

ORGANIZACION METEOROLOGICA MUNDIAL

**COMPENDIO DE APUNTES  
PARA LA FORMACION  
DEL PERSONAL  
METEOROLOGICO DE LA  
CLASE IV**

preparado por  
B. J. RETALLACK

**VOLUMEN II - METEOROLOGIA**  
Partes I y II  
SEGUNDA EDICION



OMM - N° 266

Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial  
Ginebra, Suiza

1991

© 1991, Organización Meteorológica Mundial

ISBN 92-63-32266-X

NOTA

Las denominaciones empleadas en esta publicación y la forma en que aparecen presentados los datos que contiene no implican, de parte de la Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial, juicio alguno sobre la condición jurídica de ninguno de los países, territorios, ciudades o zonas citados o de sus autoridades, ni respecto de la demarcación de sus fronteras o límites.

## I N D I C E

	<u>Página</u>
PROLOGO .....	xiii
PARTE I - METEOROLOGIA GENERAL .....	1
INTRODUCCION .....	1
CAPITULO I - COMPOSICION DE LA ATMOSFERA .....	3
1.1    Composición del aire seco .....	3
1.2    Ozono atmosférico .....	4
1.3    Vapor de agua en la atmósfera .....	4
1.4    Anhídrido carbónico .....	4
1.5    Composición de la termosfera .....	5
1.6    Gas interplanetario .....	5
Cuestionario .....	6
CAPITULO II - LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA .....	7
2.1    Capas de la atmósfera .....	7
2.2    Troposfera .....	8
2.3    Estratosfera .....	9
2.4    Mesosfera .....	9
2.5    Termosfera .....	10
2.6    Exosfera .....	10
Cuestionario .....	11
CAPITULO III - INTERCAMBIOS DE CALOR EN LA ATMOSFERA .....	13
3.1    Radiación solar .....	13
3.2    Radiación terrestre .....	13
3.3    Otros procesos de intercambio de calor .....	14
3.4    Balance energético de la atmósfera .....	15
3.5    Efecto de la radiación en la superficie terrestre .....	16
3.6    Diferencias de temperaturas entre los continentes y los mares .....	16
Cuestionario .....	17
CAPITULO IV - TEMPERATURA DEL AIRE .....	19
4.1    Principios fundamentales de la medida de la temperatura ..	19
4.2    Escalas Celsius y Fahrenheit de temperatura .....	20
4.3    Conversión de la temperatura de una escala a otra .....	21
4.4    Escala Kelvin de temperatura .....	22
4.5    Procesos físicos empleados en termometría .....	22
4.6    Principales tipos de termómetros .....	22
4.7    Medida de la temperatura del aire .....	24
4.8    Temperatura del aire en superficie .....	24
4.9    Exposición de los termómetros .....	25
4.10   Variación diurna de la temperatura del aire en superficie	25
4.11   Variación de la temperatura con la altura .....	26
Cuestionario .....	27

Página

CAPITULO V - PRESION ATMOSFERICA .....	29
5.1    Naturaleza de la presión atmosférica .....	29
5.2    Unidades de presión atmosférica .....	30
5.3    Medida de la presión atmosférica .....	31
5.4    Barómetros de mercurio .....	31
5.5    Reducción de las lecturas del barómetro a las condiciones normales .....	32
5.6    Barómetros aneroides .....	33
5.7    Barógrafos .....	34
5.8    Variación de la presión con la altura .....	34
5.9    Reducción de la presión a los niveles normales .....	35
5.10   Altimetría .....	36
5.11   Atmósfera tipo de la OACI .....	36
5.12   Correcciones altimétricas - Ajuste del altímetro.....	37
5.13   Variación semidiurna de la presión .....	38
5.14   Gradiente de presión .....	39
Cuestionario .....	40
CAPITULO VI - AIRE HUMEDO .....	41
6.1    Humedad del aire .....	41
6.2    Los tres estados del agua .....	41
6.3    Tensión de vapor de aire húmedo .....	41
6.4    Variaciones del contenido de vapor de agua .....	42
6.5    Tensión de vapor de saturación del aire húmedo .....	42
6.6    Proceso de condensación .....	43
6.7    Proceso isobárico .....	43
6.8    Proceso adiabático .....	44
6.9    Proceso de congelación .....	44
6.10   Proceso de sublimación .....	44
6.11   Calor latente .....	46
6.12   Indicadores del contenido de vapor de agua en el aire ....	46
6.13   Humedad relativa .....	46
6.14   Métodos para medir la humedad del aire .....	47
6.15   Principio del termómetro de bulbo húmedo .....	47
6.16   Tipos de psicrómetros .....	48
6.17   Tablas psicrométricas .....	48
6.18   Densidad del aire húmedo .....	49
Cuestionario .....	49
CAPITULO VII - VIENTO EN SUPERFICIE .....	51
7.1    Principios generales de la medida del viento en superficie	51
7.2    Exposición de los instrumentos para medir el viento en superficie .....	51
7.3    Dirección del viento en superficie - Unidades de medida ..	52
7.4    Medida de la dirección del viento en superficie .....	52
7.5    Intensidad del viento en superficie - Unidades de medida ..	53
7.6    Medida de la intensidad del viento en superficie .....	55
7.7    Variaciones del viento en superficie .....	56
7.8    Variación diurna de la intensidad del viento en superficie	56
7.9    Fuerzas que actúan sobre el aire en movimiento .....	56
7.10   Viento geostrófico .....	57

CAPITULO VII (continuación)

7.11	Viento del gradiente .....	58
7.12	Ley de Buys-Ballot .....	60
7.13	Viento en la capa límite .....	60
7.14	Convergencia y divergencia horizontales .....	60
7.15	Advección del aire .....	61
	Cuestionario .....	62

CAPITULO VIII - CLASIFICACION DE LAS NUBES .....

8.1	Nombres de las nubes .....	63
8.2	Géneros de nubes .....	63
8.3	Altura, altitud y dimensión vertical .....	64
8.4	Niveles .....	64
8.5	Definición de los diez géneros de nubes .....	65
8.6	Identificación de las nubes .....	67
	Cuestionario .....	67

CAPITULO IX - HIDROMETEOROS .....

9.1	Definición de meteoro .....	69
9.2	Definición de los meteoro .....	69
9.3	Clasificación de los hidrometeoros .....	70
9.4	Precipitación .....	71
9.5	Definición y descripción de los hidrometeoros .....	71
9.6	Relaciones entre las precipitaciones y los géneros de nubes .....	77
9.7	Velocidad de caída de las gotas de agua .....	78
9.8	Deformación de las gotas de lluvia .....	79
	Cuestionario .....	80

CAPITULO X - ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMOSFERA .....

10.1	Procesos adiabáticos en la atmósfera .....	81
10.2	Gradiente térmico vertical real .....	82
10.3	Estabilidad .....	83
10.4	Método de la partícula .....	83
10.5	Movimientos verticales del aire no saturado .....	84
10.6	Movimiento vertical del aire saturado .....	86
10.7	Inestabilidad condicional .....	87
10.8	Resumen .....	87
10.9	Nivel de condensación de la partícula por levantamiento ..	88
10.10	Turbulencia atmosférica .....	88
10.11	Inversiones de temperatura .....	90
10.12	Inversión por radiación .....	91
10.13	Inversión por turbulencia .....	91
10.14	Inversión por subsidencia .....	92
10.15	Inversiones frontales .....	93
10.16	Efectos de las inversiones .....	93
10.17	Gradientes superadiabáticos .....	93
10.18	Nivel de condensación por convección .....	94
	Cuestionario .....	94

Página

CAPITULO XI - FORMACION Y DISIPACION DE LAS NUBES .....	97
11.1 Condensación, congelación y sublimación .....	97
11.2 Causas generales de la formación de nubes .....	98
11.3 Turbulencia mecánica .....	98
11.4 Convección .....	100
11.5 Ascenso orográfico .....	101
11.6 Ascenso lento de gran extensión horizontal .....	103
11.7 Nubes asociadas con un ascenso de gran extensión horizontal a lo largo de una zona frontal.....	104
11.8 Disipación de las nubes .....	106
Cuestionario .....	107
CAPITULO XII - PROCESOS DE PRECIPITACION .....	109
12.1 Tamaño de las gotitas de agua en las nubes .....	109
12.2 Crecimiento inicial de las gotitas de agua en la nubes ...	110
12.3 Mecanismo de la coalescencia .....	110
12.4 Formación de cristales de hielo .....	111
12.5 Proceso de Bergeron .....	111
12.6 Crecimiento de los cristales de hielo por colisión .....	112
12.7 Resumen sobre la formación de precipitaciones .....	113
12.8 Características de diversos tipos de precipitación .....	114
Cuestionario .....	116
CAPITULO XIII - LA VISIBILIDAD .....	117
13.1 Visibilidad meteorológica .....	117
13.2 Definición de la visibilidad diurna .....	117
13.3 Visibilidad nocturna .....	118
13.4 Instrumentos para medir la visibilidad .....	118
13.5 Factores que influyen en la visibilidad .....	118
13.6 Efecto de las precipitaciones .....	119
13.7 Niebla y neblina .....	119
13.8 Rociones .....	121
13.9 Partículas de aceite en la atmósfera .....	121
13.10 Reducción de la visibilidad por el humo .....	121
13.11 Reducción de la visibilidad por polvo o arena .....	122
13.12 Efectos de partículas salinas .....	123
Cuestionario .....	123
CAPITULO XIV - VIENTOS LOCALES .....	125
14.1 Brisa de mar .....	125
14.2 Brisa de tierra .....	127
14.3 Viento catabático .....	127
14.4 Viento anabático .....	128
14.5 Foehn .....	129
14.6 Variaciones de temperatura en el curso de la formación del foehn .....	130
Cuestionario .....	131

Página

CAPITULO XV - FENOMENOS LOCALES VIOLENTOS .....	133
15.1 Importancia meteorológica de la noción de escala .....	133
15.2 Tormentas eléctricas .....	133
15.3 Formación y evolución de celdas en una tormenta eléctrica	135
15.4 Tipos de tormentas eléctricas .....	136
15.5 Detección de las tormentas eléctricas .....	137
15.6 Tornados .....	138
15.7 Trombas .....	138
Cuestionario .....	139
CAPITULO XVI - MASAS DE AIRE Y FRENTES .....	141
16.1 Definición de una masa de aire .....	141
16.2 Regiones generadoras de masas de aire .....	141
16.3 Clasificación de las masas de aire .....	141
16.4 Símbolos de las masas de aire .....	143
16.5 Evolución de las masas de aire .....	144
16.6 Características generales de los frentes .....	144
16.7 Clasificación de los frentes .....	145
16.8 Fenómenos asociados con los modelos teóricos de frentes ..	146
16.9 Modelo teórico del frente caliente .....	146
16.10 Modelo teórico del frente frío .....	146
16.11 Ciclones extratropicales y perturbaciones del frente polar	147
16.12 Depresión ondulatoria .....	147
16.13 Fenómenos asociados a una depresión ondulatoria en estado de madurez .....	148
16.14 Frentes ocluidos .....	149
16.15 Fenómenos asociados con los frentes ocluidos .....	149
Cuestionario .....	150
CAPITULO XVII - ANALISIS SINOPTICO .....	151
17.1 Tipos de mapas sinópticos .....	151
17.2 Mapas sinópticos al nivel del mar .....	152
17.3 Configuraciones isobáricas al nivel del mar .....	152
17.4 Anticiclones y dorsales .....	152
17.5 Depresiones y vaguadas .....	153
17.6 Otras configuraciones isobáricas .....	154
17.7 Sistemas frontológicos en el mapa al nivel del mar .....	155
17.8 Mapas de presión constante .....	157
17.9 Análisis de las líneas de corriente .....	157
17.10 Configuraciones de las líneas de corriente .....	158
17.11 Análisis de isotacas .....	159
Cuestionario .....	159
CAPITULO XVIII - RELACIONES ENTRE LAS CONFIGURACIONES SINOPTICAS Y CARACTERISTICAS DEL TIEMPO .....	161
18.1 Circulación del aire en la proximidad de la superficie terrestre .....	161
18.2 Anticiclones .....	161
18.3 Dorsales .....	162

Página

CAPITULO XVIII (continuación)

18.4	Depresiones .....	162
18.5	Vaguadas .....	163
18.6	Collados .....	163
18.7	Tiempo asociado a los flujos de aire frío o caliente .....	163
18.8	Configuraciones de líneas de corriente y de isotacas .....	163
	Cuestionario .....	164

CAPITULO XIX - METEOROLOGIA TROPICAL .....	165
--	-----

19.1	Campo de la Meteorología Tropical .....	165
19.2	Vaguada ecuatorial .....	165
19.3	Esquema simplificado de la circulación al nivel del mar ..	166
19.4	Alisios .....	167
19.5	Monzones .....	168
19.6	Regiones de Monzón .....	169
19.7	El tiempo en las regiones tropicales .....	169
19.8	Zonas de convergencia .....	170
19.9	El tiempo en la vaguada ecuatorial .....	170
19.10	Zona intertropical de convergencia .....	171
19.11	Variación diurna y efectos locales .....	171
19.12	Perturbaciones tropicales .....	171
19.13	Ciclones tropicales .....	172
	Cuestionario .....	173

CAPITULO XX - LA CIRCULACION GENERAL .....	175
--	-----

20.1	El movimiento promedio en la troposfera y en la baja estratosfera .....	175
20.2	Corrientes en chorro .....	177
20.3	Modelos de la circulación general .....	178
	Cuestionario .....	180

PARTE II - INSTRUMENTOS Y OBSERVACIONES METEOROLOGICAS DE SUPERFICIE .	181
--	-----

INTRODUCCION .....	181
--------------------	-----

CAPITULO I - NATURALEZA DE LAS OBSERVACIONES METEOROLOGICAS .....	183
---	-----

1.1	Clasificación de las estaciones .....	183
1.2	Las redes de estaciones .....	184
1.3	Los diferentes tipos de observaciones .....	184
1.4	Horas de las observaciones .....	186
1.5	Medida de las distancias verticales .....	186
1.6	Funciones de los observadores .....	187
1.7	Observaciones de superficie .....	188
	Cuestionario .....	188

CAPITULO II - CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS OBSERVACIONES INSTRUMENTALES DE SUPERFICIE .....	189
2.1    Emplazamiento y exposición de los instrumentos .....	189
2.2    Características generales que han de reunir los instrumentos meteorológicos .....	190
2.3    Clases fundamentales de los instrumentos meteorológicos ..	190
2.4    Instrumentos registradores .....	191
2.5    Tambores registradores y mecanismos de relojería .....	191
2.6    Bandas para instrumentos registradores .....	192
2.7    Nonio (Vernier) .....	192
2.8    Lectura de los instrumentos meteorológicos .....	193
Cuestionario .....	194
CAPITULO III - CLASIFICACION DE LAS NUBES .....	195
3.1    Clasificación de las nubes .....	195
3.2    Resumen de la clasificación de las nubes .....	198
3.3    Especies .....	198
3.4    Variedades .....	200
3.5    Particularidades suplementarias y nubes anejas .....	201
3.6    Nubes madres .....	203
Cuestionario .....	204
CAPITULO IV - MEDIDA DE LA TEMPERATURA .....	207
4.1    Escalas de temperatura .....	207
4.2    Temperatura del aire en superficie .....	207
4.3    Exposición de los termómetros .....	207
4.4    Termómetros de líquido en tubo de vidrio .....	208
4.5    Lectura de los termómetros de líquido en tubo de vidrio ..	208
4.6    Termómetro de máxima .....	209
4.7    Lectura y puesta en estación del termómetro de máxima ....	209
4.8    Termómetro de mínima .....	210
4.9    Lectura y puesta en estación de un termómetro de mínima ..	210
4.10   Termógrafo de lámina bimetálica .....	211
4.11   Mantenimiento y calibración del termógrafo de lámina bimetálica .....	212
4.12   Procedimiento para el cambio de las bandas del termógrafo.	212
4.13   Termógrafo de tubo Bourdon .....	213
4.14   Termógrafo de mercurio en tubo de acero .....	213
4.15   Termómetro de mínima junto al suelo cubierto de césped ...	213
4.16   Temperatura del suelo .....	214
4.17   Termómetros en el suelo .....	214
4.18   Colocación de los termómetros en el suelo .....	215
4.19   Lectura de los termómetros en el suelo .....	216
Cuestionario .....	217
CAPITULO V - MEDIDA DE LA PRESION .....	219
5.1    Unidades de presión atmosférica .....	219
5.2    Barómetros de mercurio .....	220
5.3    Condiciones normales .....	220
5.4    Escalas barométricas .....	221
5.5    Reducción de las lecturas barométricas a condiciones normales .....	221

CAPITULO V (continuación)

5.6	Exposición de los barómetros .....	221
5.7	Lectura de los barómetros de mercurio .....	221
5.8	Barómetros aneroides .....	223
5.9	Lectura de los barómetros aneroides .....	223
5.10	Barógrafo aneroide .....	223
5.11	Mantenimiento y calibración de los barógrafos aneroides ..	224
5.12	Procedimiento para el cambio de las bandas del barógrafo .	224
5.13	Variación barométrica .....	224
5.14	Reducción de la presión a los niveles normales .....	225
	Cuestionario .....	225

CAPITULO VI - MEDIDA DE LA HUMEDAD ATMOSFERICA .....

6.1	Definiciones y unidades .....	227
6.2	Instrumentos de medida de la humedad atmosférica en superficie .....	228
6.3	Ventilación de los psicrómetros y tablas psicrométricas ..	228
6.4	Psicrómetro sencillo sin ventilación artificial.....	228
6.5	Lectura del psicrómetro sencillo .....	230
6.6	Procedimientos particulares para la lectura del psicrómetro sencillo en los climas fríos .....	230
6.7	Psicrómetros con ventilación artificial .....	231
6.8	Métodos de observación aplicables a los psicrómetros de ventilación artificial .....	232
6.9	Causas de error en psicrometría .....	233
6.10	Características especiales para las regiones polares y tropicales .....	234
6.11	Tablas psicrométricas .....	234
6.12	Principio del higrógrafo de cabello .....	235
6.13	Higrógrafo de escala lineal .....	235
6.14	Exposición y manejo de los higrógrafos de cabello .....	237
6.15	Métodos de observación para los higrógrafos de cabello ...	237
	Cuestionario .....	238

CAPITULO VII - MEDIDA DEL VIENTO EN SUPERFICIE .....

7.1	Medida de la dirección del viento: definición y unidades	239
7.2	Veletas .....	239
7.3	Sistemas de lectura directa y de registro de la dirección del viento .....	239
7.4	Estimación de la dirección del viento .....	240
7.5	Medida de la intensidad del viento: unidades .....	240
7.6	Sistemas de lectura directa y de registro de la intensidad del viento .....	241
7.7	Anemómetros rotatorios .....	241
7.8	Principio del anemómetro tubular de presión .....	242
7.9	Anemógrafo tubular de presión .....	244
7.10	Mantenimiento del anemógrafo tubular de presión .....	245
7.11	Instalación de los instrumentos de medida del viento .....	246
7.12	Estimación de la intensidad del viento .....	246
7.13	Fluctuaciones del viento .....	246
7.14	Observaciones del viento en superficie .....	248
	Cuestionario .....	248

	<u>Página</u>
CAPITULO VIII - OBSERVACION DE LAS NUBES .....	251
8.1    Aspecto de las nubes .....	251
8.2    Elementos observados en el transcurso de una observación de nubes .....	252
8.3    Nubosidad .....	253
8.4    Formas de las nubes .....	254
8.5    Identificación de los géneros de nubes .....	254
8.6    Altura a la base de las nubes .....	266
8.7    Movimiento de las nubes .....	268
8.8    La observación de las nubes durante la noche .....	269
8.9    Influencias orográficas .....	272
Cuestionario .....	273
CAPITULO IX - OBSERVACION DEL TIEMPO EN SUPERFICIE .....	275
9.1    Estaciones climatológicas .....	276
9.2    Estaciones sinópticas .....	276
9.3    Términos empleados en la clave del tiempo presente .....	276
9.4    Observación de la intensidad de la precipitación .....	278
9.5    Fenómenos meteorológicos incluidos en la clave del tiempo presente .....	279
9.6    Definición y descripción de los litometeoro.....	281
9.7    Definición y descripción de los electrometeoro.....	283
9.8    Fenómenos meteorológicos que no figuran en la clave del tiempo presente .....	284
9.9    Observación de los fotometeoro.....	285
9.10   Definición y descripción de los fotometeoro.....	285
Cuestionario .....	288
CAPITULO X - MEDIDA DE LA PRECIPITACION .....	291
10.1   Unidades de medida .....	291
10.2   Medida de la precipitación pluvial .....	291
10.3   Medición de la lluvia .....	292
10.4   Instalación de los pluviómetros .....	292
10.5   Observación de la lluvia .....	293
10.6   Pluviómetros registradores .....	294
10.7   Pluviómetros registradores del tipo flotador .....	295
10.8   Pluviómetros registradores del tipo balancín .....	296
10.9   Pluviómetros registradores del tipo báscula .....	297
10.10  Pluviógrafos de intensidad .....	297
10.11  Medida de la nieve caída .....	298
10.12  Profundidad de la capa de nieve caída .....	298
10.13  Contenido de agua en la capa de nieve caída .....	299
10.14  Medida de la capa de nieve .....	299
Cuestionario .....	300
CAPITULO XI - MEDIDA DE LA VISIBILIDAD .....	301
11.1   Definición de la visibilidad meteorológica .....	301
11.2   Problemas relacionados con la determinación de la visibilidad .....	301
11.3   Plano de los puntos de referencia de la visibilidad .....	302

Página

CAPITULO XI (continuación)

11.4	Elección de los puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones diurnas .....	302
11.5	Elección de puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones nocturnas .....	303
11.6	Relación entre la visibilidad diurna y la nocturna .....	304
11.7	Estimación de la visibilidad .....	304
11.8	Instrumentos para medir la visibilidad .....	305
11.9	Caso en que la visibilidad horizontal varía según la dirección en la que se observa .....	305
11.10	Visibilidad oblicua .....	305
11.11	Visibilidad vertical .....	305
	Cuestionario .....	306

CAPITULO XII – MEDIDA DE LA EVAPORACION .....

