dispositivo térmico de resistencia (DTR). Lo habitual es que el fabricante

calibre varios DTR en un baño térmico y determine las especificaciones de funcionamiento con arreglo a los resultados de la calibración. Sin embargo, el sistema que produce el valor de temperatura se compone también de elementos eléctricos y electrónicos que pueden resultar afectados por la temperatura. Por ello, es importante que los componentes electrónicos y la sonda la funcionen, durante la calibración, como un solo sistema en toda la gama de temperaturas. Suele ser también conveniente sustituir la sonda por un resistor cuyo coeficiente de temperatura sea conocido, que produzca un valor de temperatura conocido y haga funcionar los componentes electrónicos en toda la gama de temperaturas deseada, para compensar adecuadamente la temperatura de los componentes electrónicos del sistema.

Los usuarios deberían aplicar también un programa para someter a prueba sensores y sistemas de producción elegidos al azar, incluso aunque se hayan probado los prototipos, ya que incluso cambios aparentemente secundarios del material, de la configuración o de los procesos de fabricación pueden afectar a las características de funcionamiento de los sensores y sistemas.

La Organización Internacional de Normalización cuenta con normas (ISO, 1989a, b) que especifican los planes y procedimientos de muestreo para la inspección de gran número de elementos de equipo.

5.2.2 Pruebas ambientales

5.2.2.1 DEFINICIONES

Las siguientes definiciones sirven para exponer las características de un sistema de instrumentos que debería someterse a pruebas de funcionamiento:

Condiciones operativas: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo desempeña sus funciones normales cumpliendo enteramente sus especificaciones de funcionamiento.

Condiciones de resistencia: condiciones, o conjunto de condiciones distintas de las operativas, a las que se prevé estará expuesto el instrumento. Puede ocurrir que la probabilidad de que se presenten, a lo largo de la vida útil del instrumento, sea muy baja. No se espera que el dispositivo desempeñe sus funciones normales cuando se dan estas condiciones. Sí se espera, sin embargo, que resista esas condiciones y recupere su comportamiento normal cuando retorne a las condiciones de funcionamiento normales.

Entorno exterior: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo funciona normalmente en un entorno natural exento de protección y no controlado.

Entorno interior: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo recibe alimentación de energía y funciona normalmente en el interior de un recinto de trabajo. Se tendrán presentes

tanto el entorno interior no controlado como el entorno interior controlado artificialmente.

Entorno de transporte: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo de la vida útil de un elemento de equipo en que éste es transportado. Se tendrán presentes los principales métodos de transporte (camión, ferrocarril, buque y aeronave) y todos los tipos de entorno posibles antes del transporte, durante éste, y durante la fase de descarga. El dispositivo suele estar protegido en su embalaje durante la exposición al entorno de transporte.

Entorno de almacenamiento: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un dispositivo se encuentra almacenado y no está en funcionamiento. Se tendrán presentes todos los tipos de almacenamiento, desde el efectuado al aire libre y sin protección hasta el almacenamiento confinado y protegido. El dispositivo suele estar alojado en su embalaje o contenedor durante la exposición al entorno de almacenamiento.

La Comisión Electrotécnica Internacional cuenta también con un conjunto de normas (CEI, 1990) para clasificar las condiciones ambientales, que es más completo que el anterior. Estas normas definen diversos ambientes meteorológicos, físicos y biológicos a los que podrán estar expuestos los productos que se transportan, almacenan, instalan y utilizan, y que son útiles para la especificación de los elementos de equipo y para las pruebas de planificación.

5.2.2.2 PROGRAMA DE PRUEBAS AMBIENTALES

Las pruebas ambientales de laboratorio producen resultados rápidos en muy diversas condiciones, y pueden acelerar ciertos efectos, como los producidos por un ambiente marino con una elevada carga de sal en la atmósfera. La ventaja de las pruebas ambientales frente a las pruebas sobre el terreno es que muchas de ellas pueden acelerarse en un laboratorio bien equipado, y que el equipo se puede probar para valores muy diversos de la variabilidad climática. Las pruebas ambientales son importantes; pueden ayudar a comprender posibles problemas, y dan confianza para seguir adelante con las pruebas en el exterior, aunque no pueden suplantarlas.

Un programa de pruebas ambientales suele estar concebido en torno a varios de estos elementos: alta temperatura, baja temperatura, choque térmico, ciclos de temperatura, humedad, viento, lluvia, lluvia engelante, polvo, luz solar (insolación), baja presión, vibración de transporte, y choque de transporte. El intervalo de valores, o límites de prueba, de cada prueba viene determinado por los entornos operativos, de resistencia, exterior, interior, de transporte y de almacenamiento que previsiblemente existirán.

El programa de pruebas ambientales debería reflejarse en un documento basado en las condiciones y situaciones ambientales extremas previsibles durante el funcionamiento. La finalidad de tal documento sería

establecer criterios normalizados para las pruebas ambientales, junto con los correspondientes procedimientos de prueba para la especificación, adquisición, diseño y prueba de los equipos.

Así, por ejemplo, Estados Unidos ha preparado criterios ambientales y procedimientos de prueba normalizados de su Servicio Meteorológico Nacional (NWS, 1984), basándose en un estudio prospectivo e informativo sobre los intervalos previsibles de valores meteorológicos operativos y extremos en el área de los Estados Unidos, y ha propuesto criterios para las pruebas (NWS, 1980). Dicho estudio consta de tres partes:

- a) Criterios de pruebas ambientales, en la que se exponen los criterios recomendados a este respecto, los límites de las pruebas para los ambientes exterior, interior, y de transporte/almacenamiento;
- b) Procedimientos de prueba, en la que se exponen los correspondientes procedimientos de prueba para la evaluación del equipo ateniéndose a los criterios de prueba ambiental;
- c) Fundamentación, en la que se ofrece información general sobre las distintas condiciones ambientales a las que podrían estar expuestos los equipos, así como sobre sus efectos potenciales en el equipo y las correspondientes razones en que se basan los criterios de prueba recomendados.

5.2.3 *Pruebas en medios eléctricos y bajo interferencia electromagnética (IEM)*

La creciente tendencia a la utilización de sensores que contienen componentes electrónicos, y al acopio y procesamiento automatizados de datos, requiere en muchos casos que se incorporen en un programa general las pruebas de funcionamiento en entornos de trabajo con componentes eléctricos y sometidos a IEM.

Debería prepararse un documento sobre el programa de pruebas eléctricas/de IEM. Dicho documento debería basarse en un estudio que cuantifique los niveles/tiempos de sobrecarga previsibles de las corrientes transitorias en la línea de alimentación eléctrica y de señal por efecto de fenómenos naturales, como las tormentas. Debería incluir también pruebas sobre las variaciones de energía previsibles, tanto en tensión eléctrica como en fase. Si se prevé que el equipo va a funcionar en un aeropuerto o en otro entorno con posibles interferencias por radiaciones electromagnéticas (REM), habría que cuantificar también éstas e incluirlas en la norma. Una de las finalidades del programa podría consistir también en que el equipo no genere REM. Debería prestarse especial atención al equipo que contenga un microprocesador y, por consiguiente, un reloj de cuarzo.

El documento tendría por objeto determinar criterios de pruebas normalizados sobre entornos eléctricos/IEM y los correspondientes procedimientos de prueba, y proporcionar directrices uniformes para determinar las especificaciones concernientes a susceptibilidad a

corrientes eléctricas/IEM, con miras a la adquisición y diseño de equipo.

5.2.4 Pruebas funcionales

Las pruebas de calibración y ambientales proporcionan un fundamento necesario, pero no suficiente, para definir las características operativas de un sensor o sistema, dado que las pruebas de calibración y de laboratorio no pueden definir completamente el rendimiento del sensor o del sistema en condiciones reales. No existe ninguna forma de simular los efectos sinérgicos de todos los cambiantes elementos meteorológicos a los que estará expuesto un instrumento en todos los medios de trabajo requeridos.

Las pruebas funcionales son simplemente pruebas realizadas en el exterior, en un medio natural en el que se prevé que los instrumentos funcionarán en condiciones meteorológicas y regímenes climáticos muy diversos y, en el caso de los instrumentos de superficie, en superficies del terreno con albedos muy variables. Las pruebas funcionales son necesarias para determinar la idoneidad de un sensor o sistema mientras éste está expuesto a amplias variaciones de viento, precipitación, temperatura, humedad, y radiación solar directa, difusa y reflejada. Las pruebas funcionales adquieren mayor importancia a medida que van entrando en funcionamiento sensores con nuevas tecnologías, como los que contienen elementos electroópticos, piezoeléctricos y capacitivos. Las lecturas de estos sensores pueden resultar afectadas por condiciones incidentales, tales como la presencia de insectos o de arañas y telas de araña, o la distribución de partículas por tamaños en la atmósfera, todo lo cual habrá que determinar mediante pruebas funcionales.

Para muchas aplicaciones, la comparabilidad deberá probarse en condiciones reales. Esto se realiza sometiendo a prueba, uno junto al otro, sensores o sistemas iguales y diferentes, tomando como referencia un patrón real. Estas ideas están expuestas en Hoehne (1971; 1972; 1977).

Las pruebas funcionales pueden ser planificadas y realizadas por laboratorios privados, o por una organización interna del Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Tanto para la adquisición como para la utilización del equipo, debe tenerse en cuenta el nivel de conocimientos y aptitudes de los observadores y técnicos que serán los usuarios del sistema. Estas personas deberían probar el equipo, como parte del programa de pruebas. Quienes instalen, utilicen, mantengan y reparen el equipo deberían evaluar las partes del sensor o sistema que utilizarán en su trabajo, y en particular la idoneidad de las instrucciones y manuales. Al preparar las especificaciones de compra debería tenerse presente también su nivel de aptitud.

5.3 Calibración

5.3.1 Fines de la calibración

La calibración de sensores o de sistemas es la primera etapa para definir la validez de los datos. Por lo general, conlleva la comparación con respecto a un patrón conocido,

para determinar en qué medida la señal de salida del instrumento coincide con el patrón en las diversas condiciones de funcionamiento previsible. La realización de una calibración de laboratorio supone implícitamente que las características del instrumento son suficientemente estables para mantener la calibración sobre el terreno. Un historial de las calibraciones sucesivamente realizadas puede infundir confianza en la estabilidad del instrumento.

Específicamente, la calibración es el conjunto de operaciones que establecen, en determinadas condiciones, la relación existente entre los valores indicados por un instrumento de medición o sistema de medición y los correspondientes valores conocidos de una cantidad sujeta a medición. La calibración debería definir los errores sistemáticos o la desviación media de un sensor o sistema con respecto al patrón utilizado, así como sus errores aleatorios, el intervalo de valores en los que la calibración es válida, y la existencia de umbrales o de regiones de respuesta no lineal. Asimismo, debería definir la resolución y la histéresis. La histéresis debería determinarse haciendo que el sensor recorra cíclicamente todo su intervalo de funcionamiento durante la calibración. El resultado de una calibración se expresa en ocasiones como un factor de calibración o una serie de factores de calibración, en forma de tabla o curva de calibraciones. Los resultados de una calibración pueden anotarse en un documento, denominado certificado de calibración o informe de calibración.

El certificado o informe de calibración podría definir un error sistemático eliminable posteriormente mediante un ajuste mecánico, eléctrico o informático. El error aleatorio restante no es repetible y no se puede eliminar, aunque se puede definir estadísticamente mediante un número suficiente de repeticiones de la medición durante la calibración.

5.3.2 Patrones

La calibración de instrumentos o de sistemas de medición suele efectuarse comparando éstos con uno o más patrones de medición. Estos patrones se clasifican con arreglo a su calidad metrológica. Sus definiciones (ISO, 1993) figuran en el Capítulo 1 de la Parte I, y pueden resumirse como sigue:

Patrón primario: patrón de la más alta calidad meteorológica, cuyo valor se acepta sin utilizar otros patrones como referencia.

Patrón secundario: patrón cuyo valor es asignado tomando como referencia un patrón primario.

Patrón internacional: patrón reconocido en virtud de un acuerdo internacional, que sirve como referencia para asignar valores a otros patrones relativos a la misma magnitud.

Patrón nacional: patrón reconocido a nivel nacional, que sirve de referencia para asignar valores a otros patrones.

Patrón de referencia: patrón, generalmente de la más alta calidad meteorológica disponible en determinado

emplazamiento u organización, que se toma como referencia para las mediciones en ese lugar.

Patrón de trabajo: patrón utilizado ordinariamente para calibrar o comprobar instrumentos de medición.

Patrón de transferencia: patrón utilizado como referencia intermedia para comparar otros patrones.

Patrón itinerante: patrón, en ocasiones concebido especialmente, para el transporte entre ubicaciones diferentes.

Los patrones primarios están adscritos a instituciones internacionales o nacionales de primer orden. Los patrones secundarios están frecuentemente adscritos a laboratorios de calibración importantes, y no suelen ser adecuados para trabajar sobre el terreno. Los patrones de trabajo suelen ser instrumentos de laboratorio calibrados a partir de un patrón secundario. Los patrones de trabajo que pueden utilizarse sobre el terreno son conocidos como patrones de transferencia. Los patrones de transferencia pueden utilizarse también para comparar instrumentos en un laboratorio o sobre el terreno.

5.3.3 Trazabilidad

El concepto de trazabilidad (traceability) se define en ISO (1993) como sigue:

Propiedad del resultado de una medición o del valor de un patrón, en virtud de la cual es posible relacionar éste con determinadas referencias (por lo general, patrones nacionales o internacionales), mediante una cadena ininterrumpida de comparaciones cuyos márgenes de incertidumbre son conocidos.

En meteorología, es habitual que las mediciones de presión sean referibles, mediante patrones itinerantes, patrones de trabajo y patrones secundarios, patrones nacionales o primarios, con lo cual las incertidumbres acumuladas son conocidas (excepto cuando se trabaja sobre el terreno, en cuyo caso se determinarán mediante pruebas *in situ*). Tal es el caso también para las mediciones de temperatura.

Este mismo principio deberá aplicarse a la medición de cualquier cantidad que se necesite medir con una incertidumbre conocida.

5.3.4 Prácticas de calibración

La calibración de instrumentos meteorológicos suele realizarse en un laboratorio que cuente con patrones de medición y dispositivos de calibración apropiados. Puede ser un laboratorio nacional, privado o perteneciente a un Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Un laboratorio de calibración se encarga de mantener las necesarias calidades de sus patrones de medición, y de llevar un registro de su trazabilidad. Este tipo de laboratorios puede expedir también certificados de calibración, que podrían asimismo contener una estimación de la exactitud de la calibración. A fin de garantizar la trazabilidad, el laboratorio de calibración debería estar autorizado y reconocido por las autoridades nacionales apropiadas.

Los fabricantes de instrumentos meteorológicos suelen entregar sus productos de calidad (por ejemplo,

barómetros o termómetros normalizados) con certificados de calibración o informes de calibración. Estos documentos pueden estar, aunque no necesariamente, incluidos en el precio básico del instrumento, pero son opciones posibles. Los certificados de calibración entregados por un laboratorio de calibración autorizado pueden ser más costosos que los certificados de fábrica. Como se ha señalado en la sección anterior, deberían realizarse pruebas ambientales y funcionales y, posiblemente, pruebas de calibración adicionales.

Los usuarios también pueden adquirir dispositivos de calibración o patrones de medición para su propio laboratorio. Un buen dispositivo de calibración debería ir siempre acompañado de un patrón de medición apropiado, por ejemplo una cámara de calibración de temperatura en baño líquido con un conjunto de termómetros de líquido en cápsula de vidrio, y/o de termómetros de resistencia certificados. En el ejemplo anterior deberían tenerse en cuenta también otras consideraciones, como la utilización de silicona fluida, que no es conductora. Así, si se instala un dispositivo de medición de temperatura en un circuito electrónico, podrá sumergirse entero en el baño de circuito, a fin de probar el dispositivo en su configuración de trabajo. No sólo el equipo y los patrones de calibración deberán ser de alta calidad, sino que los ingenieros y técnicos de un laboratorio de calibración deberán estar adecuadamente capacitados en metrología básica y en la utilización de los dispositivos de calibración y patrones de medición disponibles.

Una vez que los instrumentos hayan pasado satisfactoriamente la calibración y las pruebas y hayan sido aceptados por el usuario, debería instituirse un programa de calibraciones y comprobaciones de calibración periódicas. Algunos instrumentos, como los barómetros de mercurio, pueden romperse fácilmente al ser transportados al lugar de trabajo. En estaciones distantes, estos instrumentos deberían mantenerse inmóviles siempre que fuera posible, y deberían calibrarse con referencia a patrones itinerantes más resistentes que pudieran ser desplazados de una estación a otra por los inspectores. Los patrones itinerantes deberán compararse frecuentemente con un patrón de trabajo o de referencia en el laboratorio de calibración y, preferiblemente, antes y después de cada visita de inspección.

Los procedimientos de calibración en laboratorio de, por ejemplo, barómetros, termómetros, higrómetros, anemómetros e instrumentos de radiación se explican más detalladamente en los capítulos correspondientes de esta *Guía* o en manuales especializados. Estas publicaciones contienen también información sobre instrumentos normalizados y dispositivos de calibración internacionales reconocidos. Los procedimientos de calibración para las estaciones meteorológicas automáticas requieren una atención especial, como se señala en el Capítulo 1 de la Parte II.

En OMM (1989) se analizan en detalle los procedimientos de calibración utilizados por diversos Servicios

Meteorológicos para la calibración de instrumentos utilizados para medir temperatura, humedad, presión y viento.

5.4 Intercomparaciones

La intercomparación de instrumentos y sistemas de observación, así como los procedimientos de control de calidad acordados, son esenciales para la creación de conjuntos de datos compatibles. Todas las intercomparaciones deberían planificarse y realizarse cuidadosamente, a fin de mantener un nivel de calidad adecuado y uniforme en las mediciones de cada variable meteorológica. Muchas cantidades meteorológicas no pueden compararse directamente con patrones metrológicos y, por consiguiente, con referencias absolutas (por ejemplo, visibilidad, altura de la base de las nubes, y precipitación). Para estas magnitudes, las intercomparaciones son fundamentales.

Las comparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden organizarse y llevarse a efecto a los niveles siguientes:

- a) comparaciones internacionales, a las que pueden asistir participantes de todos los países interesados, en respuesta a una invitación general;
- b) intercomparaciones regionales, a las que pueden asistir participantes de los países de una región determinada (por ejemplo, las Regiones de la OMM), en respuesta a una invitación general;
- c) intercomparaciones multilaterales y bilaterales, a las que pueden asistir participantes de dos o más países por mutuo acuerdo, sin que medie una invitación general;
- d) intercomparaciones nacionales, en el ámbito de un país.

Dada la importancia de la comparabilidad internacional de las mediciones, la OMM organiza esporádicamente, mediante uno de sus órganos constituyentes, comparaciones internacionales y regionales de instrumentos. Dichas intercomparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden ser muy laboriosas y costosas. Por ello, ha sido necesario establecer reglas que permitan conseguir una coordinación efectiva. Dichas reglas figuran en los Anexos 5.A y 5.B². Contienen directrices generales, por lo que, cuando sea necesario, deberán añadirse otras reglas específicas para cada intercomparación.

En otros capítulos de esta *Guía* se mencionan informes de determinadas comparaciones internacionales de

la OMM (véanse, por ejemplo, los Capítulos 3, 4, 8, 9, 12 y 15 de la Parte I). El Anexo 5.C contiene una lista de las comparaciones internacionales que han recibido apoyo de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, y que han sido publicadas en la serie de documentos técnicos del OMM.

Los informes de las comparaciones, sean cuales sean éstas, deberían darse a conocer y ponerse a disposición de la comunidad meteorológica en su conjunto.

Referencias

- Comisión Electrotécnica Internacional, 1990: *Classification of Environmental Conditions*. IEC 721.
- Organización Internacional de Normalización, 1989a: *Sampling Procedures for Inspection by Attributes*. ISO 2859-1.
- Organización Internacional de Normalización, 1989b: *Sampling Procedures and Charts for Inspection by Variables for Percent Nonconforming*, ISO 3951.
- Organización Internacional de Normalización, 1993: *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology*. ISBN 92-67-01075-1.
- Hoehne, W.E., 1971: *Standardized Functional Tests*. NOAA Technical Memorandum, NWS T&EL-12, Sterling, Virginia, Department of Commerce.
- Hoehne, W.E., 1972: *Standardized Functional Tests*. Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, American Meteorological Society, págs. 161-165.
- Hoehne, W.E., 1977: *Progress and Results of Functional Testing*. NOAA Technical Memorandum NWS T&EL-15, Sterling, Virginia, Department of Commerce.
- National Weather Service, 1980: *Natural Environmental Testing Criteria and Recommended Test Methodologies for a Proposed Standard for National Weather Service Equipment*. Sterling, Virginia, Department of Commerce.
- National Weather Service, 1984: *NWS Standard Environmental Criteria and Test Procedures*. Sterling, Virginia, Department of Commerce.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements* (edición a cargo de C. Frohlich y J. London). Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, Publicación N° 7, WMO/TD-No. 149, Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Analysis of Instrument Calibration Methods Used by Members* (H. Doering). Instruments and Observing Methods Report No. 37, WMO/TD-No. 310, Ginebra.

² Recomendaciones adoptadas en la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, Ginebra, 1994.

ANEXO 5.A

PROCEDIMIENTOS PARA LAS INTERCOMPARACIONES MUNDIALES Y REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM

1. El órgano constituyente competente de la OMM acordará una intercomparación de instrumentos y métodos de observación de la Organización, a fin de que sea reconocida como intercomparación de la OMM.
2. El Consejo Ejecutivo considerará la aprobación de la intercomparación, y su inclusión en el Programa y Presupuesto de la OMM.
3. Si fuera urgente realizar determinada intercomparación no prevista en la reunión de un órgano constituyente, el presidente del órgano correspondiente podrá presentar una propuesta al respecto al Presidente de la OMM para que la apruebe.
4. Oportunamente, antes de cada intercomparación, el Secretario General, en cooperación con el presidente de la CIMO y, posiblemente, con los presidentes de otras comisiones técnicas, Asociaciones Regionales o jefes de programa interesados, debería tratar de averiguar la disponibilidad de uno o más Miembros para actuar como país anfitrión, así como el interés de los Miembros por participar en la intercomparación.
5. Si al menos un Miembro conviniera en ejercer de país anfitrión, y un número razonable de Miembros hubieran expresado su interés por participar, el presidente de la CIMO, en consulta con los directores de los órganos constituyentes interesados, debería constituir, si fuera procedente, un Comité Organizador (CO) internacional.
6. Antes del comienzo de la intercomparación, el CO debería llegar a un acuerdo sobre la manera de organizarla, al menos con respecto a los principales objetivos, el lugar, la fecha y la duración de la intercomparación, las condiciones para participar, la metodología a seguir para el acopio, procesamiento y análisis de datos, los planes respecto de la publicación de resultados, las reglas de intercomparación, y las responsabilidades del anfitrión o anfitriones y de los participantes.
7. El anfitrión debería nombrar a un jefe de proyecto (JP), que supervisaría la adecuada realización de la intercomparación y se responsabilizaría del análisis de los datos y de la preparación de un informe final, conforme acuerde el CO. El JP será un miembro *ex officio* del CO.
8. Si el CO decidiera realizar la intercomparación en países anfitriones diferentes, cada uno de esos países debería nombrar a un jefe de emplazamiento (JE). El CO especificará las responsabilidades del JE y la gestión del proyecto en su conjunto.
9. Se invita al Secretario General a anunciar a los Miembros la intercomparación prevista, lo antes posible tras la creación del CO. Junto con la invitación, debería informarse sobre la organización y reglas a que se someterá la intercomparación, conforme acuerde el CO. Los Miembros participantes deberían atenerse a estas reglas.
10. Toda comunicación ulterior entre el anfitrión o anfitriones y los participantes sobre cuestiones de organización estará a cargo del JP y, en última instancia, del JE, a menos que el CO disponga otra cosa.
11. En caso necesario, podrán organizarse reuniones del CO durante el período de intercomparación.
12. Una vez concluida la intercomparación, el CO examinará y aprobará los principales resultados del análisis de datos de la intercomparación, y formulará propuestas con miras a la utilización de los resultados en la comunidad meteorológica.
13. El informe final de la intercomparación, preparado por el JP y aprobado por el CO, debería publicarse en la serie de Informes de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación.