12.1	Factores que influyen en la evaporación .....	307
12.2	Unidades de medida .....	308
12.3	Tipos de medidas .....	308
12.4	Métodos de medida .....	309
12.5	Evaporación de la superficie del suelo .....	309
12.6	Evaporación de una superficie porosa humedecida .....	310
12.7	Evaporación a partir de superficies libres de agua, en depósitos o tanques .....	310
12.8	Tanque de evaporación clase "A" .....	312
12.9	Modo de efectuar las observaciones en un tanque de evaporación .....	313
12.10	Tanques registradores .....	314
	Cuestionario .....	315

CAPITULO XIII – MEDIDA DE LA DURACION DE LA INSOLACION .....

13.1	Principio del heliógrafo Campbell-Stokes .....	317
13.2	Descripción del heliógrafo Campbell-Stokes .....	317
13.3	Instalación del heliógrafo .....	318
13.4	Bandas registradoras .....	318
13.5	Ajustes necesarios .....	319
13.6	Forma de efectuar los ajustes .....	319
13.7	Errores de ajuste .....	321
13.8	Mantenimiento del heliógrafo .....	321
13.9	Cambio de banda .....	321
13.10	Ánálisis de las bandas .....	322
	Cuestionario .....	322

CAPITULO XIV – ESTADO DEL TERRENO .....

14.1	La superficie del suelo sin vegetación .....	323
14.2	El área representativa del terreno que rodea la estación .....	323
14.3	Escala para el cifrado de las observaciones del estado del terreno .....	323
	Cuestionario .....	325

	<u>Página</u>
CAPITULO XV - OBSERVACIONES MARITIMAS .....	327
15.1 Elementos que deben ser observados en las estaciones de tierra y en las de mar .....	327
15.2 Medida de la temperatura del mar .....	332
15.3 Descripción de los métodos empleados en la medida de la temperatura del mar .....	333
15.4 Olas del océano: características generales .....	334
15.5 La velocidad de las olas oceánicas .....	335
15.6 Las olas de aguas poco profundas .....	336
15.7 Observación de las olas oceánicas .....	336
15.8 Métodos de observación de las características de cada sistema de olas diferentes .....	336
15.9 Medida de la altura y del período promedio de un sistema de olas .....	337
15.10 Observaciones efectuadas a bordo de los buques mercantes ordinarios .....	337
15.11 Observaciones efectuadas a bordo de buques meteorológicos o de barcos especiales .....	338
15.12 Medida de las olas desde estaciones costeras .....	338
15.13 Especificaciones para las olas de mar de viento y de mar de fondo .....	338
15.14 Observaciones de fenómenos especiales .....	338
15.15 Observaciones de hielos marinos .....	339
Cuestionario .....	339



## PROLOGO

De acuerdo con la recomendación del primer seminario regional de la OMM para instructores meteorológicos nacionales encargados de la formación de personal meteorológico (El Cairo, 1966), el Comité Ejecutivo aprobó la preparación del Compendio de apuntes para la formación de personal meteorológico de Clase IV. Este documento fue preparado por el Sr. B.J. Retallack (Australia) y publicado por la Secretaría de la OMM en 1970. La publicación consta de dos volúmenes:

Volumen I - Ciencias de la Tierra;

Volumen II - Meteorología.

Los dos volúmenes han sido distribuidos ampliamente y, aunque se volvieron a imprimir en 1976, están ahora agotados. Con el fin de atender las numerosas solicitudes recibidas, y teniendo en cuenta la reciente introducción de un nuevo sistema de cifrado, se publica ahora esta segunda edición del Volumen II. Las ediciones pertinentes fueron revisadas por el Sr. M. Mlaki (Tanzania) que estudió detenidamente la edición anterior antes de introducir las enmiendas pertinentes relativas a la utilización de las nuevas claves y de la terminología.

Quisiera aprovechar esta ocasión para expresar mi agradecimiento al Sr. M. Mlaki por la excelente labor que ha realizado.

Como ocurrió con la primera edición, el presente Compendio se basa en los apuntes pertinentes que figuran en las "Directrices para la enseñanza y la formación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa" (OMM - N° 258). Está destinada principalmente a la formación de personal meteorológico de Clase IV. Sin embargo, hasta que se actualice el "Compendio de apuntes para la formación meteorológica del personal de Clase III" (OMM - N° 291), especialmente en lo que respecta a la introducción de nuevas claves, podrán utilizarse algunos capítulos pertinentes del presente Compendio para la formación del personal meteorológico de Clase III.

Esperamos que la presente publicación continúe siendo útil tanto para los instructores como para los estudiantes y que contribuya a alcanzar y mantener un alto nivel de formación científica y técnica del personal meteorológico en todo el mundo.



(G.O.P. Obasi)  
Secretario General



## PARTE I - METEOROLOGIA GENERAL

### INTRODUCCION

Esta parte, que es la primera de las que están dedicadas específicamente a la meteorología, trata de diferentes aspectos de la ciencia meteorológica que permiten que el observador comprenda cuáles son los objetivos de los trabajos que se le encomiendan. De esta forma estará en mejores condiciones para efectuar buenas observaciones.

Este curso de Meteorología General trata en primer lugar, en el Capítulo I, de la composición de la atmósfera y luego, en el Capítulo II, de las diferentes capas de la misma. Los diversos aspectos de la meteorología física y dinámica se exponen en los Capítulos III a XIII.

En los Capítulos XIV y XV se estudian respectivamente los vientos locales y los fenómenos locales violentos. La meteorología sinóptica se estudia en los Capítulos XVI a XIX. Finalmente, el Capítulo XX es una introducción a los diferentes aspectos de la circulación general de la atmósfera.

Lógicamente, el estudiante que empieza el estudio de este curso debe conocer ya las diferentes cuestiones tratadas en el Volumen I, "Ciencias de la Tierra". Sin embargo, algunas veces, será muy difícil volver a leer determinados capítulos apropiados de dicho volumen, en el caso de que el estudiante no haya adquirido todos los conocimientos básicos necesarios para asimilar un tema particular.

---



## CAPITULO I

### COMPOSICION DE LA ATMOSFERA

Nuestro globo terráqueo está rodeado por un gran océano de aire en cuyo fondo viven la mayoría de los hombres. Este aire está constituido por diferentes gases que son atraídos hacia la Tierra por efecto de la gravedad.

De manera convencional, se establece el límite superior de la atmósfera a una altura aproximada de 1.000 km sobre el nivel medio del mar. Pero la mayoría de los científicos prefieren considerar que el aire atmosférico llega hasta confundirse con los gases raros y el polvo del espacio interplanetario. En este caso, no existe un límite preciso entre la atmósfera y este espacio.

La simple consideración de la dimensión vertical de la atmósfera puede algunas veces inducir a error, ya que en el límite convencional de 1.000 km la atmósfera está tan enrarecida que su densidad es menor que la del vacío que pueda obtener el hombre. De hecho, la parte de la atmósfera que se extiende más allá de 30 km de altitud, tiene una masa correspondiente al 1 por ciento solamente de su masa total.

Para entender bien los procesos físicos que se producen en la atmósfera, es necesario, en principio, conocer su composición. En este capítulo se tratará de los componentes de la atmósfera y de su distribución en el espacio.

#### 1.1 Composición del aire seco

El aire atmosférico es esencialmente una mezcla de gases diferentes. Pero también se encuentran en la atmósfera partículas sólidas - algunas veces muy pequeñas - polvo y humo. Además el agua en la atmósfera no está sólamente en estado de vapor, sino también en estado sólido y líquido.

En el Cuadro 1.1 se indica la composición del aire seco, por unidad de volumen y al nivel del mar. Los datos de este cuadro corresponden al aire seco en un lugar alejado de las ciudades y de los incendios forestales.

Cuadro 1.1  
Composición del aire seco

Gas	Proporción volumétrica en la atmósfera
Nitrógeno .....	78.084
Oxígeno .....	20.946
Argón .....	0.934
Anhídrido carbónico .....	0.033
Neón .....	0.00182
Helio .....	0.00052
Kriptón, hidrógeno, xenón, ozono, radón, etc. .....	0.00066

En general, estos gases se encuentran en la atmósfera en proporciones constantes hasta una altitud de 80 km aproximadamente. Sin embargo, hay dos excepciones importantes: el ozono ( $O_3$ ) y el vapor de agua ( $H_2O$ ). También en las capas bajas es variable la proporción de anhídrico carbónico ( $CO_2$ ).

#### 1.2 Ozono atmosférico

Las moléculas de ozono ( $O_3$ ) están constituidas por tres átomos de oxígeno. La concentración de ozono varía con la altitud, la latitud y la hora.

La mayor parte del ozono que se forma en la alta estratosfera es el resultado de un cierto número de procesos, principalmente la absorción de la radiación ultravioleta. Las moléculas de ozono tienden a caer en la atmósfera y se acumulan en la estratosfera inferior, entre 15 km y 25 km de altitud.

También puede formarse ozono, en pequeñas cantidades, cerca de la superficie terrestre, debido a descargas eléctricas. Sin embargo, la concentración de ozono a una altitud dada, varía considerablemente a causa de la circulación general de la atmósfera.

La presencia de ozono en la atmósfera es indispensable para nuestro bienestar, ya que al absorber este gas una gran cantidad de la mortífera radiación ultravioleta emitida por el Sol, permite al hombre vivir sobre la superficie de la Tierra.

#### 1.3 Vapor de agua en la atmósfera

La atmósfera no está nunca completamente seca, pues contiene siempre vapor de agua en proporciones variables. En las regiones tropicales marítimas que son cálidas y húmedas, la cantidad de vapor de agua contenido en una muestra dada de aire puede alcanzar la proporción del 3 por ciento de la masa total de la muestra. Por el contrario, en ciertas regiones continentales, la proporción de vapor de agua es tan baja que es difícil medirla.

Es de indicar, que cantidades de vapor de agua relativamente pequeñas pueden provocar importantes cambios de tiempo. Esto es debido sobre todo a las variaciones de la concentración del vapor de agua en la troposfera, particularmente en las capas situadas por debajo de los 6 km, que son las que contienen la mayor parte del vapor de agua de la atmósfera. Este vapor de agua contenido en la atmósfera proviene de la superficie terrestre por evaporación del agua de las superficies líquidas por la transpiración de los vegetales. Despues, el vapor pasa al estado líquido o al estado sólido para volver finalmente a la Tierra en forma de rocío, cencellada, lluvizna, lluvia, nieve o granizo.

Por término medio, la concentración de vapor de agua en la atmósfera decrece con la altitud, pero algunas veces sucede que esta distribución se invierte en determinadas capas de la atmósfera.

#### 1.4 Anhídrido carbónico

El anhídrido carbónico ( $CO_2$ ) contenido en la atmósfera es debido a una serie de procesos tales como la respiración humana y animal, la descomposición y la combustión de materias que contengan carbono y a las erupciones volcánicas. Pero la mayor parte del gas así producido es absorbido por los vegetales.

Aproximadamente el 99 por ciento del anhídrico carbónico de la Tierra está disuelto en los océanos. Dado que la solubilidad varía con la temperatura, el agua de los océanos absorberá o desprenderá este gas como resultado de los cambios de temperatura de la misma. Esto afecta a la concentración del anhídrido carbónico del aire.

Se estima que la cantidad anual de anhídrido carbónico que entra y sale del aire representa la décima parte del total de anhídrido carbónico contenido en la atmósfera.

La concentración de anhídrido carbónico en las proximidades del suelo es muy variable. En las ciudades es elevada. En las regiones alejadas de las zonas industriales y a algunos metros solamente sobre el suelo, su valor es muy próximo a la cifra indicada en el Cuadro 1.1. Sin embargo, su repartición en la alta atmósfera es todavía mal conocida.

#### 1.5 Composición de la termosfera

A altitudes superiores a 80 km, la mezcla de los gases de la atmósfera no es constante. Las moléculas y los átomos más pesados tienen tendencia a separarse de los otros por efecto de la gravedad.

Los átomos de un gran número de gases no están agrupados en moléculas, ya que los separan los rayos ultravioleta y los rayos X emitidos por el Sol. Así, por encima de las 80 km, el número de átomos de oxígeno (O) crece con la altitud en detrimento de las moléculas diatómicas de oxígeno ( $O_2$ ). A 130 km de altitud, aproximadamente, dos tercios de las moléculas de oxígeno están separadas en átomos de oxígeno.

El resultado de estos procesos es que, a niveles muy elevados, las moléculas de nitrógeno ceden su sitio a los átomos de oxígeno que, a su vez, son remplazados por átomos de hidrógeno, los cuales son más ligeros en las capas aún más elevadas.

Las radiaciones solares de onda corta provocan también la ionización. Ya hemos indicado en el párrafo 1.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que un átomo eléctricamente neutro se convertía en un ión positivo cuando perdía un electrón y en un ión negativo cuando lo ganaba. Este proceso se llama ionización.

La ionización puede producirse a altitudes menores de 80 km, pero es en la termosfera donde se observa la mayor concentración de iones. En la parte inferior de esta región se encuentran iones negativos, iones positivos, electrones libres, así como átomos y moléculas neutras. Mientras que en la parte superior, predominan sobre todo los protones (átomos de hidrógeno ionizado) y los electrones. Después llegamos a un nivel en el que la atmósfera terrestre comienza a confundirse con los gases muy enrarecidos del espacio interplanetario.

#### 1.6 Gas interplanetario

El espacio entre los planetas de nuestro sistema solar no está completamente vacío. Aunque la densidad de la materia sea muy baja, contiene ciertos gases calientes y partículas sólidas.

Los materiales que existen en estado gaseoso en estas regiones constituyen el gas interplanetario, puesto que se encuentra "entre los planetas", y está compuesto sobre todo de protones y electrones.

El movimiento orbital de la Tierra alrededor del Sol se efectúa en el gas interplanetario. Por eso, los límites de la atmósfera se pueden considerar confundidos con esta materia muy enrarecida.

Teniendo en cuenta su composición, las reacciones químicas, la ionización, la temperatura, etc. se puede dividir la atmósfera en diferentes capas. En el siguiente capítulo se estudiarán las características de algunas de estas regiones.

#### CUESTIONARIO

1. Indíquese brevemente cuál es la composición del aire seco en los 80 km de altitud.
2. La mayor parte de los gases atmosféricos se encuentran en proporciones constantes hasta una altitud de 80 km aproximadamente. Sin embargo, tres gases son una excepción, ¿cuáles?. Indíquese para uno de ellos cuáles son los factores que pueden modificar su concentración.
3. ¿Cuál es la composición de la termosfera?
4. ¿Por qué procesos se produce o se extrae de la atmósfera el anhídrido carbónico?
5. Describáse brevemente:
  - a) el límite superior de la atmósfera;
  - b) la ionización.

---

## CAPITULO II

### LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA

Actualmente, los meteorólogos saben que para pronosticar la futura evolución de la atmósfera, necesitan considerarla como un todo. Por lo tanto, utilizan, cada vez más, satélites, cohetes y equipos electrónicos para estudiar la alta atmósfera, desarrollando al mismo tiempo las redes de estaciones meteorológicas en la superficie de la tierra.

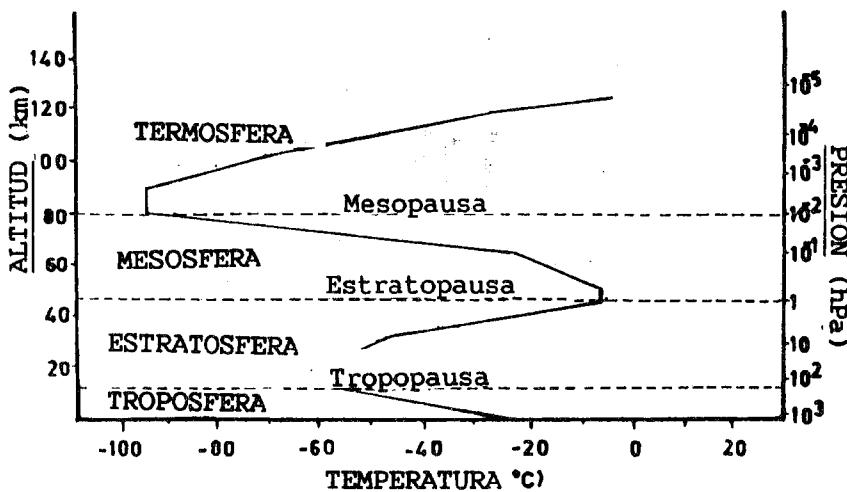
Sin embargo, resulta a menudo práctico estudiar separadamente cada una de estas regiones de la atmósfera. Esto es lo que se hará en este capítulo. Pero no se debe olvidar que todos los fenómenos que se producen en una región dada tienen siempre influencia sobre los de las otras regiones de la atmósfera.

#### 2.1 Capas de la atmósfera

En el párrafo 8.11 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha visto cómo puede ser dividida la atmósfera en diferentes regiones según la temperatura. Estas regiones son la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera.

La Figura 2.1 muestra la variación de la temperatura y de la presión con la altitud. Las temperaturas más elevadas se observan en la superficie terrestre, en la proximidad de la estratopausa y en la termosfera. Estas últimas son debidas a la absorción de la radiación solar.

Figura 2.1  
Capas de la atmósfera



La superficie terrestre absorbe la mayor parte de las radiaciones solares y por lo tanto la troposfera está calentada por su base. Por el contrario, la fuente de calor de la estratosfera está situada en su parte superior, es decir en los niveles en que el ozono absorbe la radiación ultravioleta.

La mesosfera también está calentada por su base, mientras que en la termosfera las capas superiores son las más calientes. Esta última región llega a confundirse finalmente con los gases calientes de la corona solar.

Las elevadas temperaturas que se encuentran cerca de la estratopausa y en la parte superior de la termosfera indican que las partículas se mueven muy rápidamente. Pero no hay que olvidar que, a estos niveles, la atmósfera tiene una densidad muy pequeña.

Como el número de partículas es mucho mayor en las proximidades de la superficie terrestre, esto hace que la mayor parte de la energía térmica de la atmósfera se encuentre concentrada en la parte inferior de la troposfera.

Cualquiera que sea la altura considerada, la presión ejercida por los gases de la atmósfera depende del peso de las partículas que se encuentran sobre la unidad de superficie a este nivel. En la Figura 2.1 se observa que la presión atmosférica cerca del nivel del mar es de aproximadamente 1.000 hectopascales (hPa) (véase el párrafo 5.2 - Unidades de presión atmosférica - página 30).

Al nivel de la estratopausa, la presión no es más que de 1 hPa; esto quiere decir que la masa de la atmósfera por encima de los 50 km no es más que la milésima parte de la masa total de la misma. En las capas superiores, la densidad es aún más pequeña. Por encima de 90 km la masa de la atmósfera es del orden de la millonésima de su masa total y, por lo tanto, su peso es tal que la presión atmosférica a este nivel es de aproximadamente, 0,001 hPa.

## 2.2 Troposfera

La región más baja de la atmósfera se llama troposfera y en ella la temperatura generalmente disminuye con la altura. En la primera mitad, esta disminución es de 6°C a 7°C por kilómetro y después, en la segunda mitad, alcanza 7°C a 8°C por kilómetro.

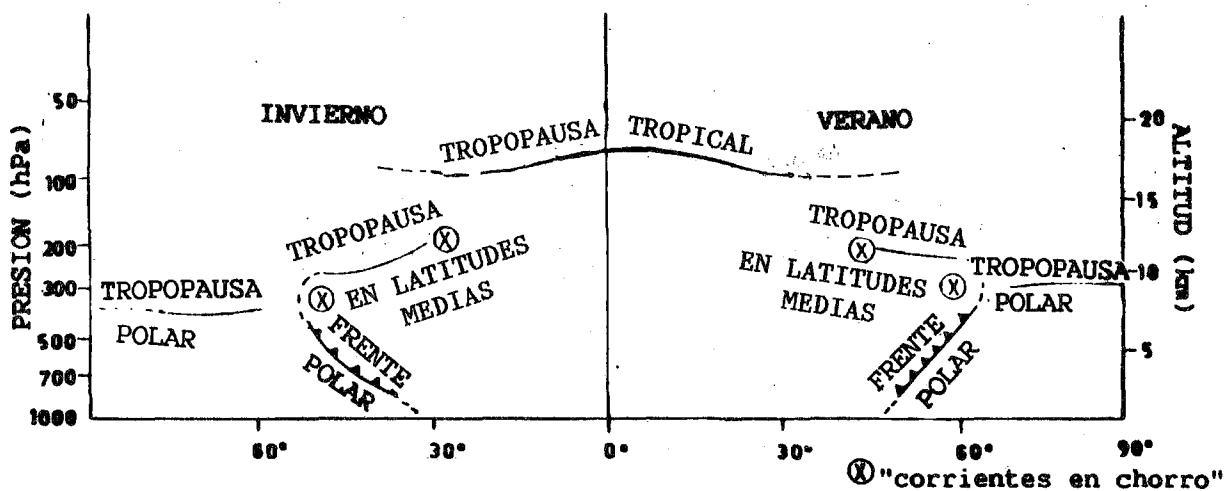
Sin embargo, algunas veces, y en capas de poco espesor de la troposfera, la temperatura aumenta con la altura y, en este caso, se produce una inversión de temperatura.