ANEXO 5.B

DIRECTRICES PARA ORGANIZAR LAS INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM**1. Introducción**

1.1 Estas directrices son complementarias de los procedimientos seguidos en las intercomparaciones mundiales y regionales de instrumentos meteorológicos de la OMM. Están basadas en el supuesto de que se habrá creado un Comité Organizador (CO) internacional al que servirán de orientación para efectuar la intercomparación.

1.2 Sin embargo, dado que todas las intercomparaciones difieren en cierta medida entre sí, estas directrices deberían considerarse como una lista de comprobación general de las tareas. Debería modificarse conforme lo aconsejen las circunstancias, teniendo presente que la corrección y la validez científica deberían ser criterios a seguir en la realización de las intercomparaciones y evaluaciones de la OMM.

1.3 Los informes finales de otras intercomparaciones de la OMM y los informes de las reuniones de los CO podrán servir de ejemplo para la realización de las intercomparaciones. Estos informes pueden obtenerse en el Departamento de la Vigilancia Meteorológica Mundial de la Secretaría de la OMM.

2. Objetivos de la intercomparación

El CO debería examinar los logros que se espera conseguir de la intercomparación, y señalar los problemas concretos que pudieran surgir. Debería preparar una declaración clara y detallada de los objetivos principales de la intercomparación, y convenir los criterios que se utilizarán en la evaluación de los resultados. El CO debería investigar también la mejor manera de garantizar el éxito de la intercomparación, valiéndose de la experiencia acumulada en anteriores intercomparaciones, según los casos.

3. Lugar, fecha y duración

3.1 La Secretaría debería pedir al país anfitrión que proporcione al CO una descripción del lugar e instalaciones propuestas para la intercomparación (ubicación(es), condiciones ambientales y climatológicas, principales características topográficas, etc.). Asimismo, debería nombrar a un jefe de proyecto (JP)³.

3.2 El CO debería examinar la idoneidad del emplazamiento e instalaciones propuestos, proponer los cambios necesarios, y llegar a un acuerdo sobre el emplazamiento e instalaciones que se vayan a utilizar. Seguidamente, el JP debería preparar una descripción completa del emplazamiento y del entorno. El CO, en consulta con el JP, debería decidir la fecha de comienzo y la duración de la intercomparación.

3.3 El JP debería proponer una fecha a partir de la cual tanto el emplazamiento como sus instalaciones estarían disponibles para instalar el equipo y conectarlo al sistema de acopio de datos. Debería reservarse un período de tiempo para verificar y probar el equipo y para que los empleados se familiaricen con los procedimientos de trabajo y de rutina.

4. Participación en la intercomparación

4.1 El CO debería examinar los aspectos técnicos y operativos, las características y preferencias deseables, las restricciones, prioridades y descripciones de diferentes tipos de instrumentos para la intercomparación.

4.2 Normalmente, sólo deberían admitirse instrumentos que estén siendo utilizados, o cuya utilización prevean los Miembros en un futuro próximo. Incumbe a los Miembros participantes la responsabilidad de calibrar sus instrumentos antes de enviarlos, tomando como referencia patrones reconocidos, y de proporcionar los certificados de calibración apropiados. Podrá pedirse a los participantes que proporcionen dos instrumentos idénticos de cada tipo, a fin de poder tener más confianza en los datos. Sin embargo, ello no debería condicionar la participación.

4.3 El CO debería redactar un cuestionario detallado para obtener la información necesaria sobre cada instrumento propuesto para la intercomparación. El JP aportará más detalles y completará el cuestionario lo antes posible. Se pedirá a los participantes que especifiquen muy claramente en su respuesta las conexiones de su equipo y las características de sus programas, y que proporcionen documentación adecuada (en la Secretaría de la OMM se puede obtener una lista de comprobación para la preparación del cuestionario).

4.4 Seguidamente, el presidente del CO debería solicitar:

- a) al Secretario General, que invite oficialmente a los Miembros (que hayan expresado su interés) a participar en la intercomparación. En la invitación se incluirá toda la información necesaria, preparada por el CO y por el JP, sobre las reglas a que se ajustará la intercomparación;
- b) al JP, que se encargue de todos los contactos ulteriores con los participantes.

5. Acopio de datos**5.1 Instalación del equipo**

5.1.1 El CO debería evaluar la configuración que proponga el JP para la instalación de los instrumentos, y dar su conformidad a efectos de la intercomparación. Debería prestarse especial atención a una ubicación y exposición correctas y adecuadas de los instrumentos,

³ Cuando haya más de un emplazamiento, se designarán los Jefes de emplazamiento (JE) necesarios. Algunas tareas del JP indicadas en este anexo se delegarán en los JE.

teniendo en cuenta los criterios y normas de la OMM y de otras organizaciones internacionales. Los criterios de ubicación y exposición que se adopten deberán estar documentados.

5.1.2 El JP, en nombre del CO, debería examinar y aprobar, en su caso, las peticiones específicas de los participantes con respecto a la instalación de los equipos.

5.2 *Patrones y referencias*

El país anfitrión debería hacer todo lo posible por incluir al menos un instrumento de referencia en la intercomparación. La calibración de este instrumento debería guardar relación con patrones nacionales o internacionales. El CO debería aportar una descripción y especificación de un patrón. Si no existiera ningún patrón o referencia reconocidos para la variable o variables que se desea medir, el CO acordará un método para determinar una referencia que sirva para la intercomparación.

5.3 *Observaciones y mediciones conexas*

El CO debería acordar una lista de variables meteorológicas y ambientales para medir u observar en el lugar de la intercomparación durante todo el período que dure ésta. Debería preparar un programa de medición de dichas variables, y solicitar al país anfitrión que lleve a la práctica dicho programa. Los resultados del programa deberían registrarse en un formato adecuado para el análisis de la intercomparación.

5.4 *Sistema de acopio de datos*

5.4.1 Normalmente, el país anfitrión debería proporcionar el sistema de acopio de datos necesario que pueda registrar las señales requeridas, tanto analógicas como de impulsos o digitales (en serie o en paralelo) de todos los instrumentos participantes. El país anfitrión debería proporcionar al CO una descripción y un diagrama de conjunto de toda la cadena de medición. El CO, en consulta con el JP, debería decidir si en la intercomparación se aceptarían registros gráficos analógicos y lecturas visuales con fines de análisis, o únicamente como comprobación del funcionamiento.

5.4.2 Antes de empezar la comparación y de realizar mediciones, deberían probarse adecuadamente las computadoras y programas del sistema de acopio de datos, a fin de evitar lagunas en el registro de datos durante la intercomparación.

5.5 *Metodología para el acopio de datos*

El CO debería acordar procedimientos apropiados para el acopio de datos, especificando la frecuencia de las mediciones, el muestreo, promediación, reducción y formato de los datos, el control de calidad en tiempo real, etc. Cuando los participantes tengan que preparar informes con datos durante el período de intercomparación, o cuando los datos estén disponibles en forma de registros gráficos o de observaciones visuales, el CO debería determinar mediante un acuerdo las responsabilidades en cuanto a la comprobación de

esos datos, el plazo de tiempo en el que habría que someterlos al JP, y los formatos y medios físicos que permitirían almacenar dichos datos en la base de datos del anfitrión. Cuando sea posible, deberían realizarse comparaciones directas basadas en el instrumento de referencia.

5.6 *Calendario de intercomparación*

El CO debería acordar un calendario esquemático para la intercomparación, que incluyera tareas normales y específicas, y exponerlo en forma gráfica. El JP y su personal se encargarán de elaborar los detalles.

6. *Procesamiento y análisis de los datos*

6.1 *Disponibilidad de bases de datos y de datos*

6.1.1 Todos los datos esenciales de la intercomparación, incluidos los datos meteorológicos y ambientales pertinentes, deberían almacenarse en una base de datos para su posterior análisis bajo la supervisión del JP. El CO, en colaboración con el JP, debería proponer un formato común para todos los datos, incluidos los notificados por los participantes durante la intercomparación. El CO debería acordar comprobaciones de la vigilancia en tiempo casi real y del control de calidad, para asegurar la validez de la base de datos.

6.1.2 Una vez concluida la intercomparación, el país anfitrión debería, si así se le solicita, proporcionar a cada Miembro participante un conjunto de datos obtenidos del instrumento o instrumentos por él presentados. Dicho conjunto debería contener también datos meteorológicos, ambientales y de referencia sobre el particular.

6.2 *Análisis de los datos*

6.2.1 El CO debería proponer un marco adecuado para el análisis y procesamiento de los datos, y para la presentación de los resultados. Debería llegar a un acuerdo sobre los algoritmos de conversión, calibración y corrección de los datos, y preparar una lista de términos, definiciones, abreviaturas y relaciones (cuando éstas difieran con respecto a una práctica comúnmente aceptada y documentada). Debería elaborar y preparar una descripción completa de los métodos estadísticos que se utilizarán en consonancia con los objetivos de la intercomparación.

6.2.2 En aquellos casos en que sea inapropiada una comparación directa, sincronizada en el tiempo e individualizada (por ejemplo, cuando los instrumentos están separados espacialmente durante la prueba), debería contemplarse la posibilidad de emplear métodos de análisis basados en distribuciones estadísticas. Cuando no exista un instrumento de referencia (por ejemplo, para la base de las nubes, o el AOM, etc.), los instrumentos se compararán con una referencia relativa escogida entre los instrumentos que se someten a prueba, en base al valor de la mediana o al valor modal, poniendo cuidado en excluir los valores no representativos del subconjunto de datos seleccionado.

6.2.3 Cuando se efectúe una intercomparación algún tiempo después de la primera, o en una fase subsiguiente de una intercomparación en curso, los métodos de análisis y la presentación deberían incluir los utilizados en el estudio original. Ello no debería excluir la incorporación de nuevos métodos.

6.2.4 Normalmente, el JP debería ser responsable del procesamiento y análisis de los datos. Además, debería verificar lo antes posible la idoneidad de los procedimientos de análisis seleccionados y, en la medida necesaria, preparar informes provisionales para que los miembros del CO expongan sus comentarios al respecto. Basándose en estos exámenes, se estudiará la posibilidad de introducir los cambios necesarios.

6.2.5 Una vez concluida la intercomparación, el CO debería examinar los resultados y análisis preparados por el JP. Debería dedicar especial atención a las recomendaciones sobre la utilización de los resultados de la intercomparación, y al contenido del informe final.

7. Informe final de la intercomparación

7.1 El CO debería redactar un esquema general del informe final, y pedir al JP que prepare un informe provisional basado en aquél.

7.2 El informe final de la intercomparación debería contener, para cada instrumento, un resumen de las características de funcionamiento y de los factores operativos esenciales. Los resultados del análisis estadístico deberían exponerse en forma de cuadros y gráficos, según convenga. Debería considerarse la posibilidad de representar gráficamente las series temporales para determinados períodos que contengan sucesos especialmente relevantes. Debería invitarse al país anfitrión a preparar un capítulo descriptivo de la base de datos y de las instalaciones utilizadas para el procesamiento, análisis y almacenamiento de los datos.

7.3 El CO debería acordar los procedimientos que se seguirán para aprobar el informe final; por ejemplo:

- a) el proyecto de informe final será preparado por el JP y presentado a todos los miembros del CO y, si procede, también a los Miembros participantes;
- b) los comentarios y enmiendas deberían enviarse de nuevo al JP en un plazo de tiempo especificado, remitiendo también una copia al presidente del CO;
- c) si las modificaciones propuestas fueran únicamente secundarias, el informe podría ser completado por el JP y enviado a la Secretaría de la OMM para que lo publique;
- d) si hubiera modificaciones o problemas importantes que no fuera posible resolver por correspondencia, debería estudiarse la posibilidad de convocar una reunión adicional del CO (debería informarse inmediatamente de esta situación al presidente de la CIMO).

7.4 El CO podrá acordar que los resultados finales sean presentados sólo por el JP y por su personal en las conferencias técnicas.

8. Responsabilidades

8.1 Responsabilidades de los participantes

8.1.1 Los participantes serán plenamente responsables del transporte de todo el equipo presentado, de todos los trámites de importación y exportación y de todos los costos que de éstos se deriven. Para estar seguros de que no haya retrasos atribuibles a este proceso, se seguirán procedimientos de importación/exportación apropiados.

8.1.2 Por lo general, los participantes instalarán y desinstalarán los equipos bajo la supervisión del JP, a menos que el país anfitrión acuerde encargarse de ello.

8.1.3 Cada participante proporcionará todos los accesorios necesarios, así como las herramientas de montaje, los cables y conectores de señal y de suministro eléctrico (compatibles con los patrones del país anfitrión), las piezas de recambio, y los consumibles para su equipo. Los participantes que necesiten un suministro de energía eléctrica especial o no normalizado deberán llevar consigo su propio transformador o adaptador. Los participantes facilitarán todas las instrucciones y manuales detallados necesarios para la instalación, utilización, calibración y mantenimiento de rutina.

8.2 Apoyo del país anfitrión

8.2.1 El país anfitrión proporcionará, si se le solicita, la información necesaria a los Miembros participantes sobre los procedimientos temporales y permanentes (en el caso de los consumibles) de importación y exportación. Debería ayudar a desembalar e instalar el equipo de los participantes, y proporcionar habitaciones o armarios para albergar el equipo que necesite mantenerse a resguardo de la intemperie, así como para el almacenamiento de piezas de recambio, manuales, consumibles, etc.

8.2.2 El país anfitrión debería proporcionar una cantidad razonable de equipo o estructuras de carácter auxiliar, como torres, resguardos, soportes o cimientos.

8.2.3 Deberá proporcionarse la energía eléctrica necesaria para todos los instrumentos. Debería informarse a los participantes de la tensión y frecuencia de la red eléctrica y de su estabilidad. La conexión de los instrumentos al sistema de acopio de datos y al suministro de energía se realizará en colaboración con los participantes. El JP debería acordar con cada participante si será éste o el país anfitrión el que aporte los cables de la longitud necesaria (más los conectores apropiados) para el suministro de electricidad y de señales.

8.2.4 El país anfitrión debería encargarse de la obtención de toda autorización legal relativa a las mediciones que se realicen en la atmósfera, por ejemplo la utilización de frecuencias, la transmisión de radiaciones láser, el cumplimiento de la legislación civil y aeronáutica, etc. A petición del JP, cada participante deberá presentar los documentos necesarios.

8.2.5 El país anfitrión podrá proporcionar información sobre el alojamiento, los viajes, los transportes locales, el apoyo logístico diario, etc.

8.3 *Servicios del país anfitrión*

8.3.1 El país anfitrión prestará servicios regulares sólo para las intercomparaciones de larga duración en las que la ausencia de los participantes o de sus representantes pueda estar justificada.

8.3.2 Cuando sea responsable de los servicios operativos, el país anfitrión debería:

- a) proporcionar servicios operativos normales para cada instrumento, por ejemplo limpieza, cambio de gráficos o ajustes de rutina, conforme se especifique en las instrucciones de trabajo de los participantes;
- b) comprobar cada instrumento todos los días de la intercomparación, e informar inmediatamente a la persona de contacto designada en representación del participante de las averías que no sea posible corregir mediante el mantenimiento de rutina;
- c) hacer todo lo posible por efectuar comprobaciones regulares de la calibración, conforme a las instrucciones específicas del participante.

8.3.3 El JP debería anotar sistemáticamente los valores de funcionamiento ordinarios de todo el equipo que participe en la intercomparación. En particular, debería tomar nota de todos los elementos presentes en el emplazamiento que pudieran influir en la intercomparación, así como de todos los sucesos relacionados con

el equipo participante y con el equipo y las instalaciones proporcionados por el país anfitrión.

9. **Reglas aplicables durante la intercomparación**

9.1 El JP ejercerá el control general de la intercomparación en nombre del CO.

9.2 No se permitirá introducir cambios en las computadoras ni en sus programas sin el consentimiento del JP.

9.3 Las reparaciones menores como, por ejemplo, la sustitución de fusibles, estarán permitidas previo consentimiento del JP.

9.4 Cuando se requiera un conocimiento especializado o un equipo específico, se permitirá a los participantes efectuar comprobaciones de la calibración y operaciones de mantenimiento del equipo, con arreglo a los procedimientos previamente definidos.

9.5 Todos los problemas que surjan en relación con el equipo de los participantes se expondrán al JP.

9.6 El JP podrá escoger un período durante la intercomparación, en el cual el equipo se utilizará dejando intervalos de tiempo más amplios entre los mantenimientos normales de rutina, a fin de evaluar la susceptibilidad del equipo a las condiciones ambientales. Estos mismos intervalos se aplicarán a todo el equipo.

ANEXO 5.C

**INFORMES DE COMPARACIONES INTERNACIONALES REALIZADAS BAJO LOS
AUSPICIOS DE LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN**

*Instrumentos y Métodos de Observación — Informe
Nº*

PRESIÓN

- 46 *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (de Bilt, Países Bajos, 1989), J. P. van der Meulen, WMO/TD-No. 474.

HUMEDAD

- 34 *WMO Assmann Aspiration Psychrometer Intercomparison* (Potsdam, Alemania, 1987), D. Sonntag, WMO/TD-No. 289.
- 38 *WMO International Hygrometer Intercomparison* (Oslo, Noruega, 1989), J. Skaar, K. Hegg, T. Moe y K. S. Smedstud, WMO/TD-No. 316.

VIENTO

WMO Wind Instrument Intercomparison (Mont Aigoual, Francia, 1993) (en preparación).

PRECIPITACIÓN

- 17 *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (1984), B. Sevruk y W. R. Hamon, WMO/TD-No. 38.
- 57 *WMO solid precipitation measurement intercomparison* (Goodison y otros) en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)* (1994), WMO/TD-No. 588, págs. 15-19.

RADIACIÓN

La OMM distribuye también los informes de las intercomparaciones internacionales de pirheliómetros de la OMM que se efectúan cada cinco años en el Centro Mundial de Radiaciones de Davos, Suiza.

- 16 *Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (Budapest, Hungría, 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146.
- 43 *First WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA II and RA V* (Tokio, Japón, 1989), Y. Sano, WMO/TD-No. 308.
- 44 *First WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA IV* (Ensenada, México, 1989), I. Galindo, WMO/TD-No. 345.

*Instrumentos y Métodos de Observación — Informe
Nº*

- 53 *Segunda Comparación de la OMM de Pirheliómetros Patrones Nacionales AR III* (Buenos Aires, Argentina, 1991), M. Ginzburg, WMO/TD-No. 572.

DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

- 16 *Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (Budapest, Hungría, 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146.

VISIBILIDAD

- 41 *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements* (Reino Unido, 1988), D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldrige y W. R. Sparks, WMO/TD-No. 401.

RADIOSONDAS

- 28 *WMO International Radiosonde Comparison, Phase I* (Beaufort Park, Reino Unido, 1984), A. H. Hooper, WMO/TD-No. 174.
- 29 *WMO International Radiosonde Comparison, Phase II* (Wallops Island, Estados Unidos, 1985), F. J. Schmidlin, WMO/TD-No. 312.
- 30 *WMO International Radiosonde Comparison* (Reino Unido, 1984/USA, 1985), J. Nash y F. Schmidlin, WMO/TD-No. 195.
- 40 *WMO International Radiosonde Comparison, Phase III* (Dzhambul, Federación de Rusia, 1989), A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash y N. Zaitseva, WMO/TD-No. 451.
- 59 *WMO International Radiosonde Comparison, Phase IV* (Tokio, Japón, 1993), S. Yagy, A. Mita y N. Inoue, WMO/TD-No. 742.

ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES

- 32 *WMO International Ceilometer Intercomparison* (Reino Unido, 1986), D. W. Jones, M. Ouldrige y D. J. Painting, WMO/TD-No. 217.

TIEMPO PRESENTE

WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems (St. John's, Canadá/Trappes, Francia, 1995) (en preparación).

APÉNDICE I

BIBLIOGRAFÍA SOBRE INSTRUMENTOS METEOROLÓGICOS Y PRÁCTICAS DE OBSERVACIÓN

I. PUBLICACIONES SELECCIONADAS DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL

Documentos básicos

OMM-Nº	OMM-Nº
15 <i>Documentos Fundamentales</i> (excepto el Reglamento Técnico)	49 <i>Reglamento Técnico</i>

Manuales

306 <i>Manual de Claves</i>	485 <i>Manual del Sistema Mundial de Preparación de datos</i>
386 <i>Manual del Sistema Mundial de Telecomunicación</i>	544 <i>Manual del Sistema Mundial de Observación</i>
407 <i>Atlas Internacional de Nubes</i>	558 <i>Manual de Servicios Meteorológicos Marinos</i>

Guías

100 <i>Guía de Prácticas Meteorológicas</i>	702 <i>Guía para el análisis y pronóstico de las olas</i>
134 <i>Guía de Prácticas Agrometeorológicas</i>	731 <i>Guía de observación meteorológica y sistemas de distribución de la información en aeródromos</i>
168 <i>Guía de Prácticas Hidrológicas</i>	732 <i>Guía de prácticas para oficinas meteorológicas al servicio de la aviación</i>
305 <i>Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos</i>	781 <i>Guía de aplicaciones de climatología marina</i>
471 <i>Guía de los Servicios Meteorológicos Marinos</i>	
488 <i>Guía del Sistema Mundial de Observación</i>	
636 <i>Guía sobre la automatización de centros de proceso de datos</i>	

Notas técnicas

394 <i>Upper-air Sounding Studies</i> (TN Nº 140)	672 <i>Applications of Meteorology to Atmospheric Pollution Problems</i> , D. J. Szepesi (TN Nº 188)
531 <i>Quantitative Meteorological Data from Satellites</i> (TN Nº 166)	679 <i>The Contribution of Satellite Data and Services to WMO Programmes in the Next Decade</i> (TN Nº 189)
625 <i>Use of Radar in Meteorology</i> , G. A. Clift (TN Nº 181)	759 <i>Measurements of Air Temperature and Humidity</i> , R. G. Wylie y T. Lalas (TN Nº 194)
641 <i>Meteorological Observations Using Navaid Methods</i> , A. Lange (TN Nº 185)	

Otras publicaciones de interés

182 <i>Vocabulario Meteorológico Internacional</i>	Informes de las reuniones del Congreso, el Consejo Ejecutivo, las Asociaciones Regionales y las Comisiones Técnicas, en particular los de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación
240 <i>Compendio de instituciones de enseñanza y formación profesional en meteorología e hidrología operativa</i>	Documentos técnicos, en particular los Informes sobre Instrumentos y Métodos de Observación
385 <i>Glosario Hidrológico Internacional</i>	
622 <i>Compendio de apuntes sobre instrumentos meteorológicos para la formación del personal meteorológico de clases III y IV</i>	

2. LIBROS DE REFERENCIA GENERAL

En alemán:

- Baur, F., 1962: *Linkes meteorologisches Taschenbuch* (Linke's Meteorological Pocketbook). Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig KG, Leipzig, Neue Ausgabe. Vol. I, Vol. II, Vol. III.
- Dehne, K., 1977: *Messinstrumente zur Beobachtung der Strahlungsintensität* (Measuring Instruments for the Observation of Radiation Intensity). *Informationswerk Sonnenenergie*, Vol. 3, pp. 199-217, Udo Pfiemer Verlag, Munich.