El límite superior de la troposfera se llama tropopausa. La tropopausa no es continua y su altitud varía, según su posición, con relación a la Tierra. Así, en las latitudes bajas, existe una tropopausa tropical a una altitud de 18 km, aproximadamente, mientras que en las latitudes altas se encuentra generalmente una tropopausa polar a 8 km más o menos. Entre estas dos regiones está situada la tropopausa de las latitudes medias que está inclinada y se interrumpe en las cercanías de las "corrientes en chorro". En estas latitudes medias existen tropopausas múltiples que se superponen y esto complica mucho el trazado de los mapas diarios. En la Figura 2.2 se presentan las principales características de estas tropopausas.

Además, en un lugar determinado, tanto la temperatura como la altitud de la tropopausa pueden variar bruscamente. Los sistemas meteorológicos móviles y sus nubes asociadas, que afectan nuestra vida cotidiana, están situados casi en su totalidad en la troposfera. Dado que estos sistemas se desplazan, las características de la tropopausa varían en el tiempo y en el espacio.

En la troposfera, la temperatura disminuye regularmente hasta el nivel de la tropopausa. Dado que sobre el ecuador está más elevada, es precisamente cerca de la tropopausa ecuatorial donde se observan las temperaturas más bajas de la troposfera.

Figura 2.2 - Diferentes tipos de tropopausa



La troposfera contiene la mayor parte de la masa de la atmósfera, y se caracteriza por movimientos verticales muy marcados, apreciable contenido de vapor de agua, nubes y otros fenómenos. Todo esto interesa mucho a los meteorólogos.

### 2.3 Estratosfera

La estratosfera es la región de la atmósfera que se encuentra encima de la troposfera. Se extiende desde la tropopausa hasta una altitud comprendida entre 50 km y 55 km. En un lugar dado, la temperatura de la estratosfera, en general, permanece constante hasta los 20 km y ésta es la que se llama, algunas veces, la capa isotérmica. Seguidamente, la temperatura crece, primero lentamente hasta los 32 km y luego más rápidamente, por encima de esta altitud.

Las temperaturas en las partes altas de la estratosfera son casi tan elevadas como las cercanas a la superficie de la Tierra. Esto se debe a que en esas capas es donde el ozono absorbe la radiación ultravioleta del Sol. A estos niveles, la atmósfera es muy poco densa y, por lo tanto, la radiación solar se transfiere a un número relativamente pequeño de moléculas, lo que hace que su energía cinética aumente mucho y se eleve la temperatura del aire.

Luego, esta energía térmica se transfiere hacia abajo por subsidencia y radiación. Por lo tanto, la estratosfera tiene en sus capas superiores una fuente de calor, contrariamente a la troposfera que se calienta por abajo.

Los fenómenos meteorológicos observados en la estratosfera son muy diferentes de los de la troposfera. Hay menos convección en la estratosfera ya que su parte superior es caliente, mientras que la inferior es fría. Prácticamente no se forman nubes en la estratosfera a excepción, algunas veces, de las nubes nacaradas que se observan en latitudes altas a altitudes del orden de 20 a 30 km.

### 2.4 Mesosfera

A una altitud aproximada de 50 km, la temperatura deja de crecer. Este es el nivel de la estratopausa que corresponde al límite inferior de la mesosfera.

En la mesosfera generalmente la temperatura decrece con la altitud hasta alcanzar  $-95^{\circ}\text{C}$  o menos, cuando se llega a una altitud aproximada de 80 km. A este último nivel está situada la mesopausa que es el límite superior de la mesosfera.

Podemos considerar que el aire es homogéneo hasta la mesopausa, es decir que, hasta este nivel, las proporciones de los gases que constituyen la atmósfera son prácticamente constantes, salvo lo que concierne al vapor de agua y al ozono. Algunas veces, esta parte de la atmósfera se designa con el nombre de homosfera. Por lo tanto la homosfera comprende la troposfera, la estratosfera y la mesosfera.

La atmósfera al nivel de la mesopausa es más fría que a cualquier otro nivel de la atmósfera superior. Algunas veces, sucede que en latitudes altas, cuando el Sol está entre  $5^{\circ}$  y  $13^{\circ}$  por debajo del horizonte, se observan a este nivel nubes noctilucentes. Es posible que estas nubes estén constituidas por partículas de polvo recubiertas de hielo.

## 2.5 Termosfera

La termosfera es la región que se encuentra sobre la mesopausa y se caracteriza por un aumento progresivo de la temperatura. Cuando el Sol está tranquilo, este aumento de temperatura se produce hasta cerca de 400 km pero, en períodos de actividad solar, puede llegar hasta 500 km, aproximadamente.

La composición de la atmósfera en la termosfera es distinta, ya que debido a los efectos de los rayos ultravioleta y de los rayos X emitidos por el Sol, las moléculas de un gran número de gases se separan, quedando, por lo tanto, libres los átomos que las constituían.

Por otra parte, los gases tienen menos tendencia a mezclarse y las moléculas y átomos más pesados se separan de los otros por efecto de la gravedad. Debido a esto, a medida que se asciende, las moléculas de nitrógeno, más pesadas, ceden su sitio a los átomos de oxígeno, que a su vez son remplazados, a niveles más altos, por los átomos del hidrógeno, más ligeros.

En la termosfera, la ionización es muy importante pues tanto los iones como los electrones pueden permanecer separados durante un período de tiempo relativamente largo. Esto no se produce en la mesosfera más que durante el día. Bajo la acción de las grandes presiones de la troposfera, la unión de partículas que tengan una carga eléctrica positiva es aún más fácil.

Las regiones de la termosfera y de la mesosfera caracterizadas por la ionización constituyen la ionosfera. La importancia de la ionosfera deriva del hecho de que los electrones, en particular, reflejan las ondas radioeléctricas.

## 2.6 Exosfera

La ionosfera, que está constituida por iones y electrones, se extiende en su límite superior hasta confundirse con el gas interplanetario extremadamente ligero.

Sin embargo, no se puede despreciar la importancia de los gases neutros de la ionosfera. A 160 km de altitud hay aún, aproximadamente,  $10^{10}$  partículas neutras por  $\text{cm}^3$  de aire, mientras que el número de electrones es de  $10^5$ . A 1.200 km de altitud las proporciones son casi iguales.

La densidad de la atmósfera al nivel de la mesopausa es ya muy pequeña. En la termosfera disminuye cada vez más a medida que se asciende. Finalmente, a 500 ó 600 km de altitud aproximadamente, la atmósfera es tan poco densa que son extremadamente raras las colisiones entre las partículas neutras. El recorrido libre medio es tan grande que las partículas neutras pueden escapar a la fuerza de atracción terrestre.

Esta región se llama exosfera, y en ella las moléculas y los átomos pueden ser considerados como proyectiles balísticos en miniatura. Algunos se elevan y después caen, otros se ponen en órbita alrededor de la Tierra, y otros se escapan de la atmósfera y pasan al espacio interplanetario.

Lo dicho anteriormente sólo se aplica a las partículas neutras de la atmósfera. Los movimientos de las partículas que poseen una carga eléctrica (es decir: los iones y electrones) están controlados por el campo magnético terrestre. En efecto, el campo magnético terrestre controla el movimiento de los iones y electrones incluso el de los que están situados en niveles a cierta distancia por debajo de la exosfera.

Ya se ha indicado que es muy importante estudiar los diferentes elementos que constituyen la atmósfera considerada como un todo. Sin embargo, ya que todas las nubes y los fenómenos meteorológicos que afectan nuestra vida cotidiana se producen en la troposfera, en lo sucesivo se estudiará principalmente los procesos atmosféricos que se producen en la misma.

#### CUESTIONARIO

1. Indíquese con ayuda de un esquema, cómo varía la temperatura en función de la altitud. Delímitese claramente sobre el esquema la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera.
2. Describáse brevemente la tropopausa y sus características.
3. ¿Cómo varía la temperatura con la altitud en la troposfera?
4. Expónganse brevemente las características de la temperatura en la estratosfera.
5. Describáse brevemente:
  - a) la exosfera;
  - b) la ionosfera.



### CAPITULO III

#### INTERCAMBIOS DE CALOR EN LA ATMÓSFERA

La enorme cantidad de energía contenida en la atmósfera se manifiesta claramente durante las tormentas. También se exterioriza en las grandes corrientes de aire que barren los continentes y los océanos.

Prácticamente toda esta energía proviene del Sol en forma de radiación electromagnética. Las cantidades de energía emitidas por el centro caliente de la Tierra y por las estrellas son totalmente despreciables.

En este capítulo se estudiará lo que sucede cuando la radiación solar llega a la atmósfera y se examinarán ciertos procesos de intercambio de calor en el sistema Tierra-atmósfera.

##### 3.1 Radiación solar

En el párrafo 8.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había visto que el 99 por ciento, aproximadamente, de la energía de la radiación solar es transportada en banda de longitudes de onda comprendidas entre 0,15 y 4.0  $\mu$ . De esta radiación, el 9 por ciento, aproximadamente, pertenece al ultravioleta, el 45 por ciento al espectro visible y el 46 por ciento al infrarrojo. Por esto, algunas veces se dice que la radiación solar es una radiación de onda corta.

Por término medio, solamente el 43 por ciento de la radiación de onda corta emitida por el Sol, es absorbida realmente por la superficie del globo terráqueo. El resto es absorbido por la atmósfera o reflejado y difundido por el suelo y la atmósfera.

El ozono contenido en la atmósfera absorbe la mayor parte de la radiación ultravioleta. El único gas que absorbe la radiación visible en cantidades importantes es el vapor de agua. Pero también lo absorben en cantidades variables las nubes y los polvos, según las condiciones del momento.

Cuando hay nubes, sus cimas pueden reflejar una gran parte de la radiación solar que, de esta forma, es devuelta al espacio. También puede ser reflejada una parte de la radiación solar que llega al suelo.

La radiación solar puede ser también difundida en todas las direcciones por los gases y las partículas contenidas en la atmósfera. Una parte de esta radiación difundida es, por lo tanto, devuelta al espacio, mientras que otra parte se transmite a la superficie de la Tierra y se llama radiación difusa.

En consecuencia, la radiación total que llega a la superficie del globo terrestre es la suma de la radiación directa y de la difusa. Esta suma se llama radiación solar global.

##### 3.2 Radiación terrestre

La radiación de onda corta emitida por el Sol que es absorbida por la superficie terrestre se convierte en calor. La temperatura media de la superficie de la Tierra es de 15°C, aproximadamente.

Esta temperatura es evidentemente menor que la de la fotosfera solar que es del orden de  $6.000^{\circ}\text{C}$ . Por lo tanto, la Tierra emite radiación de gran longitud de onda principalmente en la banda  $4.0 \mu$  y  $80 \mu$ , que es lo que se llama radiación terrestre.

Aproximadamente, a  $10 \mu$  la Tierra radia la mayor cantidad de energía. Esta radiación terrestre está situada más bien en la parte infrarroja que en la parte visible, lo que la diferencia de la radiación solar cuya intensidad máxima está en la visible alrededor de  $0.5 \mu$ .

Las sustancias que no absorben más que pequeñas cantidades de radiación solar son, por el contrario, buenos emisores y buenos absorbentes de la radiación de gran longitud de onda de la Tierra.

Cada gas atmosférico es un absorbente selectivo de la radiación terrestre. Sólo absorben algunas longitudes de onda dejando pasar las otras. Por ejemplo: el ozono no absorbe moderadamente el infrarrojo más que en la banda de  $9.6 \mu$  y  $15 \mu$ .

El vapor de agua y el anhídrido carbónico son absorbentes importantes de la radiación terrestre. Entre los dos absorben la mayoría de las longitudes de onda de esta radiación. Sin embargo, una parte de la misma atraviesa directamente esos dos gases. Son las longitudes de onda comprendidas en la banda de  $8 \mu$  y  $13 \mu$ , que se conoce con el nombre de "ventana atmosférica".

Las nubes, cuando existen, son incluso mejores absorbentes de la radiación de gran longitud de onda. La radiación terrestre que reflejan es prácticamente despreciable, mientras que, por el contrario, la reflexión de la radiación solar es importante.

La absorción de la radiación terrestre calienta el vapor de agua, el anhídrido carbónico y las nubes de la atmósfera, los cuales a su vez emiten una radiación propia de gran longitud de onda. Una parte de la energía así originada vuelve a la superficie terrestre, de modo que la Tierra recibe a la vez la radiación de onda corta que proviene del Sol y la radiación de onda larga que viene de la atmósfera.

Cuando el cielo no está completamente cubierto, una parte de la radiación terrestre se escapa directamente al espacio, a través de la "ventana atmosférica". Otra parte de esta radiación de gran longitud de onda absorbida por el vapor de agua, el anhídrido carbónico y las nubes, también es radiada después al espacio exterior.

Durante la noche, la radiación solar cesa, pero los otros procesos continúan. Entonces la Tierra transmite energía al espacio, contrariamente a lo que sucede durante el día.

### 3.3 Otros procesos de intercambio de calor

El intercambio de calor entre la superficie terrestre y la atmósfera no se debe únicamente a la radiación. También puede tener lugar por conducción y por convección.

En el proceso de conducción, el calor pasa de un cuerpo, más caliente a otro más frío, sin que haya transferencia de materia. Los choques moleculares que se producen cuando las moléculas más rápidas y más calientes golpean a las más frías y lentas se traducen en una aceleración de estas últimas.

Los gases son malos conductores del calor. Por lo tanto, la conducción, como medio de intercambio de calor, no es importante más que en las capas muy delgadas de aire, que están en contacto directo con la superficie terrestre. En general, el espesor de estas capas no pasa de algunos centímetros y fuera de ellas la transferencia de calor por conducción es despreciable.

Ya se había visto en el párrafo 9.1 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que la propagación del calor en la atmósfera se hacía, sobre todo, por convección. En este proceso, es el propio cuerpo el que transporta calor cuando se desplaza. Si la temperatura de la atmósfera aumenta, la presión varía. Por lo tanto, el aire caliente se eleva y el frío desciende para reemplazarlo produciéndose corrientes de convección que remueven el aire.

Los meteorólogos distinguen entre calor sensible que puede percibirse con los sentidos y calor latente que no puede ser percibido directamente. El calor latente o "calor oculto" es el que hay que añadir a una sustancia para que pase del estado sólido al líquido o del estado líquido al gaseoso sin cambiar la temperatura (véase el párrafo 7.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

Las corrientes de convección que se producen en la atmósfera no transportan solamente calor sensible, sino que también transportan calor latente almacenado en el vapor de agua. Este calor latente entra en la atmósfera cuando se evapora agua de la superficie terrestre, y se libera en las capas superiores cuando el vapor de agua se condensa para formar nubes.

### 3.4 Balance energético de la atmósfera

Se había visto en el párrafo 8.3 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que, desde hace siglos, la temperatura promedio próxima a la superficie de la Tierra permanecía casi constante a 15°C, aproximadamente. Por lo tanto, la Tierra se encuentra en equilibrio radiativo, ya que emite tanta energía como la que recibe.

Por término medio, el 65 por ciento de la radiación emitida por el Sol es absorbida por la Tierra y su atmósfera. Esta radiación transformada en calor origina una elevación de la temperatura en ambas.

La radiación que proviene del Sol proporciona la energía necesaria para las corrientes de la atmósfera y de los océanos. Pero esta radiación no se pierde, simplemente se transforma en calor o en energía cinética de partículas en movimiento.

En realidad, la energía solar puede transformarse varias veces en el transcurso de los diferentes procesos de intercambio de calor entre la Tierra y su atmósfera. Esto es lo que se ha visto en los párrafos precedentes.

En ciertos casos, la energía solar absorbida por el sistema Tierra-atmósfera es de nuevo radiada al espacio. Pero emitiendo aproximadamente tanta energía como recibe, este sistema permanece en equilibrio radiativo.

Sin embargo, se había visto en el párrafo 8.12 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que este equilibrio no se daba en todas las latitudes. En la región comprendida entre los paralelos 35°N y 35°S, la energía absorbida es mayor que la radiada hacia el espacio. Esta región se caracteriza, pues, por un exceso de energía. Por el contrario, en las regiones comprendidas entre 35° y los polos, existe un déficit de energía.

Los meteorólogos han calculado las temperaturas que se observarían si en cada latitud se lograse el equilibrio radiativo sin intercambio de calor entre las diferentes latitudes. En este caso, el gradiente térmico meridional sería muy importante. Realmente, el gradiente térmico meridional promedio observado es mucho menor pues se reduce notablemente debido a la transferencia de calor que se produce entre las bajas y las altas latitudes, tanto en la atmósfera como en los océanos.

La propagación de la energía, a lo largo de los meridianos, se facilita debido a los torbellinos a gran escala (altas y bajas) que se desarrollan en las regiones de fuerte gradiente térmico horizontal. También las corrientes oceánicas transportan energía de los trópicos a los polos.

### 3.5 Efecto de la radiación en la superficie terrestre

La radiación solar que llega a la superficie de la Tierra sufre diversas influencias. Como casos extremos, puede ser casi en su totalidad reflejada o casi enteramente absorbida. Estas influencias dependen muchísimo de la naturaleza de la superficie que recibe la radiación.

Se define el albedo de una superficie como la razón entre la cantidad de radiación global reflejada por la superficie y la radiación global incidente.

Por lo tanto, se puede escribir:

$$\text{albedo} = \frac{\text{radiación global reflejada por la superficie}}{\text{(de una superficie)} \quad \text{radiación global incidente}}$$

La nieve refleja una gran parte de la radiación que recibe. El albedo de las superficies cubiertas de nieve varía entre 0,80 cuando la nieve es reciente y 0,50 cuando es sucia y de cierto tiempo.

Las superficies terrestres más comunes - es decir: los bosques, las praderas, las tierras de labor y los desiertos rocosos - tienen un albedo comprendido entre 0,10 y 0,20; pero el albedo de una superficie arenosa puede alcanzar 0,30, mientras que el de una región cubierta por bosques sombríos no pasa de 0,05, aproximadamente.

El agua absorbe una gran parte de la radiación incidente cuando el Sol está en lo alto del cielo. Por el contrario, refleja la mayor parte cuando el Sol está cerca del horizonte.

### 3.6 Diferencias de temperatura entre los continentes y los mares

El aumento de la temperatura de la superficie terrestre por efecto de la radiación es variable. Depende, de una parte, de la profundidad a que penetra la radiación y, de otra parte, del calor específico de la materia.

El calor específico de una sustancia es la cantidad de calor necesaria para elevar 1°C la temperatura de su unidad de masa. A excepción del hidrógeno, el agua es la sustancia que tiene mayor calor específico, es decir: necesita una cantidad importante de calor para elevar 1°C su unidad de masa.

La arena absorbe la radiación en cantidades variables según su color. Su calor específico es bajo y, por lo tanto, su temperatura aumenta rápidamente por efecto del calor. Por otra parte, es un mal conductor ya que únicamente una capa delgada de arena absorbe la radiación. En consecuencia, la temperatura de una superficie arenosa aumenta rápidamente durante el día.

Por la noche, como no hay radiación incidente, la arena pierde su calor por radiación y se enfriá progresivamente. Esta es la razón por la cual las oscilaciones diarias de temperatura de las superficies arenosas son tan importantes. La insolación produce los mismos efectos sobre las superficies rocosas o de tierra.

Cuando el Sol está alto en el cielo, el agua absorbe una gran parte de la radiación incidente. Pero como su calor específico es elevado, su temperatura aumenta lentamente. Parte de la radiación incidente penetra en el agua hasta una profundidad de algunos metros. Luego, por efecto de la mezcla que se produce en las capas superficiales, el calor se propaga hasta una profundidad considerable. Además, una parte de la energía absorbida por el agua se transforma en calor latente durante el proceso de evaporación.

Durante el día, la temperatura de la superficie del mar no aumenta tan rápidamente como la de la superficie continental. Por la noche, en ausencia de radiación incidente, el agua pierde calor por radiación. Pero como la cantidad de calor almacenada en profundidad es generalmente importante, la variación de temperatura en superficie es muy pequeña. Las oscilaciones entre las temperaturas diurnas y nocturnas de la superficie del mar son, por lo tanto muy pequeñas.

La temperatura de los gases atmosféricos está influenciada indirectamente por la de la superficie terrestre. En nuestra vida cotidiana nos interesa sobre todo la temperatura del aire, que será el tema del próximo capítulo.

#### CUESTIONARIO

1. La atmósfera ¿cómo absorbe, refleja y difunde la radiación solar?
2. ¿Qué se entiende por radiación terrestre? ¿Cuáles son los efectos de la atmósfera sobre esta radiación?
3. ¿Qué diferencia hay entre calor sensible y calor latente? Explíquese la transferencia de calor desde una superficie líquida hasta las regiones de la atmósfera donde se forman las nubes.
4. Redáctense breves notas sobre:
  - a) el albedo;
  - b) la "ventana atmosférica".
5. Explíquese la variación diurna de la temperatura en los siguientes casos:
  - a) superficie oceánica;
  - b) desierto de arena.