- Gutmann, J., 1948: *Beobachtungs- und Messmethoden des Wetterdienstes* (Methods of Observation and Measurements Used by the Weather Service). Publikation Nr. 158, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Austria.
- Hesse, W., 1961: *Handbuch der Aerologie*. (Handbook on Aerology). Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig KG, Leipzig.

- Kleinschmidt, E., 1935: *Handbuch der meteorologischen Instrumente* (Handbook on Meteorological Instruments). Julius Springer, Berlín.
- Lieneweg, F., 1976: *Handbuch für technische Temperaturmessung* (Handbook on Technical Temperature Measurement). Verlag Friedrich Vieweg u. Sohn, Braunschweig.
- Reiner, J., y Laig, R. A., 1949: *Die meteorologischen Instrumente* (Meteorological Instruments). Pössneck.
- Sonntag, D., 1966-1968: *Ein Handbuch der Feuchtigkeitsmessung in Luft und anderen Gasen* (A Handbook on the Measurement of Moisture in Air and Other Gases). Akademie-Verlag, Berlín.
- 1972: *Meteorologische Instrumente* (Meteorological Instruments). Tl. 4, Handbuch der Technischen Assistenten für Meteorologie, Akademie-Verlag, Berlín.
- En árabe:
- Kuwait Meteorological. Department, 1981: *Meteorological Instruments*. Kuwait.
- Kuwait Meteorological Department, 1984: *Weather Observation System*. Kuwait.
- En búlgaro:
- Simidchiev, D. A. y Andreev, V., 1970: *Measurement Methods in Meteorology* (en forma de cliché). Sofía.
- En coreano:
- Kim, K. S., y otros, 1992: *Encyclopaedia of Meteorology*. Hyangmoon Publishing Company, Seoul.
- Lee, C. W. y So, S. S., 1986: *Method of Meteorological Observation*. Kyomoon Publishing Company, Seúl.
- En croata:
- Volarić, B. y Penzar, I., 1967: *Osnove meteoroloških motrenja i mjerenja* (Basics on Meteorological Observations and Measurements). University of Zagreb, Zagreb.
- En checo:
- 1970: *Zřizování a inspekce meteorologických stanic, Sborník předpisů č.1* (An Establishment and Inspection of Meteorological Stations). HMÚ, Praga.
- 1985: *Zpráva INTER, Metodický předpis č.5-3* (INTER Report). ČHMÚ, Praga.
- En español:
- Dirección Nacional de Meteorología, 1985: *Temperatura, humedad, insolación*. Dirección Nacional de Meteorología, Montevideo.
- Dirección Nacional de Meteorología, 1986: *Instrumentos meteorológicos no convencionales: estaciones meteorológicas automáticas*. Dirección Nacional de Meteorología, Montevideo.
- Dirección Nacional de Meteorología, 1988: *Medición de la contaminación general de la atmósfera. Estación BAPMON*. Dirección Nacional de Meteorología, Montevideo.
- Jansá Guardiola, J., M., 1968: *Manual del observador de meteorología*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Jaramillo, R. A. y Gómez, G. L., 1975: *Observaciones meteorológicas*. Cenicafé, Chinchiná, Caldas.
- Rodríguez, J. S., 1990: *Instrumentos meteorológicos*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Y. de Menesis, 1974: *Instrumentos y métodos de observación*. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- En francés:
- Centre de météorologie spatiale, 1992: *Photographies satellitaires, interprétation, utilisation*. Météorologie nationale, París.
- De Moor, G. y Veyre, P., 1991: *Les bases de la météorologie dynamique*. Météorologie nationale, París.
- Der Megreditchian, G., 1991: *Le traitement statistique des données multidimensionnelles*. Météorologie nationale, París.
- Lartigue, M., 1991: *Application des diffusiomètres à la détection de brouillards*. Météorologie nationale, París.
- Leroy, M. y Lafaysse, C.: *Recommandations pour l'implantation et l'aménagement des parcs météorologiques*. Météorologie nationale (se publicará).
- Perrin de Brichambaut, C. y Olivieri, J., 1991: *Mesure et caractérisation du trouble atmosphérique*. Météorologie nationale, París.
- Triplet, J-P. y Roche, G., 1987: *Météorologie générale*. Météorologie nationale, París.
- En húngaro:
- Simon, A., 1986: *Theory and Practice of the Measurement of Atmospheric Pressure*. Hungarian Meteorological Service, Budapest.
- En inglés:
- American Society for Testing and Materials, 1977: *Air Quality Meteorology and Atmospheric Ozone*. ASTM Special Technical Publication 653, Filadelfia.
- Benedict, R. P., 1977: *Fundamentals of Temperature, Pressure and Flow Measurements*. John Wiley, Nueva York.
- Coulson, K. L., 1975: *Solar and Terrestrial Radiation*. Academic Press, Nueva York.
- Craig, R. A., 1965: *The Upper Atmosphere: Meteorology and Physics*. International Geophysical Series, Volume 8, Sections on radiosonde and rawinsonde measurements, satellite measurements, and sounding rockets. Academic Press, Nueva York.

- Derr, V. E., 1972: *Remote Sensing of the Toposphere*. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C..
- Directorate of Naval Oceanography and Meteorology, 1992: *Naval Oceanographic and Meteorological Service Handbook*. Her Majesty's Stationary Office, Londres.
- Fritschen, L. J. y Lloyd, W. G., 1979: *Environmental Instrumentation*. Springer Verlag, Nueva York.
- Hinckley, E. D., 1976: *Laser Monitoring of the Atmosphere*. Springer Verlag, Nueva York.
- Horowitz y Hill, 1989: *The Art of Electronics*. segunda edición, Cambridge.
- Jones, E. B., 1973: *Instrument Technology*. Butterworth, Woburn, Massachusetts.
- Lee, A. C. L., 1994: Filtering, sampling, and information content within satellite-derived multispectral or mixed-resolution imagery. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 11, No. 2.
- Mezősi, M., 1984: *Instrumental Meteorology*. Hungarian Meteorological Service, Budapest.
- National Weather Service, 1977: *National Weather Service Observing Handbook*. Silver Spring, Maryland.
- Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, 1988: *Meteorological Rocket Observations*. Rockville, Maryland.
- Oliver y Cage, 1986: *Electronic Measurement and Instrumentation*. McGraw-Hill, Nueva York.
- Oran Brigham, E., 1974: *The Fast Fourier Transform*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, Nueva Jersey.
- Rabiner, L. R. y Gold, B., 1975: *Theory and Applications of Digital Signal Processing*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, Nueva Jersey.
- Robinson, N., 1966: *Solar Radiation*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.
- Schwerdtfeger, P., 1976: *Physical Principles of Micro-meteorological Measurements*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.
- Spencer-Gregory, H. y Rourke, E., 1957: *Hygrometry*. Crosby Lockwood and Son Ltd., Londres.
- Standards Association of Australia, 1987: *Ambient Air — Guide for Measurement of Horizontal Wind for Air Quality Applications*. Australian Standard 2923-1987.
- Sternzat, M. S.: *Instruments and Methods for Meteorological Observations* (translated from Russian). H. A. Humphrey Ltd., Londres.
- Sutton, O. G., 1977: *Micrometeorology*. Robert E. Kreiger Publishing Company, Huntington, Nueva York.
- United Kingdom Meteorological Office, 1977: *Marine Observer's Handbook*. Her Majesty's Stationary Office, Londres.
- United Kingdom Meteorological Office, 1982: *Observer's Handbook*. Her Majesty's Stationary Office, Londres.
- Wang, J. Y. y Felton, C. M. M., 1976: *Instruments for Physical Environmental Measurements*. Volúmenes 1 y 2, Milieu Information Service, San José, California.
- Wexler, A., y otros, 1965: Humidity and moisture, measurement and control in science and industry. *Papers Presented at the International Symposium on Humidity and Moisture*, Washington, D.C., mayo 1963 (4 volúmenes), Reinhold Publishing Corporation, Nueva York.
- Witte, R., 1987: *Electronic Test Instruments: A Users Source Book*. Howard Sands & Co.
- Wolff, E. A. y Mercanti, E., 1974: *Geoscience Instrumentation*. Wiley-Interscience, Nueva York.
- 1986: *Scientific Encyclopaedia*. Seventh edition, Van Nostrand, Nueva York.
- En japonés:
- Kobayashi, J., y otros, 1992: *Measurement of Humidity/Water and Monitoring of Environment*. Gihodo Publisher, Tokio.
- Meteorological Society of Japan, 1982: *Remote Sensing in Meteorology*. Note on Meteorological Researches No. 144, Tokio.
- Meteorological Society of Japan, 1983: *Remote Sensing in Meteorology II*. Note on Meteorological Researches No. 148, Tokio.
- Murayama, N., 1983: *Meteorological Observations in the Future*. Tokyodo Publisher, Tokio.
- Wadachi, K., 1993: *Encyclopaedia of Meteorology*. Tokyodo Publisher, Tokio.
- 1979: *Handbook of Meteorology*. Asakura Publisher, Tokio.
- En polaco:
- Chromow, S. P., 1977: *Meteorologia i klimatologia* (Meteorology and Climatology). PWN, Varsovia.
- Kaczorowska, Z., 1977: *Pogoda i klimat* (Weather and Climate). Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Varsovia.
- Parczewski, W., 1977: *Materiały do wykładów z meteorologii i klimatologii* (Lecture Notes for Meteorology and Climatology). Wydawnictwo Politechniki Warszawskiej, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1981: *Przewodnik do ćwiczeń z meteorologii i klimatologii* (Meteorology and Climatology Practices). SGGW-AR, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1982-1983: *Poradnik meteorologa lotniczego cz.1, cz.2* (Adviser for Aeronautical Meteorologists, Partes 1 y 2). DWOPK, Varsovia.

Schmidt, M., 1975: *Meteorologia dla potrzeb szybownictwa* (Meteorology for Gliding). Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Varsovia.

Żakowicz, S., 1990: *Wybrane materiały meteorologiczne cz. 1-2* (Meteorological Lecture Notes). SGGW-AR. Varsovia.

En serbio:

Cobanov, Z., 1977: *Meteorološki uredjaji i instrumenti na aereodromima i njihov razvoj* (Meteorological Devices and Instruments Used at Airports). Federal Hydrometeorological Institute of Yugoslavia, Belgrado.

Federal Hydrometeorological Institute of Yugoslavia, 1983: *Psihrometerske tablice za aspiracioni psihrometar* (Psychrometric Tables for Aspiration Psychrometer). Federal Hydrometeorological Institute of Yugoslavia, Belgrado.

Otoropec S., 1993: *Metode merenja i odredjivanja isparavanja* (Measurements of Evaporation). Federal Hydrometeorological Institute of Yugoslavia, Belgrado.

En sueco:

Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 1979: *Handbok för väderobservatörer* (Handbook for Weather Observers). Norrköping.

Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 1981: *Instruktioner för väderobservatörer* (Instructions for Weather Observers). Norrköping.

Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 1981: *Meteorologiska synop-koder för land stationer* (Meteorological synoptic code for land stations). Norrköping.

En vietnamita:

Nguyen Van Phong, 1991: *Marine Observations on Ships*. Hydrometeorological Service of the Socialist Republic of Viet Nam, Hanoi.

3. MANUALES Y GUÍAS PUBLICADOS POR LOS SERVICIOS HIDROLÓGICOS Y METEOROLÓGICOS

ALEMANIA (Deutscher Wetterdienst)

1959: *Anleitung zur Durchführung phänologischer Beobachtungen*. Potsdam.

1967: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst No. 4: Wetterbeobachtung*. Offenbach a.M.

1968: *Anleitung für die praktische Arbeit im Radiosondendienst*. Tl. 8, Akademie-Verlag, Berlín.

1969: *Anleitung für Beobachter an Niederschlagsmeßstellen*. Potsdam.

1970: *Auswertung und Bearbeitung meteorologischer Meßergebnisse*. Tl. 5, Akademie-Verlag, Berlín.

1972: *Anleitung für die praktische Arbeit im Wetterdienst*. Tl. 7, Akademie-Verlag, Berlín.

1973: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst No. 6, 2. Aufl.: Instrumentenkunde*. Offenbach a.M.

1975: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst No. 7: Das Wetterradar*. Offenbach a.M.

1977: *Beobachterhandbuch für Meldestellen des synoptischen Dienstes* (Vorschriften und Betriebsunterlagen No. 3 des Deutschen Wetterdienstes). Offenbach a.M.

1979: *Kurortklimadienst-Beobachteranleitung*. 2. Aufl., Offenbach a.M.

1983: *Anleitung für die Beobachter an den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes*. Offenbach a.M.

1986: *Anleitung für die Beobachter an den Klimahauptstationen des Deutschen Wetterdienstes*. 9. Aufl., Offenbach a.M.

ARGENTINA (Servicio Meteorológico Nacional)

Instrucciones hidrológicas:

1958: *Instrucciones nivológicas*. Buenos Aires.

1984: *Instrucciones hidrométricas*. Buenos Aires.

1984: *Precipitación*. Buenos Aires.

1985: *Evaporimetría*. Buenos Aires.

1986: *Heliofanía*. Buenos Aires.

1992: *Instrucciones aerológicas*. Buenos Aires.

Instrucciones meteorológicas:

1984: *Termometría*. Tercera edición, Buenos Aires.

1985: *Anemometría*. Tercera edición, Buenos Aires.

1985: *Barometría*. Tercera edición, Buenos Aires.

1956: *Observación de fenómenos ópticos y especiales* (adaptación del *Observers' Handbook*. London, 1952). Buenos Aires.

1984: *Métodos de observación en el mar: temperatura de la superficie del mar*. Buenos Aires.

1986: *Manual de meteorología para pilotos*. Buenos Aires.

1991: *Manual del observador meteorológico*. Buenos Aires.

AUSTRALIA (Bureau of Meteorology)

1982: *Port Meteorological Agency Guide*. Melbourne.

1984: *Observing the Weather*. Australian Government Publishing Service, Melbourne.

1992: *Radiosonde Handbook*. Melbourne.

1992: *Surface Observations Handbook*. Melbourne.

1993: *Hydrogen Handbook*. Melbourne.

1994: *Inspections Handbook*. Melbourne.

AUSTRIA (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik)

1992: *Anleitung zur Beobachtung und Messung von meteorologischen Parametern zur Erfassung des*

- Wasserkreislaufes im Rahmen des Hydrographischen Dienstes in Österreich.* Hydrographisches Zentralbüro, Viena.
- BÉLGICA (Institut royal météorologique de Belgique)
De Swert, E., 1980: *Mesure de la P. V. P.* Bruselas.
De Swert, E., 1980: *Système de mesure du vent* E. B. B. R. Bruselas.
- CANADÁ (Atmospheric Environment Service)
1974: *Sunshine: Manual of Standard Procedures for Obtaining Sunshine Data.* Downsview.
1975: *Manual of Upper-air Observations (MANUPP).* Downsview.
1976: *Manual of Marine Weather Observing (MANMAR).* Fifth edition, Downsview.
1976: *Manual of Port Meteorological Officers.* Third edition, Downsview.
1976: *Radar Handbook.* Downsview.
1977: *Background Air Pollution Monitoring: Operation and Inspection of Background Pollution Monitoring Stations.* Segunda edición, Downsview.
1977: *Manual of Surface Weather Observations (MANOBS).* Séptima edición, Downsview.
1977: *Manual of Weather Observing for Auxiliary Ships Operating on the Great Lakes and Lower St. Lawrence River (MANLAKE).* Cuarta edición, Downsview.
1978: *Evaporation: Manual of Standard Procedures for Obtaining Evaporation Data.* Downsview.
1978: *Manual of Climatological Observations.* Segunda edición, Downsview.
1978: *Manual of Standard Procedures and Practices for Ice Reconnaissance (MANICE).* Cuarta edición, Downsview.
1978: *Soil Temperature — Manual of Standard Procedures for Obtaining Soil Temperature Data.* Segunda edición, Downsview.
1979: *Solar Radiation.* Downsview.
1985: *CAPMoN Inspector's Reference Manual: Precipitation.* Downsview.
1985: *CAPMoN Operator's Instruction Manual: Precipitation.* Downsview.
1985: *CAPMoN Precipitation Sampling Instruments: Operation and Maintenance Manual — Inspectors' Edition.* Downsview.
1985: *CAPMoN Precipitation Sampling Instruments: Operation and Maintenance Manual — Operators' Edition.* Downsview.
1990: *Technical Equipment Documentation Listing.* Downsview.
- CROACIA (Meteorological and Hydrological Service)
1993: *Naputak za rad klimatoloških (običnih meteoroloških) postaja* (Guide for Operating Climatological — Ordinary Meteorological — Stations). Zagreb.
- CUBA (Instituto de Meteorología)
Departamento de Instrumentos, Instituto de Meteorología, 1976: *Manual de instrumentos para el observador meteorológico.* Imprenta Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- DINAMARCA (Danish Meteorological Institute)
Instruks for Flyvevejertjeneste — FV
FV-1, 2. udgave 20. nov. 1986. A translation of "ICAO Annex 3, Meteorological Service for International Air Navigation" with additional national provisions.
FV-2, 2. udgave 1. juli 1993. A translation of the items in the meteorological part of "ICAO Doc. 7030, Regional Supplementary Procedures" concerning Europe and North Atlantic Region.
Lokale Tillægsbestemmelser, Flyvevejrtjenesten (se está actualizando). Groenlandia.
1969: *Håndbog i Radiosondering og Højdevindmåling* (nueva edición en preparación). Copenhagen.
1993: *Meteorologiske Koder 2, Luftfartskoder.* Copenhagen.
1994: *Meteorologiske Koder 1, Basiskoder.* Copenhagen.
1995: *Håndbog for vejrobservatører.* Copenhagen.
- ESLOVAQUIA (Slovak Hydrometeorological Institute)
Slabá, N., 1976: *Návod pre pozorovateľov meteorologických staníc CSSR, Zborník predpisov* (Instructions for Observers of the CSSR Meteorological Stations). HMÚ, Príroda, Bratislava.
1974: *Stručný návod pre pozorovateľov námrazových staníc* (Brief Instructions for Ice-station Observers). EF SVŠT, Bratislava.
1984: *Návod pre fenologické pozorovanie lesných porastov* (Instructions for the Phenological Observations of Forest Plantations). SHMÚ, Bratislava.
1984: *Návod pre fenologické pozorovanie ovocných stromov a krov, poľných kultúr a ZOO pozorovanie* (Instructions for the Phenological Observations of Fruit Trees, Shrubs and Field Plantations As Well As Zoo Observations). SHMÚ, Bratislava.
- ESPAÑA (Instituto Nacional de Meteorología)
1968: *Instrucciones para las observaciones de las estaciones pluviométricas.* Madrid.
1972: *Tablas meteorológicas.* Madrid.
1984: *Tablas psicrométricas y aspiropsicrométricas.* Madrid.
1986: *Tablas barométricas.* Madrid.
1988: *Instrucciones para el uso, instalación y mantenimiento de aparatos meteorológicos.* Madrid.

1988: *Observaciones meteorológicas a bordo de buques seleccionados*. Madrid.

ESTADOS UNIDOS (National Weather Service)

Air Force Geophysics Laboratory, 1982: *Instrumentation Papers*. Hanscom AFB, Massachusetts.

Basic Observations Branch, 1982: *Marine Surface Weather Observations*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring, Maryland.

Data Acquisition Division, 1970: *Substation Observations*. Office of Meteorological Observations, Silver Spring, Maryland.

Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, 1988: *Surface Observations*. The Office, Washington, D.C.

Gibbons, L. C., y otros, 1983: *Snow Characterization Instruments*. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts.

Herbert, G. A., y otros, 1986: *Monitoring Instrumentation for the Continuous Measurement and Quality Assurance of Meteorological Observations*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring, Maryland.

Kaimal, J., C., 1990: *Remote Atmospheric Profiling Systems for Tropospheric Monitoring*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado.

Kessler, E., 1988: *Instruments and Techniques for Thunderstorm Observation and Analysis*. University of Oklahoma Press, Norman.

Komhyr, W. D., 1986: *Operations Handbook: Ozone Measurements to 40-km Altitude with Model 4A Electrochemical Concentration Cell (ECC) Ozonesondes (Used with 1680-MHz Radiosondes)*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring, Maryland.

1970: *Surface Observations*. U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

1989: *Quality Assurance Handbook for Air Pollution Measurement Systems: Meteorological Measurements*. U.S. Environmental Protection Agency.

FINLANDIA (Finnish Meteorological Institute)

1974: *Sade-ja lumihavainto-ohjeet*. Helsinki.

1984: *Säähavainto-ohjeet*. Helsinki.

1986: *Sääsähkeohjeet SYNOP*. Helsinki.

1992: *Sääsähkeohjeet METAR, SPECI, TREND, TAF*. Helsinki.

FRANCIA (Météo France)

Cenas, N. y Zephoris, M., 1992: *Une décennie de surveillance de l'acidité des précipitations en France. Note technique SETIM No. 29*. París.

Coudert, R. y Grégoire, P., 1978: *Le pyrromètre compensé. Note technique SETIM No. 1*. París.

David, P. y Leroy, M., 1983: *Recherche automatique des points caractéristiques d'une précipitation. Note technique SETIM No. 8*. París.

Destruel, G. y Leroy, M., 1992: *Caractérisation de la fonction transfert d'un abri météorologique pour la mesure de la température. Note technique SETIM No. 28*. París.

Gaumet, J. L., Salomon, P. y Paillisse, R., 1991: *Détermination du temps présent par méthode optique. Note technique SETIM No. 21*. París.

Grégoire, P., 1990: *Mesure des vents forts sur les sites cycloniques. Note technique SETIM No. 16*. París.

Grégoire P. y Plazy, J. I., 1979: *Mesure de rayonnement solaire diffus dans le réseau radiométrique de la météorologie. Note technique SETIM No. 2*. París.

Grégoire, P. y otros, 1980: *Mesures radiométriques spécifiques à l'exploitation du gisement solaire. Note technique SETIM No. 4*. París.

Jan, J., 1983: *Rayonnement solaire: aspects géométriques et astronomiques. Construction d'un diagramme solaire suivi de 28 diagrammes à diverses latitudes*. París.

Lepape, A., Catron, N. y Celhay, E., 1991: *Météotel pratique*. Météorologie nationale, París.

Météorologie nationale, 1974: *Notice d'installation et d'utilisation de l'abri météorologique grand modèle BMO 1150A. MBA code 238032*. París.

Météorologie nationale, 1976: *Notice technique de l'abri météorologique réduit plastique BMO 1160A. MBA code 238036*. París.

Météorologie nationale, 1978: *Notice technique et d'utilisation des thermomètres à mercure et à liquide dans le verre. MTA code 237820*. París.

Météorologie nationale, 1979: *Notice technique et d'utilisation du pluviomètre transducteur à impulsions: R01 3030A 0000. MSA hors code*. París.

Météorologie nationale, 1980: *Notice descriptive et d'installation de l'alimentation électrique par panneau solaire pour station météorologique automatique. MMC hors code*. París.

Météorologie nationale, 1985: *Notice du pluviomètre pour la mesure de la pollution atmosphérique: R01 2080A 0000. MSB code 00684*. París.

Météorologie nationale, 1985: *Notice technique et d'utilisation du pluviographe simplifié à augets basculeurs: R05 3025A 0000. MSA code 238050*. París.

Météorologie nationale, 1986: *Notice technique d'utilisation du pyranomètre Kipp et Zonen CM11 A01 3312A 0000. MAC hors code*. París.