## CAPITULO IV

### TEMPERATURA DEL AIRE

El concepto más elemental de temperatura es el resultado de una sensación. En efecto, cuando se toca un cuerpo se dice que está caliente o frío, según la sensación que se experimente.

Pero esta idea es insuficiente. La temperatura de un cuerpo es la condición que determina si el cuerpo es apto para transmitir calor a otros o para recibir el calor transmitido por éstos. En un sistema compuesto por dos cuerpos, se dice que uno de ellos tiene mayor temperatura cuando cede calor a otro.

En este capítulo se tratará principalmente de la temperatura del aire, estudiándose primero cómo se mide, y después cómo varía en el tiempo y en el espacio.

#### 4.1 Principios fundamentales de la medida de la temperatura

Debido al perfeccionamiento de los métodos científicos, actualmente es necesario medir la temperatura con mucha precisión. Se ha observado que, cuando aumentaba la temperatura de un cuerpo, se modificaban ciertas características físicas del mismo. Por ejemplo; los cuerpos sólidos, líquidos o gaseosos se dilatan. También pueden producirse cambios de estado: los sólidos funden y los líquidos hierven.

El termómetro es el instrumento que sirve para medir la temperatura. Para su realización se utilizan un gran número de propiedades físicas de la materia, principalmente la dilatación de los sólidos, de los líquidos y de los gases, y la variación de la resistencia eléctrica en función de la temperatura.

Los instrumentos para medir temperaturas muy elevadas se llaman pirómetros. Entre éstos se encuentran los pirómetros de radiación que reaccionan a las radiaciones caloríficas que emiten los cuerpos y poseen la ventaja de no tener que estar en contacto con el cuerpo cuya temperatura se quiere medir.

Sin embargo, es necesario tener en cuenta que la temperatura no tiene dimensiones materiales y que, por lo tanto, no puede medirse de la misma forma que se utiliza, por ejemplo, para una longitud. Si un objeto tiene 15 m de largo, basta llevar 15 veces consecutivas la unidad de longitud de un extremo a otro. En el caso de la temperatura esto no es posible.

Se determinarán simplemente dos puntos fijos cuyas temperaturas puedan ser reproducidas en todo momento, por corresponder a características físicas bien determinadas de sustancias dadas. Después, a las temperaturas de estos dos puntos, se les asigna un valor numérico y luego se efectúa la división del intervalo comprendido entre los puntos fijos de la escala de temperatura.

No hay que olvidar que se trata de divisiones de temperatura y no de unidades. Así,  $20^{\circ}\text{C}$  no es dos veces la temperatura  $10^{\circ}\text{C}$ ;  $10^{\circ}\text{C}$  y  $20^{\circ}\text{C}$  corresponden a la décima y a la vigésima división de la escala centígrada comprendida entre los puntos fijos a los que se les atribuyen los valores  $0^{\circ}\text{C}$  y  $100^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.2 Escalas Celsius y Fahrenheit de temperatura

Las escalas prácticas de temperatura se basan en dos puntos fijos. Estos puntos corresponden a temperaturas que pueden reproducirse fácilmente. Los dos puntos fijos reconocidos internacionalmente son el punto de fusión del hielo y el punto de ebullición del agua.

El punto de fusión del hielo es la temperatura a la cual el hielo puro funde cuando la presión externa es igual a una atmósfera normal. Esta presión es la que equilibra una columna de mercurio de 76,0 cm de altura y es igual a 1013,25 hPa. (Como se verá a continuación, en el párrafo 4.4, el punto de fusión del hielo está ligado al punto triple del agua pura, que se considera como punto fijo fundamental).

El punto de ebullición del agua es la temperatura a la cual el agua pura hiere cuando la presión externa es igual a una atmósfera normal.

Las dos escalas de temperatura que se utilizan más frecuentemente son la escala Celsius y la Fahrenheit.

En la escala Celsius  $0^{\circ}\text{C}$  corresponde al punto de fusión del hielo, mientras que  $100^{\circ}\text{C}$  corresponde al punto de ebullición del agua.

En la escala Fahrenheit al punto de fusión del hielo se le asigna  $32^{\circ}\text{F}$  y al punto de ebullición del agua le corresponde  $212^{\circ}\text{F}$ .

Se observará que entre el punto de fusión del hielo y el punto de ebullición del agua hay 180 divisiones en la escala Fahrenheit, mientras que en la escala Celsius sólo hay 100. Por lo tanto, a cada división de la escala Celsius le corresponde  $180/100$  ó  $9/5$  de división de la escala Fahrenheit.

Por otra parte, la temperatura asignada al punto de fusión del hielo en la escala Fahrenheit excede en  $32^{\circ}$  a la temperatura correspondiente a este punto de la escala Celsius.

La Figura 4.1 ilustra la relación que existe entre estas dos escalas.

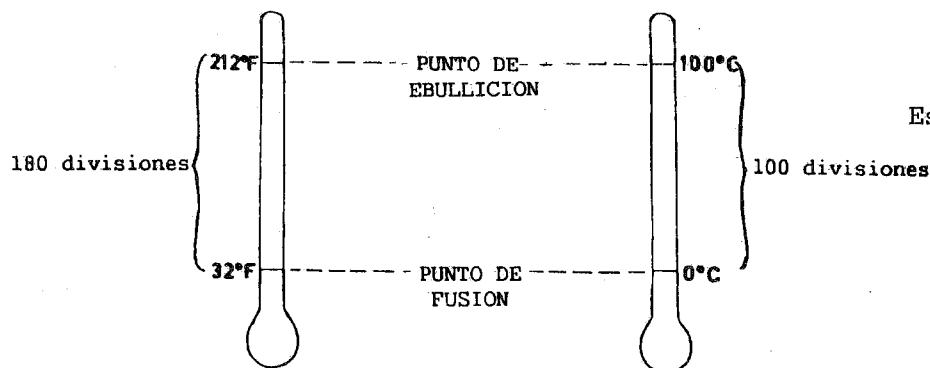


Figura 4.1  
Escalas de temperaturas

#### 4.3 Conversión de la temperatura de una escala a otra

Para obtener el valor de la escala Fahrenheit que corresponde a una temperatura dada en la escala Celsius se puede aplicar la fórmula siguiente:

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad \dots\dots (4.1)$$

en la cual

F = temperatura en grados Fahrenheit  
C = temperatura en grados Celsius.

Por ejemplo: para convertir la temperatura de 20°C en grados Fahrenheit, la fórmula (4.1) nos da:

$$F = \frac{9}{5}(20) + 32$$

o sea:

$$\begin{aligned} F &= 36 + 32 \\ F &= 68 \end{aligned}$$

lo que indica que las temperaturas 20°C y 68°F son idénticas.

Para obtener el valor de la escala Celsius que corresponde a una temperatura dada en la escala Fahrenheit, podemos transformar la ecuación (4.1) de la siguiente manera:

$$(F - 32) = \frac{9}{5}C$$

o sea:

$$C = \frac{5}{9}(F - 32) \quad \dots\dots (4.2)$$

Por ejemplo, si F = 95°F, se obtiene, utilizando la ecuación (4.2):

$$C = \frac{5}{9}(95 - 32)$$

$$C = \frac{5}{9}(63)$$

$$C = 35$$

lo que demuestra la equivalencia de las temperaturas 95°F y 35°C.

#### 4.4 Escala Kelvin de temperatura

Para los trabajos científicos se utiliza mucho otra escala de temperaturas llamada escala Kelvin. La relación entre esta escala y la escala Celsius viene dada por la fórmula:

$$K = 273,15 + C \quad \dots \dots \dots (4.3)$$

en la cual K = temperatura en grados Kelvin.

Por ejemplo: 20°C equivale a 293,15 K.

Esta escala también se llama escala absoluta de temperatura.

El punto fijo fundamental de esta escala Kelvin es el punto triple del agua pura, es decir la temperatura a la cual el agua está en equilibrio simultáneamente en sus tres estados: sólido, líquido y gaseoso. La temperatura asignada a este punto es 273,16 K, es decir, 0,01 K mayor que la del punto de fusión del hielo.

#### 4.5 Procesos físicos empleados en termometría

Existen numerosos tipos de termómetros y en general están basados en los siguientes efectos del calor:

- a) dilatación del líquido encerrado en un tubo de vidrio;
- b) dilatación de un líquido dentro de una envoltura metálica sellada y que provoca un aumento de presión;
- c) desarrollo de una fuerza electromotriz entre las soldaduras de un circuito formado por dos metales diferentes (termómetro de termopar);
- d) cambio de curvatura de una banda de metal compuesta por dos láminas metálicas que tienen coeficientes de dilatación diferentes y que están soldados en toda su longitud (termómetro de lámina bimetálica);
- e) variación de la resistencia eléctrica de un hilo de platino;
- f) variación de la resistencia de una mezcla especial de sustancias químicas (termómetro de termistancia).

Algunos de estos efectos se utilizan también en los termógrafos, que son termómetros registradores que dan una gráfica continua de las temperaturas.

#### 4.6 Principales tipos de termómetros

A continuación se dan datos sobre la estructura y funcionamiento de los principales modelos de termómetros.

- a) Termómetros de líquido en tubo de vidrio

Los líquidos que se utilizan más frecuentemente son el mercurio y el alcohol etílico. El mercurio no se puede emplear como líquido termométrico más que por encima de los -36°C, ya que su

punto de congelación se encuentra justamente a esta temperatura. Para temperaturas más bajas, el alcohol etílico puro de 100/100 da resultados satisfactorios.

Este termómetro está constituido por un depósito de vidrio, esférico o cilíndrico, que se prolonga por un tubo capilar también de vidrio, cerrado en el otro extremo. Por el calor, el líquido encerrado en el depósito pasa al tubo y hace subir la columna capilar. La temperatura se lee sobre la graduación que corresponde al extremo de la columna de líquido cuando deja de ascender.

Existen termómetros de líquido en tubo de vidrio especialmente construidos para medir la temperatura más alta (máxima) o la más baja (mínima) que experimenta el termómetro.

b) Termómetros de líquido en envoltura metálica

El órgano sensible de este termómetro es, realmente, un manómetro calibrado para indicar temperaturas. Este tipo de instrumento se utiliza a menudo como termómetro en los motores de automóvil.

Algunos termógrafos también están basados en este principio. En este caso, el estilete tiene en su extremo una pluma con tinta que se desplaza sobre un diagrama arrollado en un cilindro que gira a velocidad constante.

c) Termopar

Un termopar se compone de dos hilos de metales diferentes, soldados en sus extremos. Cuando las temperaturas de cada soldadura son diferentes, se origina una fuerza electromotriz que es función de esta diferencia de temperaturas, la cual viene indicada por un voltímetro calibrado para este fin.

Los termopar se utilizan mucho como pirómetros, es decir, como instrumentos para medir temperaturas muy elevadas. También en ciertas aplicaciones especiales se emplean para medir bajas temperaturas.

d) Termómetros bimetálicos

El órgano sensible llamado lámina bimetálica está formado por dos láminas metálicas escogidas entre metales que tengan sus coeficientes de dilatación lo más diferente posible, y están soldadas una contra la otra, a lo largo de toda su longitud. Cuando la temperatura varía, una de las láminas se dilata más que la otra, obligando a todo el conjunto a curvarse sobre la lámina más corta.

Las láminas bimétálicas pueden estar inicialmente enrolladas en espiral. En este caso la lámina interior está hecha del metal que se dilata más, de esta forma cuando la temperatura aumenta, la espiral se desenrolla. Este movimiento se amplifica por un sistema de palancas sujetas a la extremidad libre de la espiral y que termina en una aguja que indica la temperatura.

Este principio generalmente se emplea en los termógrafos para obtener un registro continuo de la temperatura.

e) Termómetros de resistencia de platino

El principio en que se basa el funcionamiento de este termómetro es la variación de resistencia de un hilo de platino en función de la temperatura. Una pila proporciona la corriente eléctrica y un aparato de medida permite traducir las variaciones de resistencia en indicaciones de temperatura. También se puede construir este tipo de instrumentos de forma tal que proporcione un registro continuo de la temperatura (termógrafo).

El termómetro de resistencia de platino es un instrumento muy preciso que permite medir una gran gama de temperaturas.

f) Termistores

La conductividad de ciertas sustancias químicas varía notablemente con la temperatura; su resistencia eléctrica disminuye cuando la temperatura aumenta. Esta propiedad es la que se aprovecha para construir los termómetros de termistancias.

Estos instrumentos tienen la ventaja de que son robustos y de pequeñas dimensiones, y por esta razón se utilizan como termómetros de los radiosondas (aparatos que se elevan en la atmósfera libre por medio de globos y miden, entre otras cosas, las temperaturas del aire superior). La resistencia del circuito eléctrico varía a medida que la temperatura cambia con la altura.

Estas variaciones modulan las señales radioeléctricas transmitidas a un receptor que se encuentra en la superficie de la Tierra. Estas señales se registran en un diagrama que, una vez analizado, permite determinar la temperatura del aire a diferentes niveles hasta una altitud de 30 km, aproximadamente.

4.7 Medida de la temperatura del aire

Un termómetro (o un termógrafo) indica la temperatura de su propio órgano sensible, la cual puede ser distinta de la temperatura del aire que queremos medir. Así, el calor que se propaga en la atmósfera no afecta casi nada a la temperatura del aire, mientras que por el contrario es absorbida por el órgano sensible del termómetro.

También es importante asegurarse de que el aire en contacto con el termómetro es una muestra representativa de aquél cuya temperatura queremos medir. En efecto, el aire puede sufrir un recalentamiento poco antes de entrar en contacto con el termómetro y entonces la medida es errónea.

4.8 Temperatura del aire en superficie

En lenguaje meteorológico, se entiende por temperatura del aire en superficie la temperatura del aire libre a una altura comprendida entre 1,25 y 2 m sobre el nivel del suelo. Generalmente se admite que esta temperatura es representativa de las condiciones a que están sometidos los seres vivientes en la superficie de la Tierra.

Esta temperatura del aire así definida puede, sin embargo, ser diferente de la temperatura del suelo. En un día cálido y soleado, la temperatura del suelo puede ser mayor que la temperatura del aire en superficie, mientras que, por lo contrario, puede ser netamente menor durante las noches frías o glaciales.

#### 4.9 Exposición de los termómetros

Para que los termómetros den una lectura representativa de la temperatura del aire deben estar protegidos de la radiación solar, de la Tierra y de la de todos los cuerpos que les rodean; pero, al mismo tiempo, deben estar convenientemente ventilados para que indiquen la temperatura del aire libre que circula en las proximidades.

Los dos métodos de protección que se emplean generalmente son:

- a) el abrigo meteorológico de persianas;
- b) las pantallas de metal pulido con ventilación artificial del termómetro.

En cualquier caso, el equipo deberá estar instalado de tal manera que garantice que las medidas son representativas del aire que circula en el exterior y que no están influenciadas por condiciones artificiales, tales como grandes edificios o extensas superficies de cemento o de hormigón.

Cuando sea posible, el suelo debajo del instrumento deberá estar cubierto de hierba corta y en los lugares en que la hierba no crezca basta con la superficie natural del suelo y de la región.

La Guía de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-Nº 8) contiene información detallada sobre las especificaciones necesarias para los abrigos meteorológicos y para los termómetros de ventilación artificial.

#### 4.10 Variación diurna de la temperatura del aire en superficie

En el transcurso del día, las variaciones de temperatura son mucho menos marcadas sobre el mar que sobre la tierra. La variación diurna de la temperatura del agua del mar en la superficie es generalmente menor que 1°C y, por lo tanto, la temperatura del aire cerca de la superficie del mar tiene poca variación cuando hay calma.

Por el contrario, para las regiones desérticas situadas en el interior de los continentes, la temperatura del aire puede variar hasta 20°C entre el día y la noche. Cerca de las costas, esta variación de la temperatura depende mucho de la dirección del viento: la amplitud de la variación es muy marcada si el viento viene de tierra, pero es más débil si el viento viene del mar. Las brisas locales de tierra y mar también tienden a atenuar la amplitud diurna de la temperatura.

Por regla general, cuando hay calma la variación diurna de la temperatura del aire en superficie es más marcada. Si hay viento, el aire es removido en un espesor muy grande. Las ganancias y pérdidas de calor que se producen respectivamente durante el día y la noche, se reparten en un gran número de moléculas de aire. Como resultado la amplitud diurna de la temperatura puede disminuir cuando hay viento.

En un lugar dado, la nubosidad reduce la amplitud de la variación diurna de la temperatura. Durante el día, las nubes no absorben o no difunden más que una pequeña parte de la radiación solar. La mayor parte de esta radiación es reflejada hacia el espacio y no alcanza, por lo tanto, la superficie de la Tierra.

Por el contrario, de noche, las nubes absorben la radiación de onda larga emitida hacia el espacio por la superficie terrestre y remiten esta energía calorífica a la superficie de la Tierra. Las nubes hacen, pues, el papel de una tapadera que impide que la superficie terrestre se enfrie. Por lo tanto, en condiciones nubosas la amplitud de la variación diurna de la temperatura es relativamente pequeña.

También influyen en la amplitud de la variación diurna de la temperatura del aire en superficie, la naturaleza de la superficie terrestre y la conductibilidad térmica de la capa subyacente. Asimismo, tiene importancia la naturaleza del terreno circundante, pues la temperatura de un lugar dado puede ser modificada por el flujo de aire caliente o de aire frío que viene de las zonas circundantes.

Por ejemplo, la radiación nocturna produce un enfriamiento superficial de la Tierra. El aire situado en la proximidad del suelo se enfria y se vuelve más pesado. Si el terreno está en pendiente, este aire frío desciende hacia niveles inferiores (viento catabático). Durante el día se produce el fenómeno inverso a causa del calentamiento de la pendiente, el aire que se encuentra en contacto con el suelo se calienta y sube a lo largo de esta pendiente (viento anabático); el aire más frío y, por lo tanto, más denso, viene a reemplazar por abajo al que se eleva. Sin embargo, un viento anabático es generalmente menos fuerte que un viento catabático, a causa de la gravedad que actúa en contra del movimiento ascendente.

La influencia del medio ambiente circundante se hace evidente en las grandes ciudades. En noches claras y con calma, las temperaturas registradas en el centro de la ciudad pueden sobrepasar en 5°C las observadas a proximidad de terrenos descubiertos. Durante el día, las temperaturas están igualmente influenciadas por el calor desprendido por los edificios de la ciudad y por todo género de actividades que en ella se desarrollan.

#### 4.11 Variación de la temperatura con la altura

Ya se ha visto en el párrafo 2.2 que, en general, la temperatura disminuye con la altura. Esta variación decreciente de la temperatura en función de la altura se llama gradiente térmico vertical.

En la troposfera, el gradiente térmico vertical tiene un valor aproximado de 6°C por kilómetro. Esto significa que si, por ejemplo, la temperatura al nivel del mar es de 15°C, a la altitud de 5 km, aproximadamente, alcanzará el valor de -15°C (o sea: una disminución de 30°C).

En las capas más bajas de la estratosfera la temperatura no varía, prácticamente, con la altura. Por lo tanto, el gradiente térmico vertical es nulo. Entonces se dice que esta parte de la atmósfera es isotérmica (que significa "de igual temperatura").

Si en ciertas regiones de la atmósfera la temperatura aumenta con la altura, se dice, entonces, que el gradiente de temperatura vertical es negativo. Conviene recordar que, según esto, a un gradiente vertical negativo

le corresponde un aumento de temperatura con la altura. Por ejemplo: si la temperatura aumenta  $2^{\circ}\text{C}$  para un desnivel de 1 km, se dice que el gradiente térmico vertical es igual a  $-2^{\circ}\text{C}$  por km.

Normalmente en la troposfera, la temperatura decrece con la altura. El gradiente térmico es, en promedio, positivo e igual a  $6^{\circ}\text{C}$  por km, aproximadamente.

Sin embargo, puede suceder que, en ciertas capas de la troposfera, la temperatura aumente con la altura. En este caso se dice que hay una inversión de temperatura dado que la variación normal de la temperatura en la troposfera está entonces invertida.

Haciéndose referencia otra vez a la Figura 2.1 se ve que también se producen inversiones de temperatura en la parte superior de la estratosfera. Por el contrario, en la mesosfera la temperatura disminuye por término medio cuando se asciende; es decir: el gradiente térmico vertical es positivo.

En la termosfera, la temperatura crece con la altura y, por lo tanto, el gradiente térmico vertical vuelve a ser negativo en esta región de la atmósfera.

La temperatura de la atmósfera afecta a su densidad, la cual determina el peso de la columna de aire que está encima de la superficie sobre la cual se ejerce este peso, es decir: la presión atmosférica. En el capítulo siguiente se estudiarán ciertas características de la presión atmosférica.

#### CUESTIONARIO

1. Cuando un cuerpo se calienta, algunas de sus propiedades físicas se modifican. Cítense algunos ejemplos. Describanse algunos de los procesos físicos empleados en termometría.
2. Escríbase la fórmula de conversión de las temperaturas Fahrenheit en temperaturas Celsius. ¿Cuál es la temperatura Celsius equivalente a una temperatura de  $86^{\circ}\text{F}$ ?
3. Dígase brevemente lo que se sepa sobre:
  - a) el termómetro bimetálico;
  - b) la escala de temperatura Kelvin;
  - c) las inversiones de temperatura;
  - d) el viento catabático.
4. ¿Qué se entiende por temperatura del aire en superficie? ¿Por qué esta temperatura difiere de la temperatura del suelo?
5. Hágase una breve exposición sobre la variación diurna de la temperatura del aire en superficie.



## CAPITULO V

### PRESION ATMOSFERICA

La atmósfera ejerce sobre el hombre una presión permanente debido al peso de los gases que la componen. Además, esta atmósfera está constituida por millares de millones de moléculas y átomos que se agitan alrededor y encima de él a grandes velocidades, chocan unos contra otros y golpean la superficie de la Tierra, los seres humanos y todos los cuerpos que se encuentran.

El estudio de la presión atmosférica constituye una parte fundamental de los tratados de Meteorología. Las diferencias de presión en el seno de la atmósfera son el origen de las grandes corrientes atmosféricas. Los vientos y, finalmente, todos los elementos meteorológicos, cualesquiera que sean, aumentan debido a estas diferencias de presión.

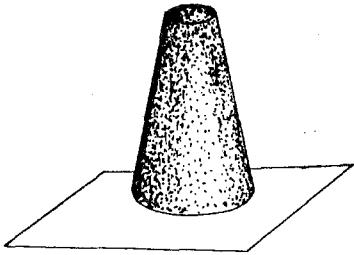
#### 5.1 Naturaleza de la presión atmosférica

En física, los científicos hacen una distinción entre fuerza y presión. La presión es la fuerza ejercida por unidad de superficie.

Las moléculas y los átomos de nitrógeno, oxígeno y de todos los otros gases atmosféricos tienen peso. El peso total del aire contenido en una columna, de sección transversal unitaria, considerada desde un nivel cualquiera hasta el límite exterior de la atmósfera, se denomina presión atmosférica.

Como las moléculas de aire se desplazan en todos los sentidos, ejercen su presión en todas las direcciones. Esto se demuestra de la forma siguiente: se llena un vaso de agua hasta el borde y se coloca una hoja de cartulina cubriendo su boca. Si se invierte el vaso con precaución (véase la Figura 5.1) se comprueba que la cartulina continúa fuertemente pegada contra la boca del vaso.

Figura 5.1  
La presión del aire se ejerce  
en todas las direcciones



Esta demostración prueba que la presión atmosférica es mayor que la presión ejercida por el agua hacia abajo en virtud de su peso. Si se gira lentamente el vaso en todas las direcciones, se puede comprobar que la presión atmosférica actúa tanto lateralmente como hacia arriba.

En las proximidades de la Tierra, la presión es siempre más alta puesto que su valor es igual al peso de la columna de aire situado encima de la unidad de superficie sobre la cual se ejerce. A medida que se asciende, el número de moléculas y átomos de aire que se encuentran encima del observador disminuye y, por lo tanto, la presión atmosférica decrece cuando la altura aumenta.

## 5.2 Unidades de presión atmosférica

Cerca de la superficie terrestre, la presión atmosférica es de  $10^5$  newtons por metro cuadrado aproximadamente, lo que equivale a  $10^5$  Pascales (= 1 bar).

Debido a las ligeras variaciones que se producen en el transcurso de un día, se utiliza una unidad más pequeña que pueda señalar estas variaciones. En meteorología se emplea como unidad de medida de la presión la centena de pascales o el hectopascal (hPa) que equivale a un milibar.

por ejemplo:  $10^5$  Pascales (= 1 bar) = 1.000 hPa.

Una presión de un hectopascal es pues la presión ejercida por una fuerza de 100 newtons por cada metro cuadrado de superficie en contacto con el aire.

Por ejemplo: tomemos un tubo de vidrio de 1 metro de longitud. Lo llenamos de mercurio y lo invertimos sobre una cubeta que también contiene mercurio. La columna de mercurio desciende en el tubo y se estabiliza a una cierta altura, dejando en la parte superior del tubo sobre la superficie libre de mercurio un vacío (véase la Figura 5.2). Este experimento muestra que la presión atmosférica es capaz de equilibrar el peso de la columna de mercurio contenida en el tubo.

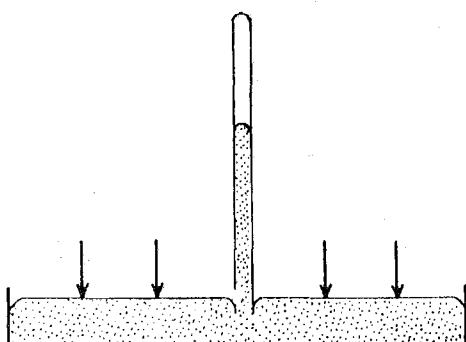


Figura 5.2  
Experimento mostrando que la presión atmosférica es capaz de equilibrar el peso de una columna de mercurio

La altura de la columna de mercurio varía evidentemente con la temperatura del mercurio y su peso en función de la gravedad en el lugar de observación. Por lo tanto, y con el fin de hacer las observaciones comparables entre sí, los meteorólogos reducen la altura de la columna de mercurio a la que tendría si las condiciones de temperatura y de gravedad fuesen normales. Se ha escogido como valor normal de la temperatura la del hielo fundente ( $0^\circ\text{C}$ ) y como valor normal de la aceleración de la gravedad la constante  $g=9.80665 \text{ ms}^{-2}$ .

Si, en estas condiciones normales, la presión atmosférica puede equilibrar el peso de una columna de mercurio de 760 mm de altura, se dice entonces que la presión es igual a una atmósfera normal. Esta presión es equivalente a 1013,250 hPa.

Por lo tanto, en condiciones normales, se tendrá que si:

760 mm de mercurio equivalen a 1013,250 hPa,  
1 mm de mercurio equivaldrá a 1,333224 hPa.

Esta unidad se llama milímetro de mercurio normal.

### 5.3 Medida de la presión atmosférica

Se llama barómetro al instrumento que permite medir la presión atmosférica. La palabra barómetro se deriva de las dos voces griegas "baros" (peso) y "metron" (medida).

Comúnmente se emplean dos tipos de barómetro: los barómetros de mercurio y los barómetro aneroideos. El nombre aneroide viene de la palabra griega "neros" (líquido) y del prefijo negativo "a" (sin). Por lo tanto, contrariamente al barómetro de mercurio (líquido), el barómetro aneroide no contiene fluido.

### 5.4 Barómetros de mercurio

En 1643, el científico italiano Torricelli realizó el experimento siguiente: cogió un tubo de vidrio de 80 cm, aproximadamente, de longitud, cerrado en uno de sus extremos. Lo llenó de mercurio y luego lo invirtió, introduciendo la extremidad inferior abierta en un recipiente que contenía mercurio.

Torricelli comprobó que el nivel del mercurio bajaba en el tubo y se estabilizaba a una altura de 0,76 m, aproximadamente, sobre la superficie libre del mercurio contenido en el recipiente. Explicó este fenómenounciando que la atmósfera debía ejercer una presión sobre la superficie libre del mercurio de la cubeta y que su valor debía ser igual a la ejercida por el peso de la columna contenida en el tubo.

Este fue el primer barómetro de mercurio. La altura vertical de la columna de mercurio no depende de la inclinación del tubo. El valor de la presión atmosférica puede ser, por lo tanto, expresada en altura de mercurio. Sin embargo, esta altura debe ser corregida para reducirla a la que tendría en las condiciones normales de temperatura y de aceleración de la gravedad.

Generalmente, las estaciones meteorológicas están equipadas con dos tipos de barómetros de mercurio: el barómetro Fortin y el barómetro de cubeta fija (llamado a menudo barómetro de tipo Kew).

Como lo que se trata es de medir la distancia entre el extremo de la columna de mercurio y el nivel superior del mismo en la cubeta y toda variación de la altura de la columna de mercurio supone un cambio de nivel de mercurio en la cubeta, es necesario, para evitar esta dificultad, recurrir a una de las siguientes soluciones:

- a) en el barómetro Fortin, el nivel del mercurio en la cubeta puede hacerse variar poniéndolo en contacto con una punta afilada de marfil, cuya extremidad coincide con el plano horizontal que pasa por el cero de la escala. Por lo tanto, para hacer la lectura de presión en un barómetro Fortin, es necesario ajustar primeramente el nivel de mercurio en la cubeta, de forma que este nivel corresponda al cero de la escala;
- b) en el barómetro de cubeta fija (que es a menudo llamado barómetro de tipo Kew), la escala grabada sobre el instrumento se construye de tal forma que compense las variaciones de nivel del mercurio. No hay, por lo tanto, necesidad de ajustar el nivel del mercurio.

## 5.5 Reducción de las lecturas del barómetro a las condiciones normales

Como la altura de la columna de mercurio de un barómetro no depende sólo de la presión atmosférica, sino también de otros factores (principalmente de la temperatura y de la gravedad), es necesario especificar las condiciones normales en las cuales el barómetro debería teóricamente dar las lecturas reales de la presión. Para las aplicaciones meteorológicas, las escalas de los barómetros de mercurio deberán estar graduadas de forma tal que den directamente las lecturas reales en unidades normales, cuando el instrumento esté sometido a la temperatura normal de 0°C y a la aceleración normal de la gravedad de  $9,80665 \text{ ms}^{-2}$ .

Con el fin de que las lecturas de los barómetros hechas a horas diferentes y en lugares distintos puedan ser comparables, es necesario hacer las correcciones siguientes:

- corrección por error instrumental;
- corrección por temperatura;
- corrección por gravedad.

### a) Corrección por error instrumental

En principio, si la graduación está bien hecha, la escala de lectura debe permitir calcular con exactitud la diferencia de nivel entre las superficies de mercurio en la cubeta y en el extremo del tubo. Pero en la práctica, a menudo es imposible obtener una fijación o una división exacta de la escala.

Además, el mercurio no moja el vidrio del tubo y, por lo tanto, presenta un menisco convexo (el menisco es la superficie curva que se forma en la extremidad superior del líquido contenido en el tubo). En este caso, la fuerza de cohesión entre las moléculas de mercurio es más grande que la fuerza de adhesión entre el vidrio y el mercurio.

Debido a ello, el nivel del mercurio en el tubo asciende. Por el contrario, el agua sube en los tubos estrechos y su superficie libre se eleva a lo largo de las paredes del tubo (véase el párrafo 12.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra"). En los dos casos, a esto se le llama fenómeno de capilaridad.

También pueden producirse pequeños errores a causa de la presencia de aire residual en el espacio situado sobre la columna de mercurio. Otra causa de errores de lectura proviene de la refracción o de la desviación de los rayos luminosos a través del vidrio del tubo.

En un buen barómetro, estos diferentes errores no deberán exceder de algunas décimas de hectopascal. La suma de todos ellos constituye el error instrumental que figura en el certificado de calibración del instrumento. Este certificado se extiende después de compararlo con un barómetro patrón.

b) Corrección por temperatura

Las lecturas del barómetro deben ser reducidas a los valores que se obtendrían si el mercurio y la escala estuviesen sometidos a la temperatura normal de 0°C.

Los barómetros destinados a fines meteorológicos son calibrados comparándolos con barómetros patrones de gran precisión. En el primer calibrado, todas las diferentes partes del barómetro, tales como el mercurio, las escalas, la cubeta, el tubo de vidrio, etc. se llevan a la temperatura de 0°C. Toda desviación respecto a esta temperatura modifica las dimensiones de los diferentes órganos.

Por esta razón, cada barómetro lleva colocado un termómetro en un sitio tal que indique la temperatura promedio de los diversos órganos que componen el instrumento. Este termómetro se llama termómetro adjunto. Su lectura permite corregir las medidas barométricas reduciéndolas a la temperatura normal de 0°C.

c) Corrección por gravedad

La lectura de un barómetro de mercurio a una presión y a una temperatura dadas depende de la aceleración de la gravedad que, a su vez, varía con la latitud y con la altitud.

Los barómetros se calibran de manera que indiquen lecturas barométricas reales con la aceleración normal de la gravedad o sea:  $9,80665 \text{ m s}^{-2}$ . Para otro valor de la gravedad, los valores de la presión leídos sobre la escala del barómetro deben ser corregidos.

Si el barómetro se utiliza en un sitio fijo, estas correcciones pueden fácilmente ser calculadas en una sola tabla. Entonces, para obtener la presión al nivel de la estación, es suficiente aplicar una sola corrección: la correspondiente a la temperatura leída en el termómetro adjunto del barómetro.

5.6 Barómetros aneroides

Un barómetro aneroide está constituido por una cápsula metálica flexible herméticamente cerrada, en el interior de la cual se ha hecho completa o parcialmente el vacío. Por la influencia de las variaciones de presión atmosférica, los centros de las dos membranas opuestas de la cápsula barométrica se acercan más o menos. Por ejemplo: si la presión atmosférica aumenta, las paredes de la cápsula tienden a acercarse más la una a la otra.

Un sistema de fuertes resortes impide a la cápsula aplastarse bajo la acción de la presión atmosférica exterior. Por lo tanto, para una presión dada, se producirá equilibrio entre la tensión del resorte y la fuerza ejercida por la presión exterior.

Una de las membranas de la cápsula está fija, mientras que la otra está unida a una aguja que se desplaza delante de un cuadrante graduado en presión. Las deformaciones de la cápsula se amplifican por un sistema de palancas que une la aguja a la membrana móvil de la cápsula.

Un barómetro aneroide debe calibrarse comparándolo con un barómetro de mercurio. Aunque el barómetro aneroide sea menos exacto, tiene sobre el barómetro de mercurio la gran ventaja de ser muy portátil y poco voluminoso, lo que lo hace particularmente práctico para la navegación marítima y para su empleo sobre el terreno.

Las causas de los errores en las medidas hechas con barómetros aneroides son debidas principalmente a la incompleta compensación por temperatura. El debilitamiento del resorte, a consecuencia del aumento de temperatura, da como resultado que la presión indicada por el instrumento sea demasiado alta.

También se producen errores de elasticidad. Si un barómetro aneroide está sometido a una variación rápida e importante de presión, el instrumento no indicará inmediatamente la presión verdadera. Este retraso se llama histéresis y puede pasar un lapso de tiempo considerable antes de que la diferencia entre el valor leído en el barómetro y la presión verdadera sea despreciable.

Asimismo se producen lentes modificaciones de las propiedades del metal de la caja aneroide. Estas modificaciones, llamadas seculares, sólo se pueden calcular comparándolo periódicamente con un barómetro patrón.

#### 5.7 Barógrafos

Un barógrafo es un barómetro registrador que proporciona un diagrama continuo de la presión atmosférica en un determinado intervalo de tiempo. El elemento sensible está constituido generalmente por un dispositivo aneroide.

Está formado por una serie de cápsulas aneroides colocadas unas a continuación de otras, de manera que sus deformaciones se sumen y comuniquen al estilete un movimiento más vigoroso. Un sistema de palancas amplifica la dilatación o la contracción de las cápsulas. Estas deformaciones son transmitidas a un brazo provisto en su extremo de una pluma que se desplaza en arco de círculo sobre una banda de papel arrollada sobre un tambor; éste gira, movido por un aparato de relojería, a razón de una vuelta por semana y así se obtiene un registro continuo de la presión atmosférica en la estación considerada.

#### 5.8 Variación de la presión con la altura

La presión atmosférica en la superficie de la Tierra es igual al peso, por unidad de superficie, de una columna vertical de aire que se extiende desde la superficie de la Tierra hasta el límite exterior de la atmósfera. A medida que se asciende, la presión desciende ya que disminuye la altura de la columna de aire que se encuentra sobre el observador.

Por ejemplo: cerca del nivel del mar, la presión es igual a 1.000 hPa, aproximadamente, mientras que a 5.500 m de altitud ha disminuido a la mitad. El Cuadro 5.1 indica las presiones medias a grandes altitudes en las latitudes medias.

La razón de descenso de la presión con la altitud no es constante. Cerca del nivel medio del mar, por ejemplo, la presión disminuye un hPa aproximadamente, cuando se asciende 8.5 m. Mientras que, cerca de los 5.500 m de altitud, es necesario ascender 15 m para obtener el mismo descenso de presión y, a altitudes mayores, hará falta un desnivel aún mayor para que el barómetro acuse la misma disminución. Estos valores no son más que aproximados, ya que la temperatura influye también en la disminución de la presión con la altitud.

Cuadro 5.1

Variación de la presión con la altitud

<u>Altitud</u> (km)	<u>Presión</u> (hPa)
10	265
20	55,3
30	12,0
40	2,87
50	0,798
60	0,225
70	0,0552
80	0,0104
90	0,0016
100	0,0003

5.9 Reducción de la presión a los niveles normales

La presión deducida de la lectura de un barómetro en la estación (después de las correcciones) se llama presión en la estación. Con el fin de poder comparar las observaciones barométricas hechas en estaciones situadas a diferentes alturas, es necesario, en primer lugar, reducirlas al mismo nivel.

En la mayoría de los países la presión atmosférica observada se reduce al nivel medio del mar. La presión así obtenida se llama presión al nivel medio del mar.

El cálculo de esta presión se basa, en la mayoría de los casos, sobre una hipótesis. En efecto, en las estaciones terrestres, debemos suponer que una columna vertical de aire atraviesa el espesor de la tierra comprendido entre la estación y el nivel medio del mar.

Por lo tanto, para calcular la presión al nivel medio del mar es necesario, primeramente, determinar la presión en la estación y después añadir a este valor el peso de una columna de aire ficticia cuya sección corresponde a la unidad de superficie y que se extiende desde el nivel de la estación al nivel medio del mar.

La altura de esta columna es fija pero su peso es función de su densidad que, a su vez, depende de la temperatura del aire de la columna. Si esta temperatura aumenta, el aire será menos denso y, por lo tanto, disminuirá el peso del aire que tenemos que añadir.

No existen métodos realmente satisfactorios para reducir la presión de las estaciones muy elevadas al nivel medio del mar, ya que es imposible calcular la temperatura media que tendría esta columna de aire ficticio. Solamente se pueden hacer hipótesis.

Ciertos países emplean la temperatura del aire observada en la estación. Este método da resultados satisfactorios cuando la estación no está muy elevada. Otros países emplean la temperatura media de las 12 horas precedentes.

Para estaciones de poca altura, la Organización Meteorológica Mundial ha recomendado un método que figura en la Guía de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-Nº 8).

A pesar de las dificultades encontradas, la presión en la estación puede ser reducida al nivel medio del mar de manera satisfactoria en muchas regiones. Los meteorólogos de todo el mundo utilizan mucho los mapas sinópticos de presión al nivel medio del mar. El término "sinóptico" procede de las palabras griegas "syn" (con, junto) y "opsis" (vista). Numerosas estaciones miden la presión simultáneamente, luego la reducen al nivel medio del mar y los valores así obtenidos se anotan sobre mapas sinópticos.

En ciertas regiones de África y del Antártico, las estaciones meteorológicas están situadas a más de 1.000 m de altitud. Entonces, estas estaciones, después de haber determinado la presión en la estación, calculan la altitud aproximada de los niveles de 850 hPa o de 700 hPa, lo que les permite trazar después mapas sinópticos relativos a estos niveles de presión.

#### 5.10 Altimetría

Ya se ha visto que existe una estrecha relación entre la presión atmosférica y la altitud. Esta relación se utiliza muchísimo en aviación para determinar la altitud de vuelo de las aeronaves.

Un altímetro barométrico es un barómetro aneroide en el que la graduación de presión se ha reemplazado por una escala graduada directamente en altitudes.

Anteriormente se ha dicho que la presión en la superficie de la Tierra es igual al peso por unidad de superficie de la columna vertical de aire que se extiende desde la superficie terrestre hasta el límite superior de la atmósfera. Por lo tanto, la presión depende de la densidad del aire que, a su vez, depende de la temperatura de la atmósfera. A mayor temperatura, menor densidad.

Las variaciones de temperatura con la altitud introducen, pues, dificultades en los problemas de altimetría. La altimetría trata de la medida de las altitudes con la ayuda de los barómetros aneroides.

Por esta razón, es aconsejable suponer, en primer lugar, una atmósfera convencional en la que las variaciones de la temperatura con la altitud sean conocidas. Esta atmósfera es conocida con el nombre de atmósfera tipo de la OACI. De ella se tratará en el próximo punto.

En la práctica, existen ligeras diferencias entre la atmósfera real y la atmósfera tipo hipotética. Pero es posible ajustar los altímetros de manera que indiquen altitudes exactas.

#### 5.11 Atmósfera tipo de la OACI

La Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) ha definido una atmósfera convencional cuyas características pueden servir de base para

una escala altimétrica. Esta atmósfera se llama atmósfera tipo de la OACI. El Cuadro 5.2 indica alguna de sus características.

En esta atmósfera se han admitido las hipótesis siguientes:

- a) El aire es seco. La presión y la temperatura al nivel medio del mar son 1.013,25 hPa y 15°C, respectivamente. El gradiente térmico vertical es igual a 6,5°C por km desde el nivel del mar hasta la tropopausa situada a 11 km, aproximadamente.
- b) En la estratosfera inferior, la atmósfera es isotérmica hasta una altitud de 20 km, aproximadamente. Después, el gradiente térmico vertical se supone que es negativo y la temperatura aumenta 1,0°C por km. Para los fines de la aviación no es necesario definir la atmósfera tipo por encima de 32 km.

Cuadro 5.2

Algunas características de la atmósfera tipo de la OACI

Altitud aproximada (km)	Presión (hPa)	Temperatura (°C)	Gradiente térmico vertical (°C por km)
0	1.013,25	15	6,5
11	226,32	- 56,5	0,0
20	54,75	- 56,5	- 1,0
32	8,68	- 44,5	

5.12 Correcciones altimétricas - Ajuste del altímetro

Las indicaciones de los altímetros barométricos deben ser corregidas cada vez que las condiciones reales difieren de las definidas en la atmósfera tipo de la OACI.