- Météorologie nationale, 1986: *Notice technique d'utilisation et d'installation du pyranomètre Kipp et Zonen CM11 A01-3312A 0000*. MAC code 000272. Paris.
- Météorologie nationale, 1987: *Guide sur les conditions d'exécution des mesures pluviométriques*. HN code 003294. Paris.
- Météorologie nationale, 1987: *Notice technique de l'héliographe à fibre optique: A01 3315A 0000*. MMA code 003271. Paris.
- Météorologie nationale, 1988: *Notice technique d'utilisation et d'entretien du générateur surpression/dépression P04 4000A 0000*. MPE code 000451. Paris.
- Météorologie nationale, 1988: *Notice technique d'utilisation et d'entretien 1 degré de l'ensemble de mesure de l'humidité relative: U01 5400A*. MUB code 000498. Paris.
- Météorologie nationale, 1989: *Notice de contrôle, d'étalonnage et de vérification de l'ensemble de mesure de l'humidité relative*. U01 5400A. MUB code 000500. Paris.
- Météorologie nationale, 1989: *Notice technique d'installation de l'ensemble de mesure de l'humidité relative: U01 5400A*. MUB code 001506. Paris.
- Météorologie nationale, 1989: *Notice technique et d'utilisation de la monture équatoriale automatique pour pyréliomètre EPPLEY: A01 2310A*. MAB code 000843. Paris.
- Météorologie nationale, 1989: *Recueil de fiches instrumentales (avec additifs)*. HN code 240200. Paris.
- Météorologie nationale, 1993: *Notice ARAMIS: Application radar à la météorologie infrasyntopique*. HN code 001490. Paris.
- Météorologie nationale, 1993: *Notice technique, Systèmes automatiques d'observation au sol*. MME code 001489. Paris.
- Météorologie nationale, 1993: *Notice technique télémètre laser*. MCB hors code. Paris.
- Olivieri, J., 1979: *Un intégrateur électrique à faible consommation*. Note technique SETIM No. 3. Paris.
- Olivieri, J., 1981: *Dispositifs électroniques de captage pour la pluviométrie et l'anémométrie*. Note technique SETIM No. 5. Paris.
- Olivieri, J., 1981: *Eléments de systèmes thermométriques électroniques pour la météorologie*. Note technique SETIM No. 6. Paris.
- Olivieri, J., 1987: *La mesure du trouble atmosphérique*. Note technique SETIM No. 14. Paris.
- Olivieri, J., 1988: *Amélioration de la précision des mesures du rayonnement infrarouge effectuées à l'aide d'un pyréliomètre Eppley*. Note technique SETIM No. 15. Paris.
- Ordonnaud, J. C., 1991: *Nouveau drapeau de girouette*. Note technique SETIM No. 24. Paris.
- Perio, J., 1986: *Météorologie spatiale*. Segunda edición, Paris.
- Testa, G., 1987: *Recommandations pour l'implantation de pluviomètres en milieu urbain*. Note technique SETIM No. 12. Paris.
- Viton, P., 1986: *Méthodes et procédures d'évaluation d'une station automatique*. Note technique SETIM No. 9. Paris.
- Wahl, J., L., 1991: *Expérience radar ST à Trappes*. Application informatique. Note technique SETIM No. 25. Paris.
- Zanghi, F., 1987: *Comparaison des abris météorologiques*. Note technique SETIM No. 11. Paris.
- GRECIA (Hellenic National Meteorological Service) (en griego)
- 1970: *Snowmeter*. T.O. No. 2/1970, Atenas.
- 1971: *Instruments for Registering*. T.O. No. 4/1971, Atenas.
- 1971: *Thermometers*. T.O. No. 3/1971, Atenas.
- 1976: *Pluviometer*. T.O. No. 6/1976, Atenas.
- 1977: *Robitzsch Actinograph*. T.O. No. 7/1977, Atenas.
- 1982: *Campbell-Stokes Heliograph*. T.O. No. 5/1982, Atenas.
- 1983: *Hydrograph*. T.O. No. 10/1983, Atenas.
- 1984: *Pyrheliometers EPPLEY*. T.O. No. 2/1984, Atenas.
- HONG KONG (Royal Observatory)
- Chen, T. Y. y Wong, N. Y., 1973: *International Comparison of Barometers Between Hong Kong and Tokyo*. Royal Observatory Technical Note (Local) No. 15, Hong Kong.
- Cheng, T. T., 1971: *Response of a Jardi Rate-of-rainfall Recorder*. Royal Observatory Technical Note (Local) No. 13, Hong Kong.
- Lee, H. N. y Yeung, M. Y., 1987: *Comparison of Barometers and Pyrehliometers Between Hong Kong and Tokyo*. Royal Observatory Technical Note (Local) No. 38, Hong Kong.
- Tam, C. M. y Yeung, K. Y., 1989: *A Microprocessor-based Unit for Drop-counting Raingauge*. Royal Observatory Technical Note (Local) No. 45, Hong Kong.
- Wong, W. T., 1989: *Comparison of Algorithms for the Computation of Thermodynamic Properties of Moist Air*. Royal Observatory Technical Note (Local) No. 51, Hong Kong.
- Yeung, K. H. y Chan, K. W., 1991: *Real-time Exchange of Digital Radar Images Between Hong Kong and Guangzhou*. Royal Observatory Technical Note No. 84, Hong Kong.
- Yeung, K. H., Ng, K. K. y Yau, L. K., 1986: *A Solar-powered Automatic Weather Station*. Royal Observatory Technical Note No. 75, Hong Kong.
- Yeung, K. H., Ng, K. K. y Yuen, F. T., 1989: *An*

- Automatic Raingauge System*. Royal Observatory Technical Note No. 82, Hong Kong.
- HUNGRÍA (Hungarian Meteorological Service) (en húngaro)
- Domonkos, P., Németh, P. y Tóth, R., 1993: *Handbook of Meteorological Observations*. Hungarian Meteorological Service, Budapest.
- Horváth, E., Kapovits, A. y Weingartner, A., 1987: *Handbook of Meteorological Observations*. Hungarian Meteorological Service, Budapest.
- JAPÓN (Japan Meteorological Agency) (en japonés)
- 1960: *Manual of Microbarograph Observations*. Tokio.
- 1970: *Manual of Atmospheric Radioactivity Observations*. Tokio.
- 1970: *Manual of Oceanographical Observations*. Tokio.
- 1971: *Manual of Meteorological Instruments*. Tokio.
- 1972: *Manual of Meteorological Rocket Observations*. Tokio.
- 1973: *Manual of Upper-air Observations*. Tokio.
- 1974: *Manual of Instruments for Aviation Meteorology*. Tokio.
- 1976: *Manual of Weather Radar Observations*. Tokio.
- 1977: *Manual of Background Air Pollution Observations*. Tokio.
- 1977: *Manual of Meteorological Instrument Calibration*. Tokio.
- 1978: *Manual of Instruments for Surface Observations*. Tokio.
- 1979: *Manual of Instruments for Automatic Land Stations*. Tokio.
- 1980: *Instructions for the Maintenance of Automatic Land Stations*. Tokio.
- 1980: *Manual of Upper-air Observations (Supplement)*. Tokio.
- 1982: *Manual of Meteorological Instrument Calibration (Supplement for JMA-80 Surface Observational Instrument)*. Tokio.
- 1985: *Manual of Meteorological Instruments (Supplement for JMA-80 Surface Observational Instrument)*. Tokio.
- 1987: *Manual of Upper-air Observations (Supplement)*. Tokio.
- 1988: *Manual of Maritime Meteorological Observations*. Tokio.
- 1990: *Instructions for Maintenance of Instruments for Aviation*. Tokio.
- 1991: *Manual of Ozone Observations (Volume of Total Ozone, Umkehr Observations)*. Tokio.
- 1991: *Manual of Upper-air Observations (Supplement)*. Tokio.
- 1992: *Manual of Ozone Observations (Volume of Ozonesonde Observations)*. Tokio.
- 1992: *Manual of Upper-air Observations (Supplement)*. Tokio.
- 1993: *Manual of Solar Ultraviolet Irradiance Observations*. Tokio.
- 1993: *Manual of Surface Meteorological Observations*. Tokio.
- 1993: *Manual of Surface Observations for Aviation*. Tokio.
- KENYA (Kenya Meteorological Department)
- Mwebesa, M. M. N., 1976: *East African Observer's Handbook*. Nairobi.
- Mwebesa, M. M. N., 1976: *Handbook of Meteorological Instruments*. Nairobi.
- NICARAGUA (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales)
- 1982: *Manual operativo de la red* (consta de instructivas metodológicas, números: 01/982-24/982 y directivas metodológicas, números: 01/982-16/982). Managua.
- POLONIA (Institute of Meteorology and Water Management)
- Bajkiewicz-Grabowska, E., Magnuszewski, A. y Mikulski, Z., 1993: *Hydrometria* (Hydrometry). PWN, Varsovia.
- Chruściel, S., 1986: *Metody obliczania stanu zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego: źródła liniowe i powierzchniowe* (Methods of Air Pollution Calculation from Linear and Areal Sources). PZITS, Varsovia.
- Janicki, A., 1971: *Adaptacyjna synteza radiolokacyjnych systemów informacyjnych* (Adaptive Synthesis of radio-locating Information Systems). ITWL, Varsovia.
- Janiszewski, F., 1988: *Instrukcja dla stacji meteorologicznych* (Instructions for Meteorological Stations). Wydawnictwo Geologiczne, Varsovia.
- Janiszewski, F., 1988: *Wskazówki dla posterunków meteorologicznych* (Directions for Meteorological Posts). IMGW, Varsovia.
- Kaczmarek, Z., 1970: *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii* (Statistical Methods in Hydrology and Meteorology). Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Varsovia.
- Kaczorowska, Z., Klarner, M. y Śniadowski, A., 1971: *Przyrządy hydrologiczne i meteorologiczne* (Hydrological and Meteorological Instruments). Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Varsovia.
- Malicki, J., 1984: *Urządzenia meteorologiczne na statkach* (Meteorological Instrumentation on Ships). Wydawnictwo Morskie, Gdansk.
- (Praca zbiorowa), 1971: *Metody satelitarne w meteorologii* (Satellite Methods in Meteorology). PWN, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1972: *Wytyczne do prowadzenia*