El altímetro está construido de tal forma que las escalas de altitud y presión puedan desplazarse por rotación una respecto de la otra. Si la presión real o al nivel medio del mar difiere de 1.013,25 hPa, se puede ajustar el instrumento de forma que la altitud cero coincida con la presión que haya al nivel medio del mar.

No se efectúa ningún reglaje del altímetro en el caso de que las temperaturas reales se desvien de las condiciones normales. Sin embargo, es posible hacer estimaciones basadas en las temperaturas observadas al nivel del vuelo y en la superficie. Por ejemplo: si la temperatura observada es inferior a la de la atmósfera tipo, la densidad del aire será superior a la densidad normal y el altímetro indicará altitudes demasiado elevadas. Pero

será posible obtener la altitud correcta llevando a un calculador de navegación la temperatura observada, a la vista de la altitud indicada.

En la Meteorología Aeronáutica (Parte IV) se estudian otros detalles sobre el uso de altímetros barométricos.

### 5.13 Variación semidiurna de la presión

En un lugar determinado, la presión atmosférica varía continuamente. Estas variaciones pueden ser regulares o irregulares.

Las variaciones irregulares son debidas principalmente al paso de los sistemas de presión, así como a su desarrollo o debilitamiento.

Las variaciones regulares tienen períodos variados. La oscilación regular más importante tiene un período de 12 horas, aproximadamente. Por esta razón se le da el nombre de variación semidiurna de la presión.

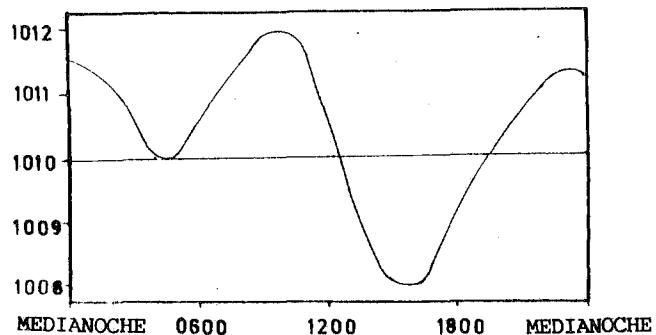
La sucesión de los días y de las noches provoca, alternativamente, calentamiento y enfriamiento de la atmósfera. Lo cual a su vez produce oscilaciones rítmicas de expansión y de contracción de la atmósfera que, finalmente, se traducen en oscilaciones de presión.

Se supone que la atmósfera posee un período natural propio de oscilaciones de 12 horas, aproximadamente. Esta oscilación está estimulada por las variaciones de temperatura y su amplitud aumenta por resonancia. Como resultado se produce una doble marca atmosférica que se propaga alrededor de la Tierra siguiendo la posición del Sol. Las presiones máximas se observan a las 1000 y 2200 hora local, aproximadamente, mientras que las mínimas se producen a las 0400 y 1600 hora local, aproximadamente.

La variación semidiurna de la presión es un fenómeno bastante complejo. Las oscilaciones no son completamente simétricas y varían considerablemente de un lugar a otro. Aunque tiene poca influencia sobre los otros factores meteorológicos, es necesario tenerlas en cuenta cuando se interpretan variaciones de presión.

En las regiones tropicales, la variación semidiurna de la presión es más marcada que en las regiones situadas en latitudes más altas. La Figura 5.3 representa la curva de variación diurna de la presión en Darwin (Australia).

Figura 5.3  
Variación diurna de la presión en Darwin (Australia)



En las latitudes medias y altas, es a menudo más difícil detectar la variación semidiurna de la presión pues está oculta por el frecuente paso de sistemas de presión. Sin embargo, se pueden calcular las variaciones regulares promediando las presiones de cada hora durante un largo período de tiempo, con el fin de eliminar las variaciones de presión debidas a las perturbaciones atmosféricas.

### 5.14 Gradiente de presión

Las presiones observadas simultáneamente en un gran número de estaciones y reducidas al nivel medio del mar, se anotan en mapas sinópticos. Los meteorólogos trazan sobre estos mapas isobaras. Una isobara es una línea que une los puntos de igual presión.

Algunas isobaras rodean zonas de altas presiones, mientras que otras encierran regiones de baja presión (véase la Figura 5.4). En este ejemplo de la figura, la diferencia de presión entre dos isobaras consecutivas es de 2 hPa.

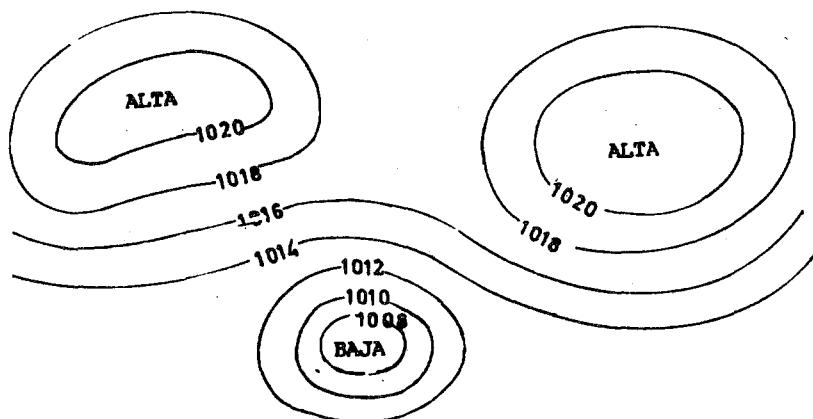
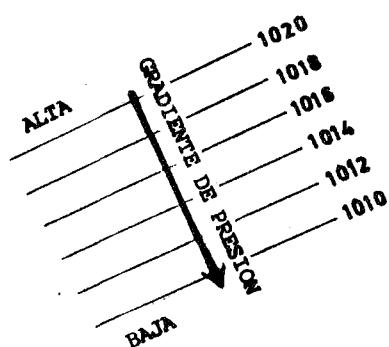


Figura 5.4  
Mapa sinóptico de presión  
al nivel medio del mar

En algunas zonas, las isobaras están muy juntas unas de otras, lo que significa que si se cortan las isobaras perpendicularmente, desde las altas hacia las bajas presiones, la disminución de la presión será muy rápida. Esto puede compararse al descenso de una pendiente fuerte o de una rampa muy inclinada.

El gradiente de presión es un vector perpendicular a las isobaras, dirigido hacia las bajas presiones y cuya intensidad es igual a la variación de la presión en función de la distancia (véase la Figura 5.5).

Figura 5.5  
Gradiente de presión



Se dice que el gradiente de presión es "fuerte" cuando las isobaras están muy juntas las unas a las otras. Por el contrario, será "débil" cuando las isobaras están muy separadas.

En el capítulo siguiente se verá que el gradiente de presión es un factor muy importante en la determinación de la fuerza del viento. En un lugar dado, el tiempo está influenciado directamente por la diferencia de presión que existe entre el lugar de observación y otras estaciones vecinas.

Sin embargo, antes de examinar estas influencias del gradiente de presión, es necesario estudiar el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Por lo tanto, en el próximo capítulo se tratará de la humedad del aire.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué es la atmósfera tipo? ¿Por qué la presión atmosférica se mide en condiciones normales?
2. En los barómetros de mercurio, toda variación de la altura de la columna supone un cambio de nivel de mercurio de la cubeta. ¿Cómo se evita esta dificultad en los barómetros Fortin y en los del tipo Kew?
3. ¿Cuáles son las tres correcciones que hay que hacer a las lecturas de un barómetro de mercurio para obtener la presión de la estación? Expóngase el fin de cada una.
4. Describanse la estructura y el funcionamiento de un barómetro aneroide. Menciónense algunas causas de error en las medidas de este tipo de barómetros.
5. ¿Qué se entiende por reducción de la presión al nivel medio del mar? Expóngase brevemente los problemas que plantea esta operación.
6. Radáctese una breve nota sobre:
  - a) la atmósfera tipo de la OACI;
  - b) la variación semidiurna de la presión;
  - c) las correcciones altimétricas;
  - d) el gradiente de presión.

## CAPITULO VI

### AIRE HUMEDO

Aunque el agua está presente en cantidades más o menos grandes en cualquier parte de la atmósfera, generalmente sucede que es invisible por encontrarse en estado de vapor. Sin embargo, de vez en cuando se condensa para formar nubes que proporcionan ciertas indicaciones sobre el tiempo futuro.

El agua entra en la atmósfera por los procesos de evaporación y de transpiración y luego cae sobre la Tierra en forma de precipitación, cerrando así el ciclo hidrológico.

Para conocer bien este proceso y poder pronosticar el futuro estado de la atmósfera, es preciso estudiar las variaciones de humedad o de contenido de agua en la misma. También es necesario conocer los métodos utilizados para medir la humedad del aire.

#### 6.1 Humedad del aire

Además de los gases enumerados en el Cuadro 1.1 que constituyen el aire seco, la atmósfera contiene cantidades variables de vapor de agua.

La mezcla de aire seco y de vapor de agua se llama aire húmedo. Antes de estudiar las características de esta mezcla, se examinarán ciertos procesos de cambios de estado del agua.

#### 6.2 Los tres estados del agua

En el párrafo 4.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había visto que los cuerpos podían presentarse en tres estados: sólido, líquido o gaseoso. En el caso del agua, estos tres estados son:

- a) estado sólido: hielo;
- b) estado líquido: agua;
- c) estado gaseoso: vapor de agua.

El agua puede pasar sea directa o indirectamente de un estado a otro. Los procesos de cambio de estado del agua son los siguientes:

<u>Estado inicial</u>	<u>Estado final</u>	<u>Proceso</u>
Hielo	Aqua	Fusión
Hielo	Vapor de agua	Sublimación
Aqua	Vapor de agua	Vaporización
Vapor de agua	Aqua	Condensación
Vapor de agua	Hielo	Sublimación
Aqua	Hielo	Congelación

#### 6.3 Tensión de vapor de aire húmedo

La atmósfera es una mezcla de gases que ejercen cada uno su propia presión llamada presión parcial. Esta presión parcial es proporcional al

número de moléculas del gas contenidas en un volumen dado de la mezcla gaseosa considerada.

La presión atmosférica en un punto cualquiera es igual a la suma de las presiones parciales ejercidas por cada uno de los gases que componen la atmósfera (comprendido el vapor de agua).

Cuando el agua se evapora en el aire seco, el vapor así formado ejerce su propia presión, que se llama tensión de vapor ( $e$ ). La presión atmosférica ( $p$ ) aumenta, ya que se hace igual a la suma de las presiones parciales ejercidas por el vapor de agua y por el aire seco.

#### 6.4 Variaciones del contenido de vapor de agua

La cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera varía en el tiempo y en el espacio. Las tensiones de vapor más elevadas (30 hPa, aproximadamente) se observan en las regiones tropicales, cerca de la superficie del mar.

Sobre la superficie de la Tierra, los valores más bajos se observan en las altas planicies interiores del Antártico, donde en invierno se alcanzan las tensiones de vapor mínimas cuando el aire es muy frío.

Por término medio, la tensión de vapor disminuye con la altura. Pero puede suceder que en ciertas partes de la atmósfera la tensión aumente con la altura.

#### 6.5 Tensión de vapor de saturación del aire húmedo

Considérese una superficie plana de agua líquida a una temperatura dada. Algunas de las moléculas de agua que están animadas de movimiento más rápido, se escapan de la superficie líquida y se evaporan en la capa de aire situada sobre ella. Una parte de éstas caen inmediatamente en el agua, pero otras siguen sus movimientos en forma de gas en el espacio situado encima de la superficie de la misma.

Llega un momento en que el número de moléculas que entran en el agua durante cada segundo es igual al número de las que salen. Entonces, se dice que el espacio situado inmediatamente sobre la superficie del agua está saturado para la temperatura que tiene este espacio.

La tensión de vapor ejercida por el vapor de agua contenido en un volumen de aire saturado se llama tensión de vapor de saturación a la temperatura del aire contenido en ese volumen.

La tensión de vapor de saturación varía con la temperatura. Si el aire se calienta, hará falta mayor número de moléculas de vapor de agua para saturar el espacio situado sobre el líquido y, por lo tanto, la presión parcial ejercida por el vapor de agua es mayor. La tensión de vapor de saturación aumenta, pues, con la temperatura.

El aire tropical cálido puede contener una cantidad mayor de vapor de agua que el aire frío polar. Esta es la razón por la que se observan elevadas tensiones de vapor de saturación en las proximidades de los océanos, de los lagos y de los ríos situados en las regiones tropicales.

El Cuadro 6.1 contiene algunos valores característicos de tensiones de vapor de saturación sobre una superficie plana de agua pura, para diferentes temperaturas.

Cuadro 6.1

Tensión de vapor de saturación sobre una superficie plana de agua pura

Temperatura (°C)	Tensión de vapor de saturación (hPa)
0	6,11
10	12,27
20	23,37
30	42,43
40	73,77

6.6 Proceso de condensación

Si se introduce una cantidad suplementaria de vapor de agua en un volumen ya saturado a una temperatura determinada, el vapor de agua se condensa.

En la atmósfera hay otros factores que intervienen en los fenómenos de condensación. Ya en el párrafo 10.5 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se indicaba que la condensación en la atmósfera se efectuaba sobre pequeñas partículas llamadas núcleos de condensación. Estos núcleos están constituidos por polvos, partículas de humo, sales marinas, iones, etc.

La condensación sobre alguno de estos núcleos se produce con tensiones de vapor menores que la tensión de saturación que corresponde a una superficie plana de agua pura a la misma temperatura. Ciertos núcleos de condensación, tales como los núcleos salinos, tienen una tendencia muy fuerte para absorber agua, de suerte que favorecen la condensación. A estos se les da el nombre de núcleos higroscópicos.

En la atmósfera, la condensación resulta normalmente del enfriamiento del aire húmedo, es decir: del aire que contiene vapor de agua. Cuanto más disminuya la temperatura, menor será la cantidad de agua necesaria para saturar el aire. Eventualmente, se puede alcanzar una temperatura para la cual la tensión real del vapor sea igual a la tensión de vapor de saturación y, entonces, todo enfriamiento suplementario producirá la condensación.

6.7 Proceso isobárico

Ya los primeros experimentos físicos permitieron establecer las relaciones que existen entre la presión, la temperatura y el volumen de los gases. En algunos de estos experimentos, la presión del gas se mantenía constante.

El proceso físico en el curso del cual la presión de un gas permanece constante se llama proceso isobárico. La palabra "isobárico" significa igual presión.

También es posible estudiar los procesos isobáricos que se producen en el seno del aire húmedo. En estos procesos, una muestra de aire húmedo se calienta o se enfriá a presión constante, sin añadirle ni quitarle vapor de agua. Además, se supone que el vapor de agua permanece en estado gaseoso.

Si el aire se enfriá isobáricamente (a presión constante), alcanzará una temperatura para la cual estará saturado. Esta temperatura se llama temperatura del punto de rocío o simplemente punto de rocío.

Por lo tanto, se puede definir la temperatura del punto de rocío como la temperatura a la cual hay que llevar, por enfriamiento a presión constante, una muestra de aire húmedo hasta que se sature. Si la temperatura de enfriamiento es menor que la del punto de rocío se produce la condensación.

#### 6.8 Proceso adiabático

El enfriamiento hasta la condensación es frecuentemente el resultado de una variación de presión del aire húmedo. En este caso no se trata, pues, de un proceso isobárico.

En el párrafo 10.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se habían estudiado procesos en los cuales la presión, la temperatura y el volumen del gas podrían variar sin que hubiese intercambio de calor entre la masa de aire considerada y el medio que la rodea. Se trataba del proceso adiabático.

Tales procesos se producen algunas veces cuando una partícula de aire húmedo se desplaza verticalmente hacia niveles de presión más alta o más baja. En particular, el enfriamiento adiabático puede ocurrir cuando el aire asciende. En este caso, el aire puede alcanzar la saturación y todo enfriamiento suplementario supone la condensación del vapor de agua y la formación de nubes.

#### 6.9 Proceso de congelación

Sin agitarla, el agua pura líquida puede ser enfriada a una temperatura menor que la de su punto de congelación ( $0^{\circ}\text{C}$ ) y permanecer todavía en estado líquido. En este caso se dice que el agua está subfundida.

Un cristal de hielo u otro germe de cristalización cualquiera, introducido en el agua subfundida, provoca la congelación. También puede producir el mismo resultado un choque.

Experimentos efectuados en laboratorio muestran que las gotitas de agua subfundida pueden existir hasta temperaturas de  $-40^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente. Por debajo de esta temperatura, el agua se hiela incluso sin núcleos de congelación.

#### 6.10 Proceso de sublimación

El proceso por el cual el vapor de agua se transforma directamente en hielo sin pasar por el estado intermedio líquido, se llama sublimación. Este término también se utiliza para describir el proceso inverso, es decir, la transformación del hielo en vapor.

La sublimación no es un fenómeno tan común como el de la condensación. Los núcleos sobre los cuales se produce la sublimación son menos numerosos que los núcleos de condensación. Se les denomina núcleos de sublimación.

La tensión de vapor de saturación sobre el hielo a la misma temperatura es ligeramente menor que la tensión de vaporación de saturación sobre el agua subfundida. En el Cuadro 6.2 que figura a continuación se dan, a título de ejemplo, algunos valores de tensiones de vapor de saturación sobre superficies planas acuosas.

Cuadro 6.2

Tensiones de vapor de saturación sobre superficies  
planas de agua líquida y de hielo

Temperatura	-40°C	-30°C	-20°C	-10°C	0°C
Sobre hielo (hPa)	0,128	0,380	1,032	2,597	6,106
Sobre agua líquida (hPa)	0,189	0,509	1,254	2,862	6,107

La temperatura del punto de congelación es la temperatura a que debe llevarse una muestra de aire húmedo, por enfriamiento a presión constante, para que se sature con relación a una superficie plana de hielo. Si la temperatura desciende por debajo del punto de congelación, el vapor de agua puede depositarse en forma de hielo sobre ciertos cuerpos, incluso sobre otras superficies de hielo (es decir: sobre núcleos de sublimación).

Del examen del Cuadro 6.2 aparece que la sublimación puede producirse incluso cuando el aire no está aún saturado con relación al agua a la misma temperatura. Sin embargo, en la atmósfera, las partículas de hielo en las nubes no se forman, generalmente, hasta que no se alcance la saturación con respecto al agua líquida. Se supone que el valor de agua se condensa sobre un cierto tipo de núcleos de condensación. Si estos últimos son tales que puedan servir como núcleos de congelación, entonces el agua que se condensa sobre ellos puede congelarse. Aún no se sabe muy bien cómo provocan la congelación estos núcleos, pero parece ser que la propiedad esencial reside en el hecho de que la estructura de la película de agua que resulta de la condensación es semejante a la de un cristal de hielo.

Por otra parte, algunas veces puede suceder que haya ya presentes cristales de hielo que caen de las nubes situadas en niveles más altos. Si la tensión de vapor de saturación es mayor que la tensión de vapor de saturación con relación al hielo, entonces la sublimación se efectúa directamente sobre los cristales de hielo.

### 6.11 Calor latente

En el párrafo 7.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había explicado que para modificar el estado de un cuerpo era necesario suministrárselo o retirarle calor. Mientras se efectúa el cambio de estado, la temperatura permanece constante, lo que prueba que el aporte de calor no la modifica.

Por ejemplo: el agua comienza a hervir a 100°C a la presión normal de una atmósfera. Cuando pasa del estado líquido al gaseoso, su temperatura no se eleva, incluso si continuamos proporcionándole calor. Esta cantidad de calor, necesaria para separar las moléculas, se llama calor latente de vaporización.

Este calor latente se libera más tarde cuando el vapor de agua se condensa volviendo al estado líquido. Del mismo modo, el hielo para fundirse necesita un aporte de calor, el cual se llama calor latente de fusión. Igualmente, este calor se libera después cuando el agua al congelarse vuelve al estado de hielo.

### 6.12 Indicadores del contenido de vapor de agua en el aire

Se utiliza la palabra humedad para designar cualquier medida de la cantidad de vapor de agua contenido en un volumen dado de aire. Por ejemplo: algunas veces la humedad se expresa directamente por la masa de vapor de agua contenido en la unidad de volumen de aire. También puede ser definida indirectamente por la razón entre la tensión de vapor de agua y la presión total ejercida por el conjunto de gases atmosféricos.

Para expresar el contenido de vapor de agua en el aire se utiliza a menudo un parámetro muy cómodo que es la humedad relativa (véase el párrafo 10.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

### 6.13 Humedad relativa

Es la relación entre la masa de vapor de agua contenida realmente en un volumen dado de aire y la que podría contener el mismo volumen si estuviese saturado a la misma temperatura. Generalmente se expresa en tanto por ciento.

Si el aire no está saturado, la cantidad de agua contenida en la unidad de volumen es, aproximadamente, proporcional a la tensión de vapor. Por lo tanto, el valor aproximado de la humedad relativa puede determinarse con ayuda de la siguiente fórmula:

$$\text{Humedad relativa (en \%)} = \frac{\text{Tensión real del vapor}}{\text{Tensión de vapor de saturación a la temperatura del aire}} \times 100$$

Muchas sustancias orgánicas tienen la propiedad de reaccionar a las variaciones de la humedad relativa del aire: es el caso de los cabellos humanos, y aprovechando esta propiedad se han podido construir con ellos instrumentos para medir la humedad relativa.

Hay que hacer notar que la humedad relativa puede variar, incluso si el contenido de vapor de agua permanece constante. Esto se produce cuando cambia la temperatura de la muestra de aire.