- pomiarów obserwacji na stacjach agro-meteorologicznej sieci pól ustalonych* (Conditions for Measurements and Observations on Agrometeorological Stations). PIHM, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1980: *Instrukcja o wyznaczaniu położenia izotermy 0°C w gruncie* (Guidelines for the Estimation of the Isotherm 0°C in the Soil). IMGW, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1980: *Metody opracowań typoklimatycznych* (Methods of Typoclimatic Analysis). Inst. Geogr., Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1980: *Wskazówki praktyczne do opracowania typowych zestawień danych pomiarowych i obserwacyjnych oraz informacji* (Guidelines for the Elaboration of Standardized Datasets and Meteorological Information). IMGW, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1982: *Klucze FM-13-VII Ship do szyfrowania wyników obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych na statkach polskich* (Code FM-13-VII for Coding Meteorological and Hydrological Observations Carried Out by Polish Ships). Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1983: *Zbiór zasad dotyczących notowania i szyfrowania wyników obserwacji* (Principles for Noting and Coding the Results of Observations). IMGW, Varsovia.
- (Praca zbiorowa), 1987: *Metody satelitarne w meteorologii* (Satellite Methods in Meteorology). DWOPK, Varsovia.
- Pruchnicki, J., 1987: *Metody opracowań klimatologicznych* (Methods of Climatological Analysis). PWN, Varsovia.
- Rózdżyński, K., 1990: *Miernictwo oceanograficzne* (Oceanographic Meteorology). IMGW, Gdynia.
- Rózdżyński, K., 1992: *Materiały szkoleniowe dla specjalistów III i IV stopnia służby meteorologicznej WMO-Miernictwo meteorologiczne* (Lecture Notes for Class III and Class IV Meteorological Personnel: Meteorological Metrology). IMGW, Gdynia.
- Śniadowski, A. y Ujda, K., 1970: *Hydrometeorologiczne przyrządy pomiarowe* (Hydrometeorological Instruments). PIHM, Varsovia.
- Śnieżek, T., 1978: *Przyrządy i metody pomiarowe w meteorologii i hydrologii* (Instruments and Methods of Measurement in Meteorology and Hydrology). PWN, Varsovia.
- Strauch, E., 1972: *Metody i przyrządy pomiarowe w meteorologii i hydrologii* (Methods and Instruments in Meteorology and Hydrology). PWN, Varsovia.
- Walczewski, J., 1972: *Rakiety meteorologiczne i ich eksploatacja* (Meteorological Rockets and their Exploitation). Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Varsovia.
- QATAR (Department of Meteorology)
1982: *Observers' Manual on Meteorological Codes*. Doha.
- REINO UNIDO (Meteorological Office)
1963: *Pictorial Guide for the Maintenance of Meteorological Instruments*. Met. O. 725, Bracknell.
1975: *Handbook of Weather Forecasting*. Met. O. 875, Bracknell.
1977: *Marine Observers' Handbook*. Met. O. 887, Bracknell.
1980: *Handbook of Meteorological Instruments*. Segunda edición, Met. O. 919a, Bracknell.
1982: *Cloud Types for Observers*. Met. O. 716, Bracknell.
1982: *Observers' Handbook*. Met. O. 933, Bracknell.
1991: *Handbook of Aviation Meteorological Procedures*. Partes 1 y 2, cuarta edición, Met. O. 544, Bracknell.
1991: *Meteorological Glossary*. Sexta edición, Met. O. 842, Bracknell.
- REPÚBLICA DE COREA (Korea Meteorological Administration) (en coreano)
1987: *Guide to Methods of Surface Observation*. Seúl.
1987: *Guide to Seasonal Observation*. Seúl.
1989: *Guide to Upper-Air Observation*. Seúl.
1993: *Guide to Aeronautical Meteorological Practices*. Seúl.
- REPÚBLICA DOMINICANA (Oficina Nacional de Meteorología)
Vinicio Lambert, F., 1964: *Manual del radiosonda SR-528*. Santo Domingo.
- RUMANIA (National Institute of Meteorology and Hydrology) (en rumano)
Drăghici, I. y Sabău, A. I., 1992: *Instructions pour l'élaboration et la transmission des avertissements concernant les phénomènes météorologiques et hydrologiques dangereux*. Bucarest.
1986: *Instructions pour l'observation, l'identification et la codification des nuages et des phénomènes météorologiques* (se está revisando y completando). Bucarest.
1986: *Observations météorologiques aux stations pluviométriques*. Bucarest.
1992: *Instructions pour les stations météorologiques. Exécution des observations météorologiques et leur traitement à des fins climatologiques* (se está revisando). Bucarest.
- SUIZA (Swiss Meteorological Institute)
Müller, G., 1982: *Handbuch für Beobachter des automatischen Beobachtungsnetzes* (también en francés e italiano). Zurich

Wyss, R., y otros, 1992: *AERO-Code: Handbuch für Beobachter des AERO-Netzes* (también en francés). Zurich.

URUGUAY (Dirección Nacional de Meteorología)

1984: *Manual de instrumentos y métodos de observación*. Sección A. Publicación No. 40, Montevideo.

1988: *Guía práctica para utilizar en la red de estaciones de muestreo de la contaminación atmosférica*. Estación BAPMON. Montevideo.

1988: *Manual para operaciones de fotómetro solar*. Montevideo.

1989: *Manual para la operación del pluviómetro automático ERNI*. Montevideo.

1990: *Manual de observaciones pluviométricas*. Publicación No. 45. Montevideo.

UZBEKISTÁN (Main Administration of Hydrometeorology)

Акифьева К. В., 1980: *Методическое пособие по дешифрированию аэрофотоснимков при изучении лавин*. Гидрометеиздат, Ленинград.

Гёткер М. Е., Шендис И. Д., 1980: *Методические рекомендации по проектированию авиаснегомерной сети в горных районах Средней Азии*. Узгидромет, Ташкент.

Гёткер М. И., Царев Б. К., Архипова О. М., 1988: *Методические рекомендации по определению характеристик режима снежного покрова в горах Средней Азии*. Узгидромет, Ташкент.

Гёткер М. И., Царев Б. К., Архипова О. М., Подкопаева Д. Д., Пятова Р. Б., 1988: *Методические рекомендации по составлению части I "Справочника по снежному покрову в горах"*. Узгидромет, Ташкент.

Гёткер М. И., Царев Б. К., 1989: *Методические рекомендации по составлению части II "Справочника по снежному покрову в горах"*. Узгидромет, Ташкент.

Гёткер М. И., Архипова О. М., 1991: Руководящий документ — *Руководство по снегомерным работам в горах*. ФОП ВНИИГММЦД, Обнинск.

Кенаев Л. А., 1991: *Методические указания. Автоматизированные информационные системы определения лавинной опасности. Состав и объем наблюдений в условиях снегопада при отсутствии интенсивного ветрового переноса*. Узгидромет, Ташкент.

Кенаев Д. А., Москалев Ю. Д., 1975: *Руководство по составлению кадастра лавин СССР*. Гидрометеиздат, Ленинград.

Чиркова А. А., 1987: *Методические указания по машинной обработке и контролю дан-*

ных гидрометеорологических наблюдений. Узгидромет, Ташкент.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам.

Выпуск 2 — *Гидрометеорологические наблюдения на постах:*

Часть I — 1985: *Метеорологические наблюдения на постах.*

Выпуск 3: *Метеорологические наблюдения на станциях:*

Часть I — 1985: *Основные метеорологические наблюдения.*

Выпуск 4: *Аэрологические наблюдения на станциях:*

Часть I — 1980: *Шаропилотные наблюдения (ветра) с одного пункта.*

Часть IIIa — 1973: *Температурно-ветровое зондирование атмосферы системой «Метерит-РКЗ».*

Выпуск 5: *Актинометрические наблюдения*. Взамен этого выпуска *Наставления* временно действует — 1957: *Руководство гидрологическим станциям по актинометрическим наблюдениям*. Ленинград.

Выпуск 6: *Гидрометеорологические наблюдения и работы на речных станциях:*

Часть I — 1978: *Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках.*

Часть II — 1972: *Гидрологические наблюдения на малых реках.*

Часть III — 1958: *Составление и подготовка к печати гидрологического ежегодника*. Ленинград.

Выпуск 7: *Гидрометеорологические наблюдения на озерах и водохранилищах:*

Часть I — 1973: *Гидрологические наблюдения на озерах и водохранилищах*. Ленинград.

Выпуск 10: *Инспекция гидрометеорологических станций и постов.*

Часть I — 1976: *Инспекция метеорологических наблюдений на станциях*. Ленинград.

Часть II — 1980: *Инспекция гидрометеорологических наблюдений и работ*. Ленинград.

Часть VI — 1976: *Инспекция агрометеорологических наблюдений и работ*. Ленинград.

Выпуск 11: *Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах:*

Часть I — 1985: *Основные агрометеорологические наблюдения*. Ленинград.

Часть III — 1989: *Правила заполнения и подготовки к занесению на технические носители данных в книжках КСХ-1м, КСММ-2м, и в таблице ТСХ-6м*. Ленинград.

1964: *Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса*. Ленинград.

- 1967: *Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 74. Температура воды.* Москва.
- 1967: *Руководство по поверке метеорологических приборов.* Ленинград.
- 1968: *Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 75. Волнение.* Ленинград.
- 1972: *Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах.* Ленинград.
- 1974: *Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2.*
- 1977: *Руководство по теплобалансовым наблюдениям.*
- 1978: *Атлас облаков.*
- 1978: *Инструкция по производству агрометеорологических и зоометеорологических наблюдений в районах пастбищного животноводства.* Ленинград.
- 1979: *Методические указания по приведению атмосферного давления к уровню моря и вычислению высот изобарических поверхностей на метеорологических станциях.*
- 1979: *Таблицы для вычисления влажности почвы.* Ленинград.
- 1981: *Методические указания по проведению критического контроля результатов метеорологических наблюдений на сети станций.* Гидрометеиздат.
- 1981: *Психрометрические таблицы влажности.*
- 1983: *Методические указания по ведению Государственного водного кадастра: Раздел 1. Поверхностные воды. Выпуск 6. Подготовка и перфорация первичных данных. Часть I. Реки и каналы.* Обнинск.
- 1984: *Методические рекомендации по подготовке паспортных данных поста для автоматизированной обработки данных наблюдений на реках, каналах и морских устьях рек. Часть I. Определение и подготовка к занесению на технические носители справочных сведений и параметров контроля данных гидрологических наблюдений.* Обнинск.
- 1985: *Руководство по определению агрогидрологических свойств почвы.* Ленинград.
- 1986: *Методические указания по ведению Государственного водного кадастра: Раздел 1. Поверхностные воды. Часть I. Реки и каналы. Выпуск 7. Машинная обработка первичных данных и занесение информации на долговременные технические носители. Книга 2. Алгоритмы контроля и обработки первичных данных.* Обнинск.
- 1987: *Методические указания по ведению Государственного водного кадастра: Раздел 1, Выпуск 6, Часть 2 — Озера и водохранилища. Том 11 — Правила заполнения книжек и таблиц.* Ленинград.
- 1987: *Методические указания по ведению Государственного водного кадастра: Раздел 1, Выпуск 6, Часть 2, Том 1 — Организация и методика работ в условиях автоматизированной обработки донных наблюдений.* Ленинград.
- 1987: *Методические указания по производству радиозондирования атмосферы системой АВК-1 (ТИТАН) - МРЗ. Долгопрудный (ЦАО).*
- 1988: *Методические указания по составлению агрометеорологического ежегодника (серия 1 Научно-прикладного справочника по агрометеорологическим ресурсам СССР.)* Ленинград.
- 1989: *Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокатора МРЛ-5.* Ленинград.
- VIET NAM, REPÚBLICA SOCIALISTA DE (Hydrometeorological Service) (en vietnamita)
Central Aerological Observatory, 1979: *Manual of Upper-air Observations by Malakhit A 22.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Central Aerological Observatory, 1992: *Manual of Observations for Atmospheric Ozone.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Central Aerological Observatory, 1993: *Manual of Radiometeorological Observations by MRL 5.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Central Aerological Observatory, 1993: *Manual of Upper-air Observations by Meteorit 2-RKZ5-MARZ-22.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Le Duc, T., 1990: *Manual of Surface Meteorological Observations.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Luong, X. T., 1991: *Guide to the Inspection of Marine Hydrometeorological Stations.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Nguyen, T. T., 1991: *Manual of Observations at Marine Hydrometeorological Stations.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
Nguyen, T. V., 1990: *Manual of Radiation Observations.* Hydrometeorological Service, Hanoi.
- ZIMBABWE (Department of Meteorological Services)
1974: *Manual on Meteorological Instruments.* Harare.
1982: *Meteorological Observers' Handbook.* Harare.

APÉNDICE II

LISTA DE COLABORADORES DE LA GUÍA

Parte I

A. C. M. Beljaars (Países Bajos); B. Buckley (Australia); C. S. Clarke (Reino Unido); K. Dehne (Alemania); H. Doering (Alemania); J. R. Easson (Australia); M. M. El Backry (Egipto); M. Etienne (Bélgica); R. K. Farnsworth (Estados Unidos); U. Feister (Alemania); B. W. Forgan (Australia); M. Gillet (Francia); T. Gish (Estados Unidos); B. Goodison (Canadá); P. Grégoire (Francia); K. Hegg (Noruega); B. Hoegger (Suiza); H. Janssen (Alemania); D. W. Jones (Reino Unido); J. D. Kalma (Australia); J. B. Kerr (Canadá); A. Klamt (Alemania); S. Klemm (Alemania); A. Lange (Finlandia); M. Leroy (Francia); L. J. B. McArthur (Canadá); G. Major (Hungría); J. R. Metcalfe (Canadá); J. Nash (Reino Unido); D. J. Painting (Reino Unido); B. Sevruk (Suiza); P. J. R. Shaw (Australia); D. Sonntag (Alemania); W. Sparks (Reino Unido); G. Steinhorst (Alemania); C. J. Stigter (Países Bajos); J. Terpstra (Países Bajos); R. D. Thomas (Estados Unidos); A. O. Van Gysegem (Bélgica); J. P. van der Meulen (Países Bajos); D. I Wardle (Canadá); J. O. Warne (Australia).

Parte II

(se incluirá cuando haya sido completada)

Parte III

(se incluirá cuando haya sido completada)