Por eso, la humedad relativa suele alcanzar sus valores máximos aproximadamente cuando amanece, ya que es entonces cuando se produce la temperatura mínima del aire. En ciertos casos, el aire puede alcanzar su temperatura de saturación. Si se produce la condensación, se pueden formar neblinas o nieblas. Más tarde, durante el día, la temperatura se eleva y esto implica una disminución de la humedad relativa, lo que supone la desaparición de la niebla o de la neblina.

#### 6.14 Métodos para medir la humedad del aire

Los instrumentos que se emplean para medir la humedad o el contenido de vapor de agua en el aire, se llaman higrómetros. A continuación se examinarán los diferentes métodos para determinar la humedad del aire en un lugar dado.

Las dimensiones de ciertas materias orgánicas varían según la humedad relativa del aire. Esta propiedad se utiliza en ciertos higrómetros. Por ejemplo: la longitud de los cabellos varía cuando la humedad relativa cambia. Estas variaciones de longitud pueden ser amplificadas por un sistema de poleas y luego transmitidas a una aguja móvil indicadora. En este principio se basa el higrómetro de cabellos.

Se puede obtener un registro continuo de la humedad relativa, reemplazando la aguja indicadora por un brazo provisto de una pluma con tinta que marca las variaciones de la humedad sobre un diagrama arrollado a un cilindro que se mueve con movimiento de rotación uniforme. Este instrumento se llama higrógrafo de cabellos.

Un método sencillo, pero apropiado, para medir la humedad consiste en utilizar el psicrómetro. Este instrumento se compone esencialmente de dos termómetros, colocados uno al lado del otro; uno de ellos mide la temperatura del aire y el otro la temperatura del termómetro de bulbo húmedo.

Algunas veces el psicrómetro se llama higrómetro de termómetro de bulbo seco y de termómetro de bulbo húmedo. El termómetro de bulbo húmedo es idéntico al termómetro de bulbo seco empleado para medir la temperatura del aire, pero su depósito está rodeado de una fina muselina de algodón, que se mantiene húmeda con la ayuda de una mecha formada por algunos hilos del mismo material de bastante espesor, trenzados, cuya extremidad está introducida en un pequeño recipiente de agua destilada.

Los termómetros de bulbo seco y de bulbo húmedo deben estar ventilados y protegidos de los efectos de la radiación solar. Hay dos clases de psicrómetros: los psicrómetros para abrigo meteorológico y los psicrómetros portátiles. Esta última categoría comprende principalmente los psicrómetros de Assman y los psicrómetros honda.

Para determinar la humedad relativa, se leen primero los termómetros de bulbo seco y de bulbo húmedo y luego se utilizan unas tablas para determinar la humedad relativa o la temperatura del punto de rocío. A continuación se verá la razón de esto.

#### 6.15 Principio del termómetro de bulbo húmedo

Si el aire que pasa sobre el depósito del termómetro de bulbo húmedo no está saturado, el agua que humedece la muselina se evapora. Las moléculas que se escapan de la muselina y se esparcen por la atmósfera llevan consigo

una cierta energía térmica (véase el párrafo 10.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

Debido a esto, disminuye la temperatura del agua que queda en la muselina, ya que las moléculas de agua que se transformaron en vapor, llevan consigo su calor latente de vaporización. Por lo tanto, si se produce evaporación, la temperatura del termómetro de bulbo húmedo será menor que la del termómetro de bulbo seco.

La diferencia entre las indicaciones de los termómetros es proporcional a la velocidad de evaporación. Esta diferencia se llama diferencia psicrométrica, y depende no sólo de la humedad relativa del aire que rodea el psicrómetro, sino también la velocidad de ventilación de la muselina.

En el párrafo 10.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha estudiado la influencia del movimiento del aire sobre la evaporación. Por lo tanto, el método que se utilice para la ventilación del psicrómetro es un elemento importante.

#### 6.16 Tipos de psicrómetros

En un psicrómetro sencillo, sin ventilación artificial, el termómetro de bulbo seco y el de bulbo húmedo están colocados verticalmente en un abrigo meteorológico. Las tablas para determinar la humedad están calculadas, generalmente, suponiendo que la intensidad promedio del viento que pasa por los bulbos de los termómetros es de aproximadamente  $1,0$  a  $1,5 \text{ m s}^{-1}$ . En la práctica la intensidad del aire que pasa por los bulbos difiere, a menudo, de los valores supuestos. Los errores probablemente son muy grandes cuando el aire es caliente y seco o cuando el viento es muy débil.

Existen varios tipos de psicrómetros con ventilación artificial. El psicrómetro Assman no necesita estar instalado en el abrigo meteorológico ya que sus termómetros están protegidos de los efectos de la radiación por pantallas de metal pulido. Una hélice dirige el aire hacia los depósitos de los termómetros.

La ventilación forzada para los psicrómetros en el abrigo meteorológico se obtiene por medio de un ventilador. Si los termómetros son del tipo que comúnmente se utilizan en las estaciones meteorológicas, el aire debe pasar por los bulbos de los termómetros con una intensidad no menor que  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  y no mayor que  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

En el psicrómetro honda, los dos termómetros están colocados uno al lado del otro, sobre una misma armazón metálica unida a un mango que permite hacer girar la montura. Para obtener la ventilación necesaria, los depósitos de los termómetros están generalmente poco protegidos de la radiación. Este tipo de psicrómetro debe ser empleado preferentemente en lugares protegidos de la radiación solar directa.

#### 6.17 Tablas psicrométricas

Para determinar la temperatura del punto de rocío o la humedad relativa, es indispensable utilizar la tabla psicrométrica que corresponde a la intensidad de ventilación del instrumento. La mayoría de las tablas psicrométricas se calculan basándose en intensidades de ventilación que van de  $1$  a  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

### 6.18 Densidad del aire húmedo

La densidad del aire seco varía con la presión y la temperatura. Cerca de la superficie de la Tierra, a la presión de una atmósfera normal ( $p = 1013,25 \text{ hPa}$ ) y a la temperatura de  $15^\circ\text{C}$  ( $T = 288,15^\circ\text{K}$ ), la densidad del aire seco es igual a  $1,225 \text{ kg m}^{-3}$ .

Como se indica en el Cuadro 1.1, el aire seco es una mezcla de varios gases. No existe, pues, la molécula de aire propiamente dicha. Sin embargo, es posible determinar el peso molecular promedio del aire seco que algunas veces se le llama "peso molecular aparente del aire seco". En la atmósfera, donde la mezcla gaseosa es muy homogénea, el peso molecular promedio del aire seco es aproximadamente 28,96.

Por otra parte, el peso molecular del vapor de agua es igual a 18, aproximadamente. Este valor no representa más que el  $5/8$ , aproximadamente, del peso molecular del aire seco situado en la región de la atmósfera que se extiende hasta la mesopausa, región en la cual la mezcla gaseosa es muy homogénea y su composición es casi constante. Por tanto, la masa de una molécula de agua es menor que la de una "molécula promedio" de aire seco.

Supongamos ahora que, en un volumen dado de aire seco, remplazamos cierto número de moléculas por el número equivalente de moléculas de vapor de agua. La masa del volumen de gas considerado disminuirá. Por lo tanto la densidad también disminuirá puesto que, según su definición, es la masa por unidad de volumen. De esto se deduce que la densidad del aire húmedo es menor que la del aire seco, en las mismas condiciones de presión y temperatura.

En este capítulo se ha visto que el movimiento del aire es un factor importante que es necesario tener en cuenta en las medidas de la humedad atmosférica. También tiene una influencia directa sobre la vida cotidiana, en particular cuando se trata del movimiento del aire en la proximidad de la superficie terrestre. En el próximo capítulo se estudiará el viento en superficie y los métodos empleados para medirlos.

### CUESTIONARIO

1. ¿Qué es el aire húmedo? ¿Qué se entiende por tensión de vapor de saturación a una temperatura dada? ¿Cómo varía la tensión de saturación con la temperatura?
2. Radíctense breves notas sobre:
  - a) los núcleos de condensación;
  - b) los procesos isobáricos.
3. ¿Qué es un proceso adiabático? Explíquese por qué este proceso tiene una importancia tan grande en la formación de las nubes.
4. Defínanse los siguientes términos:
  - a) temperatura del punto de rocío;
  - b) temperatura del punto de congelación.

5. ¿Qué es la humedad relativa? Describáse el principio del funcionamiento del higrómetro de cabellos.
6. Redáctense breves notas sobre:
  - a) el psicrómetro;
  - b) la diferencia psicrométrica;
  - c) tablas psicrométricas.
7. Explíquese por qué la densidad del aire húmedo es menor que la del aire seco en las mismas condiciones de presión y temperatura.

## CAPITULO VII

### VIENTO EN SUPERFICIE

Una parte de la energía de radiación solar que llega a la Tierra se transforma finalmente en energía cinética de los gases de la atmósfera, cuyas moléculas están en consecuencia siempre en movimiento.

El viento es el movimiento natural del aire atmosférico. En meteorología, esta palabra se refiere, en general, a un movimiento de conjunto del aire cerca de la superficie terrestre o en altitud. El presente capítulo está dedicado al movimiento horizontal del aire sobre la superficie de la Tierra.

El movimiento del aire raramente es regular. Generalmente es turbulencia, con torbellinos de forma y dimensiones variadas, que se desarrollan en el aire y perturban su flujo. El efecto de la turbulencia cerca de la superficie terrestre es la producción de variaciones rápidas e irregulares de la intensidad y de la dirección del viento. Estas fluctuaciones de frecuencia son independientes unas de otras y producen ráfagas.

En este capítulo se verá cómo se realiza la medida del viento en superficie y se estudiarán sus principales características.

#### 7.1 Principios generales de la medida del viento en superficie

El viento puede ser considerado como un vector definido por una magnitud, la intensidad del viento, y una dirección. La dirección del viento es la de su procedencia.

El viento tiene generalmente fluctuaciones rápidas. El grado de perturbación aportado por estas fluctuaciones se expresa con el término turbulencia.

La intensidad y la dirección del viento se miden preferentemente con la ayuda de instrumentos; pero, cuando es imposible, se las puede evaluar a estima. Esto es, por ejemplo, lo que ocurre cuando la intensidad del viento es menor que dos nudos, pues con intensidades débiles los instrumentos son poco sensibles. Calma es la ausencia de todo movimiento perceptible del aire.

#### 7.2 Exposición de los instrumentos para medir el viento en superficie

A veces es difícil medir la intensidad y dirección del viento en superficie con exactitud suficiente. El movimiento es perturbado por numerosos factores tales como la rugosidad del suelo, la naturaleza de la superficie, las fuentes de calor, la presencia de edificios, etc.

Además, por regla general, la intensidad del viento aumenta con la altura sobre la superficie terrestre. En consecuencia, para obtener medidas comparables en lugares diferentes, es preciso adoptar una altura tipo para la medida del viento en superficie.

La altura normalizada de los instrumentos de medida del viento en superficie es de 10 m sobre el suelo, en terreno llano y descubierto. Se define como terreno descubierto aquél en que la distancia entre los instrumentos y todo obstáculo es, al menos, igual a 10 veces la altura de este obstáculo.

La adopción de una altura tipo adquiere una importancia particular en los aeródromos. Cuando no es posible adaptarse a las reglas para la instalación de instrumentos, éstos deben ser instalados a una altura tal que sus indicaciones no estén demasiado influenciadas por los obstáculos vecinos y de forma que indiquen, tanto como sea posible, lo que sería el viento a 10 m de altura en ausencia de obstáculos.

#### 7.3 Dirección del viento en superficie - Unidades de medida

La dirección del viento se define como aquélla de donde sopla. Se expresa en grados, contados hacia la derecha a partir del norte geográfico o utilizando los rumbos de la rosa de los vientos.

Sin embargo, para los mensajes cifrados, la dirección del viento debe expresarse en la escala 00-36. El Cuadro 7.1 da las cifras de la clave y su equivalente exacto en grados correspondientes a los 32 rumbos de la rosa de los vientos.

Cuadro 7.1

#### Dirección del viento Equivalencia con los rumbos de la rosa de los vientos

Dirección en la rosa de los vientos	Equivalente exacto en grados	Cifras de la clave	Dirección en la rosa de los vientos	Equivalente exacto en grados	Cifras de la clave
Calma	-	00	S cuarto W	191,25	19
N cuarto NE	11,25	01	SSW	202,5	20
NNNE	22,5	02	SW cuarto S	213,75	21
NE cuarto N	33,75	03	SW	225	23
NE	45	05	SW cuarto W	236,25	24
NE cuarto E	56,25	06	WSW	247,5	25
ENE	67,5	07	W cuarto S	258,75	26
E cuarto N	78,75	08	W	270	27
E	90	09	W cuarto N	281,25	28
E cuarto SE	101,25	10	WNW	292,5	29
ESE	112,5	11	NW cuarto W	303,75	30
SE cuarto E	123,75	12	NW	315	32
SE	135	14	NW cuarto N	326,25	33
SE cuarto S	146,25	15	NNW	337,5	34
SSE	157,5	16	N cuarto NW	348,75	35
S cuarto E	168,75	17	N	360	36
S	180	18	Variable	-	99

#### 7.4 Medida de la dirección del viento en superficie

En general, la dirección del viento se mide con la ayuda de una veleta. Para que funcione correctamente una veleta debe girar sobre su eje con un mínimo de rozamiento. Debe estar equilibrada con relación a este eje.

Es necesario vigilar con especial cuidado que el eje de la veleta esté perfectamente vertical y que la orientación de la veleta con respecto al norte verdadero sea precisa.

Para las observaciones sinópticas, hay que determinar la dirección promedio del viento durante el intervalo de los 10 minutos anteriores a la hora de la observación. Es conveniente para ello utilizar una veleta registradora.

Para la aviación, es preferible a menudo utilizar un sensor a distancia y la veleta debe reaccionar a los cambios de dirección. Se utiliza con frecuencia una transmisión eléctrica entre la veleta y el registrador.

También suele ser necesario estimar la dirección del viento en ausencia de instrumentos o cuando el viento es demasiado débil. En efecto, la mayor parte de las veletas cesan de ser sensibles a la dirección del viento cuando su velocidad es menor que dos nudos.

#### 7.5 Intensidad del viento en superficie - Unidades de medida

La intensidad del viento se expresa en nudos; un nudo es igual a una milla marina por hora o  $0,51 \text{ m s}^{-1}$ .

La intensidad de viento en superficie es raramente constante durante un intervalo de tiempo, por corto que sea; en general, varía rápida y continuamente. La turbulencia del viento produce variaciones que son irregulares en período y amplitud.

En la mayoría de los casos, se necesita conocer la intensidad promedio del viento. Por ejemplo, para las observaciones sinópticas, es preciso determinar, casi al nudo, la intensidad promedio en un intervalo de 10 minutos.

Se ha convenido que hay calma cuando la intensidad del viento es menor que un nudo, ó  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ .

La intensidad del viento se puede medir de distintas maneras. La más sencilla es la observación directa del efecto del viento en la superficie terrestre sin utilizar instrumentos. La escala Beaufort, establecida en 1905 por el Almirante Sir Francis Beaufort con objeto de estimar la velocidad del viento en el mar, ha sido más tarde adoptada para ser utilizada en tierra. Despues se le añadieron equivalencias en intensidad del viento para cada clase de efectos observados.

Los instrumentos de medida y registro de la intensidad del viento han reducido considerablemente la utilización de la escala Beaufort, particularmente para las estaciones terrestres. Sin embargo, constituye un medio cómodo para estimar la intensidad del viento a falta de otros procedimientos. El Cuadro 7.2 da las equivalencias entre las cifras de la escala Beaufort y la intensidad del viento.

Cuadro 7.2

Equivalencias de la intensidad del viento

Escala Beaufort	Nombre	Equivalencia de la intensidad del viento a una altura tipo de 10 metros sobre terreno llano y descubierto			Características para la estimación de la intensidad del viento en tierra	
		nudos	$m s^{-1}$	$km h^{-1}$	m.p.h.	
0	Calma	<1	0-0,2	<1	<1	Calma; el humo se eleva verticalmente
1	Viento ligero	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	La dirección del viento se revela por el movimiento del humo, pero no por las veletas
2	Brisa ligera	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	El viento se percibe en el rostro; las hojas se agitan; la veleta se mueve
3	Brisa suave	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	Hojas y ramitas agitadas constantemente; el viento despliega las banderolas
4	Brisa moderada	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	El viento levanta polvo y hojitas de papel; ramitas agitadas
5	Brisa fresca	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	Los arbustos con hoja se balancean; se forman olitas con cresta en las aguas interiores (estanques)
6	Brisa fuerte	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	Las grandes ramas se agitan; los hilos telegráficos silvan; el uso del paraguas se hace difícil
7	Brisa muy fuerte	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	Los árboles enteros se agitan; la marcha en contra del viento es penosa
8	Viento fuerte	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	El viento rompe las ramas; es imposible la marcha contra el viento
9	Viento muy fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	El viento ocasiona ligeros daños en viviendas (arranca cañerías, chimeneas, tejados)
10	Temporal	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	Raro en los continentes; árboles arrancados; importantes daños en las viviendas
11	Borrasca	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	Observado muy raramente; acompañado de extensos destrozos
12	Huracán	64 o más	32,7 o más	118 o más	73 o más	Estragos graves y extensos

#### 7.6 Medida de la intensidad del viento en superficie

Se llaman anemómetros los instrumentos que se utilizan para medir la intensidad del viento en superficie.

Existen dos tipos principales:

- a) anemómetros rotatorios;
- b) anemómetros a presión.

El tipo rotatorio más común es el anemómetro de cazoletas. Lleva cazoletas de forma apropiada montadas en las extremidades de tres o cuatro brazos equidistantes, perpendiculares a un eje vertical. La velocidad de rotación de este anemómetro depende de la intensidad del viento, independientemente de su dirección.

A veces, el molinete de cazoletas mueve un cuentavueltas y la intensidad del viento se calcula por diferencias. Un dispositivo más cómodo consiste en acoplar al molinete un pequeño generador eléctrico. La corriente producida se mide o registra por un amperímetro graduado directamente en intensidad del viento.

Los anemómetros de hélice son igualmente rotatorios. La hélice se mantiene frente al viento mediante una veleta y la rotación de la hélice, por efecto del viento, se transmite a un aparato indicador.

Existe un modelo sencillo de anemómetros con hélice de varias palas. La hélice mueve un contador y, por eso, se necesita un cronómetro para determinar la intensidad del viento. Estos anemómetros son pequeños, generalmente se sostienen con la mano y se utilizan para medir intensidades débiles del viento, tales como las que se producen en las instalaciones de acondicionamiento del aire.

El principio de los anemómetros de tubo de presión es el siguiente: una veleta colocada en el extremo de un mástil mantiene el orificio de un tubo frente al viento, el cual produce una sobrepresión en el interior del tubo, presión que depende de la intensidad del viento. Esta sobrepresión se transmite a los aparatos indicadores por un tubo de presión.

En un tubo exterior con numerosos agujeritos, colocado inmediatamente abajo de la veleta, el viento que pasa por los orificios reduce la presión interior según la intensidad del viento. Dicha reducción se transmite al aparato indicador por un tubo de succión.

La combinación de estos efectos forman un sistema que es independiente de cualquier cambio ligero en las diferencias de presión entre el interior y el exterior del edificio donde el registrador está instalado.

Se dispone de dos tipos de manómetros para los anemómetros de tubo de presión. En el manómetro de flotador de Dines, la diferencia de presión hace variar la posición de equilibrio de un cilindro flotante sobre el agua. El flotador acciona el dispositivo indicador.

Se puede utilizar igualmente un manómetro aneroide, más apropiado en los navíos donde el modelo de flotador no se puede utilizar.

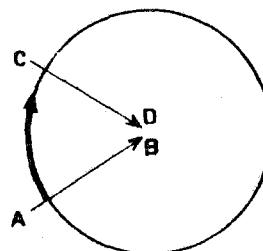
Las indicaciones de los anemómetros rotatorios o de presión se pueden registrar en un diagrama movido por un aparato de relojería. Un anemómetro provisto de tal dispositivo registrador se denomina anemógrafo.

#### 7.7 Variaciones del viento en superficie

Los meteorólogos utilizan vocablos específicos para describir las variaciones de la dirección e intensidad del viento.

Cuando el viento cambia de dirección, de tal forma que el observador tenga que rotar hacia su derecha para tener el viento en frente, se dice que el viento es dextrogiro. Por ejemplo, en la Figura 7.1 el viento cambia de la dirección AB a la CD. Pero, si el observador rota hacia su izquierda para tener el viento en frente, se dice que el viento es levogiro. En este caso la dirección del viento cambiaría de CD a AB. Cuando se habla de variaciones de la intensidad del viento, es preciso distinguir cuidadosamente entre rachas y turbonadas.

Figura 7.1  
Variaciones del viento



Una racha es un aumento brusco del viento con respecto a su intensidad promedio considerada en un cierto intervalo de tiempo. Su duración es menor que la de una turbonada y va seguida de un debilitamiento o amaine del viento.

La turbanada es un viento fuerte que se inicia bruscamente, dura algunos minutos y después se calma también rápidamente. Se la define con más precisión como un incremento brusco, de 16 nudos al menos, de la intensidad del viento, llegando a 22 nudos como mínimo y una duración de un minuto.

#### 7.8 Variación diurna de la intensidad del viento en superficie

En la proximidad de las montañas, en los valles, cerca de las costas, se observan durante el día y por la noche variaciones notables de la intensidad del viento en superficie. Es lo que se denomina variación diurna del viento en superficie. Algunos de estos fenómenos locales se han señalado en el párrafo 4.10. Los restantes serán estudiados en los capítulos siguientes.

En el interior de los continentes, siendo la naturaleza del terreno muy semejante, a menudo se observa una notable variación de la intensidad del viento en el transcurso del día. Alcanza su máximo entre el mediodía y la caída de la tarde a causa de la transferencia de la cantidad de movimiento por la convección de las capas altas de la atmósfera hacia las capas bajas. Cuando al final de la tarde desciende la temperatura, la convección disminuye y el viento también. Alcanza su mínimo hacia el alba.

#### 7.9 Fuerzas que actúan sobre el aire en movimiento

En el párrafo 5.14 se ha señalado que las presiones reducidas al nivel del mar, medidas en dos localidades, en general son diferentes. El gradiente

de presión es el índice de variación de la presión en relación con la distancia horizontal, contada desde la alta hacia la baja presión.

Uno podría esperar que el gradiente de presión guiaría el movimiento de una partícula de aire de la alta a la baja presión, porque la fuerza del gradiente de presión actúa en esa dirección, pero el aire raramente se desplaza en ese sentido. A continuación comentaremos por qué.

De acuerdo con el párrafo 9.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se verá que hace falta tener en cuenta la rotación terrestre. Para un observador en la superficie de la Tierra el movimiento del aire le parecerá que se desvía. Eso se debe al efecto de Coriolis y se explica por el hecho de que el observador rota a la misma razón con que lo hace la Tierra alrededor de su eje.

Se puede tener en cuenta el efecto de Coriolis suponiendo que existe una fuerza, la fuerza de Coriolis, que actúa sobre el aire. Su valor es proporcional a la intensidad del viento con relación a la superficie terrestre y, para una misma intensidad, varía con la latitud; es nula en el ecuador y alcanza su valor máximo en los polos.

En el hemisferio norte, la fuerza de Coriolis parece desviar el aire hacia la derecha colocándose en el sentido del movimiento. En el hemisferio sur, la desviación se dirige hacia la izquierda.

Otra fuerza que actúa sobre la partícula de aire es la fuerza de fricción. Esta fuerza actúa siempre que el aire está en movimiento relativo, sea con respecto a la superficie terrestre, sea con relación a las capas de aire adyacentes, y su sentido es inverso al movimiento relativo.

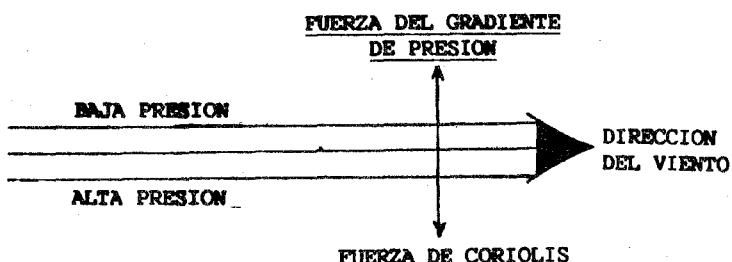
La fuerza de fricción tiene su mayor valor cerca de la superficie terrestre y el aire que alcanza un kilómetro de altura, aproximadamente, se dice que está en la capa de fricción o capa límite. Por encima de la capa límite la fuerza de fricción es despreciable a menudo. Es la atmósfera libre.

#### 7.10 Viento geostrófico

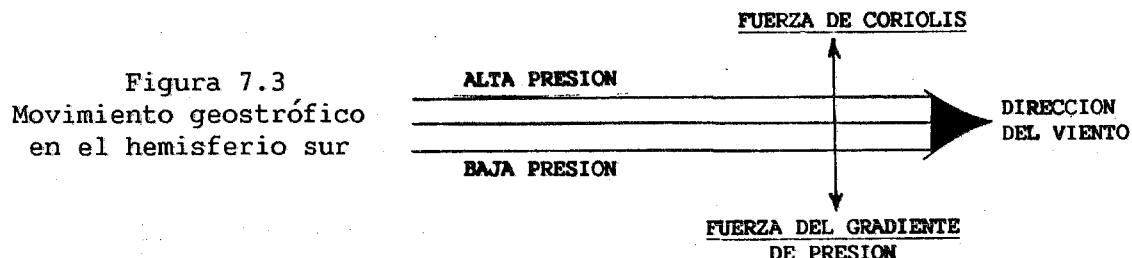
Considérese una partícula de aire en movimiento horizontal de la intensidad constante en una región donde la fuerza de fricción es despreciable. Las fuerzas que actúan sobre la partícula son: la fuerza debido al gradiente de presión y la fuerza de Coriolis.

Cuando estas dos fuerzas son exactamente iguales y opuestas no pueden provocar desviación del movimiento hacia la derecha o la izquierda. Se dice en este caso que el movimiento es geostrófico. La Figura 7.2 muestra cómo se puede realizar este equilibrio en el hemisferio norte.

Figura 7.2  
Movimiento geostrófico  
en el hemisferio norte



Las condiciones correspondientes en el hemisferio sur se representan en la Figura 7.3.



Habiéndose establecido que el movimiento geostrófico no se desvía a derecha ni izquierda y que es horizontal, el aire se mueve sobre el globo terrestre siguiendo un gran círculo.

Para una latitud determinada, hay una intensidad de viento tal que la fuerza de Coriolis equilibra exactamente a la fuerza del gradiente de presión. Es la intensidad del viento geostrófico.

Se puede determinar el viento geostrófico sobre un mapa sinóptico, con la ayuda de una escala de viento geostrófico, cuando las isobaras son rectilíneas.

No se puede determinar la intensidad del viento geostrófico en el ecuador, donde la fuerza de Coriolis es nula. En ausencia de otras fuerzas, el aire se dirigirá en la dirección del gradiente de presión, es decir desde las altas hacia las bajas presiones.

En realidad, la fuerza de Coriolis es débil en las bajas latitudes y el movimiento es raramente geostrófico entre 15°N y 15°S.

#### 7.11 Viento del gradiente

Considérese de nuevo el movimiento de una partícula de aire que se desplaza horizontalmente a intensidad constante en una región donde la fricción es despreciable.

Pero supóngase ahora que la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión no se equilibran. En estas condiciones, el movimiento se curva hacia la derecha o la izquierda.

A una latitud dada, según la intensidad del viento, la fuerza de Coriolis puede ser más grande o más pequeña que la fuerza del gradiente de presión.

Se llama viento del gradiente al movimiento horizontal, con intensidad constante y sin fricción, lo que implica que el movimiento es tangente a las isobaras en cualquier punto. La intensidad del viento correspondiente a estas condiciones es la intensidad del viento del gradiente.

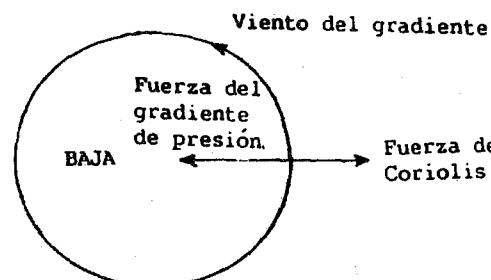
El movimiento puede ser gradiente solamente en un punto y también a lo largo de una trayectoria considerable. En el primer caso, su dirección es tangente a la isobara sólo en un punto dado. En el segundo caso, el movimiento ocurre a lo largo de las isobaras en toda la trayectoria

considerada, pero sólo tiene lugar si las configuraciones isobáricas no varían con el tiempo, en cuyo caso la dirección es tangente a las isobaras en cualquier punto.

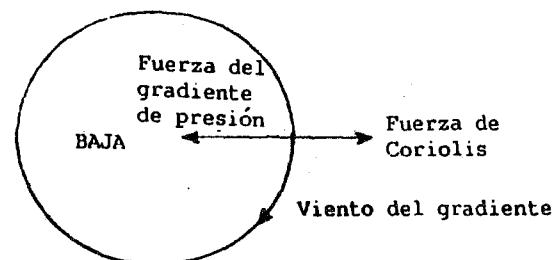
Cuando se observa el movimiento debido al gradiente sobre una cierta extensión, el aire se desplaza siguiendo las isobaras curvas del mapa sinóptico. Si la fuerza del gradiente de presión prevalece sobre la fuerza de Coriolis, el movimiento se curva alrededor de la zona de bajas presiones. El esquema a) de la Figura 7.4 muestra de qué manera se puede representar esta situación en el hemisferio norte. La configuración correspondiente para el hemisferio sur está representada por el esquema b).

Figura 7.4 - El viento del gradiente alrededor de una baja

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur



Se notará que, en el hemisferio norte, el movimiento alrededor de una baja se realiza en sentido inverso al de las agujas del reloj, porque la fuerza de Coriolis se dirige hacia la derecha del viento. En el hemisferio sur, por el contrario, el movimiento se realiza en el sentido de las agujas del reloj. Sin embargo, en uno y otro caso el movimiento se llama ciclónico.

El movimiento ciclónico tiene el mismo sentido que el de rotación de la Tierra. En el párrafo 4.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha ilustrado que esta rotación, vista desde un lugar sobre el polo norte, parece tener un movimiento contrario al de las manecillas del reloj. Por el contrario, cuando se ve desde un punto sobre el polo sur, parece tener el sentido del movimiento de las agujas del reloj.

Se recomienda al lector que dibuje los esquemas mostrando cómo el movimiento se curva alrededor de los centros de altas presiones cuando la fuerza del gradiente de presión prevalece sobre la fuerza de Coriolis. Esta vez tendrá el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y el sentido inverso en el hemisferio sur.

El movimiento es, por lo tanto, en sentido inverso al de la rotación terrestre en cada uno de los hemisferios. El movimiento alrededor de una zona de alta presión se llama anticiclónico.

Como en el caso del movimiento geostrófico, la fricción es despreciable; sin embargo, como las isobaras son curvas a menudo, el viento del gradiente es en general una mejor aproximación al movimiento real en la atmósfera libre que el viento geostrófico.

La intensidad del viento del gradiente para una latitud dada depende no sólo del gradiente de presión, sino también de la curvatura de las isobaras, que es difícil de medir correctamente.

#### 7.12 Ley de Buys-Ballot

En 1857, un meteorólogo holandés, Buys-Ballot, enunció una relación entre la dirección del viento y las isobaras. Refiriéndonos a las Figuras 7.2 y 7.4 a), se puede observar, para el hemisferio norte, que si se tiene el viento a la espalda, las bajas presiones están a la izquierda.

En el hemisferio sur, las bajas presiones están a la derecha, como se puede verificar en las Figuras 7.3 y 7.4 b).

Se puede, pues, enunciar así la Ley de Buys-Ballot:

"Cuando un observador tiene el viento a su espalda, tiene las bajas presiones a su izquierda en el hemisferio norte y a su derecha en el hemisferio sur".

#### 7.13 Viento en la capa límite

El viento en superficie se mide normalmente a una altura normalizada de 10 m sobre la superficie terrestre. En realidad, este viento difiere sensiblemente del viento geostrófico calculado a partir del mapa de presión al nivel del mar, incluso en el caso de isobaras rectilíneas.

Esta diferencia se debe a que la fricción no puede ser despreciada en la capa límite. La intensidad del viento observado es, en promedio, del orden de un tercio de la intensidad geostrófica en tierra y de dos tercios sobre los océanos.

La dirección del viento en superficie no es paralela a las isobaras a causa de la fuerza de fricción. La reducción de la fuerza de Coriolis resultante de la disminución de la intensidad del viento hace que la fuerza del gradiente de presión arrastre el aire oblicuamente a las isobaras, desde las altas a las bajas presiones. La fuerza de fricción puede provocar así un flujo que atraviese las isobaras con un ángulo de 30°, aproximadamente, en tierra y 10° sobre el mar.

Los efectos de la fricción tienen su máximo en el suelo, donde el viento sopla sobre una superficie rugosa y produce turbulencia. Dichos efectos decrecen rápidamente con la altitud para hacerse despreciables al final de la capa límite, hacia un kilómetro de altura.

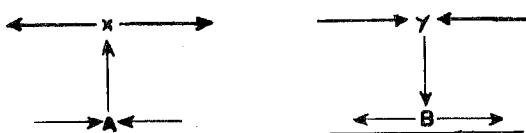
#### 7.14 Convergencia y divergencia horizontales

Cuando en una columna atmosférica dada varía la masa de aire sobre una superficie horizontal, resultan variaciones de presión en la base de esta columna. A una disminución de masa corresponde un descenso de presión, a un aumento de masa corresponde un alza de presión.

Cuando el flujo de aire que penetra en una región determinada excede al flujo que sale de la misma, se dice que hay convergencia horizontal. Si la convergencia persiste, la acumulación de aire en la región considerada provocará un aumento de densidad. Pero los aumentos de densidad observados son débiles siempre y son los movimientos verticales quienes compensan la convergencia. Es así como se evita la acumulación de masa de aire.

El proceso inverso es la divergencia horizontal. Hay divergencia cuando el flujo de aire que sale de la región considerada excede al flujo de aire entrante. La divergencia provoca igualmente movimientos verticales.

Figura 7.5  
Relaciones entre los movimientos  
verticales, la convergencia  
y la divergencia



Las depresiones y las líneas de vaguada en formación van acompañadas de convergencia en la baja troposfera y de divergencia en altitud. El efecto de la divergencia en altitud debe rebasar evidentemente al de la convergencia de las capas bajas, ya que la presión disminuye en superficie. La Figura 7.5 representa una divergencia horizontal en x que excede a la convergencia horizontal en A. Resulta entonces un movimiento ascendente.

Inversamente, los anticiclones y los dorsales en formación están acompañados de convergencia en altitud y de divergencia en la baja troposfera. En consecuencia, resulta un movimiento descendente. La Figura 7.5 representa una convergencia horizontal en y que excede a la divergencia horizontal en B, ya que la presión en superficie aumenta.

Si se produce una marcada disminución de presión en A, se forma un área de baja presión hacia lo cual se dirige el aire por la fuerza del gradiente de presión. La fuerza de Coriolis, proporcional a la intensidad del viento, es débil, mientras que el movimiento se acelera y el equilibrio con la fuerza del gradiente no se establece inmediatamente. Se forma entonces un lento movimiento ascendente sobre una extensa superficie. Si el aire es suficientemente húmedo se pueden formar masas nubosas importantes y se pueden producir precipitaciones.

Inversamente, un aumento de presión en B, origina un anticiclón en esta región que provoca un lento movimiento descendente (subsidiencia) sobre una extensa superficie que impide la formación de nubes.

La fricción provoca, incluso cuando aumenta la fuerza de Coriolis, un flujo a través de las isobaras hacia las bajas presiones. Una convergencia de las capas bajas se asocia con los centros de baja presión y una divergencia con los anticiclones. Sin embargo, la capa límite es sólo afectada ligeramente y los movimientos verticales son débiles. La fricción en superficie puede provocar la formación de nubes, pero no puede explicar más que las precipitaciones muy débiles.

#### 7.15 Advección del aire

La atmósfera es un medio en donde los movimientos de masa se producen con facilidad, permitiendo así el intercambio de calor por movimientos verticales u horizontales.

A menudo se utiliza en meteorología el término convección para designar a los movimientos verticales. Sin embargo, el valor de la velocidad de estos movimientos no excede, en general, a la centésima parte de la de los movimientos horizontales.

El movimiento horizontal se produce generalmente a gran escala y puede provocar el transporte de energía térmica desde las regiones tropicales hacia las zonas polares sobre distancias de miles de kilómetros.

El transporte horizontal de calor y de otras magnitudes físicas por el viento se llama advección. Este término, derivado del latín, significa "llover hacia". Las corrientes de advección son más importantes y más persistentes que las corrientes verticales.

Sin embargo, los movimientos verticales tienen efectos importantes. Pueden provocar la formación de nubes. En el capítulo siguiente se verá la manera de distinguir las diferentes nubes.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué es un anemómetro? Describanse tres tipos de anemómetros rotatorios.
2. Redáctense notas breves sobre:
  - a) la forma normal de exponer los instrumentos de medida del viento en superficie;
  - b) el cambio de la dirección del viento;
  - c) la turbonada;
  - d) la capa límite o capa de fricción.
3. Expóngase, sirviéndose de esquemas, el movimiento geostrófico:
  - a) en el hemisferio norte;
  - b) en el hemisferio sur.
4. ¿Qué significan las expresiones siguientes?:
  - a) viento del gradiente;
  - b) movimiento ciclónico.
5. Enúnciese la Ley de Buys-Ballot. Muéstrese, con ayuda de esquemas, su aplicación para cada uno de los hemisferios.
6. Expónganse las diferencias que existen entre advección y convección.

## CAPITULO VIII

### CLASIFICACION DE LAS NUBES

Las nubes están en continua evolución en la atmósfera. La observación del cielo muestra una gran variedad de formas.

Cuando el vapor de agua cambia de estado, se forman gotitas de agua o partículas de hielo que son visibles a nuestros ojos, formando unas veces nubes altas y blancas, y otras veces bajas y oscuras o grises que cubren grandes extensiones del cielo.

El tiempo depende mucho del tipo de nubes que se formen en el cielo y, por eso, los meteorólogos se interesan por el estudio de la estructura y evolución de las mismas.

En el transcurso de los últimos años, las observaciones por satélites y, en particular, las fotografías de las nubes sobre todas las regiones del mundo han contribuido notablemente a su estudio, completando, junto con las observaciones de aeronaves, nuestros conocimientos en esta materia.

En el presente capítulo se examinarán cierto número de formas de nubes que influyen en las características más importantes del tiempo. Más tarde, a propósito de la observación, se entrará en los detalles de un mayor número de formas nubosas.

#### 8.1 Nombres de las nubes

En el párrafo 10.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", figuran dos categorías principales de nubes: las nubes cumuliformes, semejantes a los cúmulos, que están en general separadas unas de otras por zonas de cielo claro. Por el contrario, las nubes estratiformes se presentan en velos o en capas que ocultan grandes porciones de cielo.

Los nombres utilizados para designar las nubes sirven para describir su tipo y su forma. La palabra latina "nimbus" se añade al nombre que describe su forma, para indicar que van acompañadas de precipitación. El prefijo "fracto" o el adjetivo "fractus" (roto) se utiliza para especificar que las nubes están fragmentadas por causa del viento. La palabra "cirrus" (filamento) se emplea cuando las nubes tienen un aspecto filamentoso.

#### 8.2 Géneros de nubes

Las nubes se clasifican en diez tipos principales denominados géneros. Estas, a su vez, se subdividen en especies y variedades que no se van a estudiar aquí.

Los diez géneros de nubes son:

- a) Cirrus;
- b) Cirrocumulus;
- c) Cirrostratus;
- d) Altocumulus;
- e) Altostratus;
- f) Nimbostratus;
- g) Stratocumulus;

- h) Stratus;
- i) Cumulus;
- j) Cumulonimbus.

### 8.3 Altura, altitud y dimensión vertical

Es a menudo importante precisar el nivel en el que están situadas ciertas partes de una nube. Para indicar tal nivel, pueden utilizarse dos conceptos, el de altura y el de altitud.

La altura de un punto (por ejemplo: la base de una nube) es la distancia vertical entre el nivel del lugar de observación y el nivel de ese punto. Es de advertir que el punto de observación puede encontrarse sobre una colina a una montaña.

La altitud de un punto es la distancia vertical entre el nivel medio del mar y el nivel de ese punto.

Los observadores de superficie utilizan en general el concepto de altura. Los observadores de aeronaves, sin embargo, se refieren generalmente a la altitud.

La dimensión vertical de una nube es la distancia vertical entre el nivel de su base y el de su cima.

### 8.4 Niveles

Las nubes están generalmente situadas a altitudes comprendidas entre el nivel del mar y el nivel de la tropopausa. El nivel de la tropopausa es variable en el espacio y en el tiempo; por lo tanto, las cimas de las nubes están más elevadas en los trópicos que en latitudes medias y altas.

Por convenio, la parte de la atmósfera donde habitualmente se presentan las nubes, se ha dividido en tres niveles llamados, respectivamente, alto, medio y bajo.

Cada piso está definido por el conjunto de niveles en los cuales las nubes de ciertos géneros se presentan con más frecuencia. Los pisos se traslanan algo y sus límites varían con la altitud. Las alturas aproximadas de estos límites se indican en kilómetros en el siguiente cuadro:

Niveles	Regiones polares	Regiones templadas	Regiones tropicales
Alto	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Medio	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Bajo	Desde la superficie terrestre hasta 2 km	Desde la superficie terrestre hasta 2 km	Desde la superficie terrestre hasta 2 km

Los niveles donde se encuentran seis de estos géneros son:

- a) Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, en el nivel alto (nubes altas);
- b) Altocumulus, en el nivel medio (nubes medias);
- c) Stratocumulus y Stratus en el nivel bajo (nubes bajas).

En lo que concierne a los otros cuatro géneros, deben considerarse los puntos siguientes:

- a) los Altostratus se presentan generalmente en el nivel medio, pero penetran a menudo en el nivel alto;
- b) el Nimbostratus se observa casi invariablemente en el nivel medio, pero en general se extiende tanto que invade el nivel bajo, así como el alto;
- c) los Cumulus y los Cumulonimbus tienen ordinariamente sus bases en el nivel bajo, pero a menudo tienen una dimensión vertical tan grande que sus cimas pueden penetrar en el nivel medio y acabar en el nivel alto.

Cuando se conoce la altura de una determinada nube, el concepto de nivel puede ser de cierta utilidad al observador para identificarla. El género debe entonces escogerse entre los que están normalmente situados en el nivel al que corresponde su altura.

#### 8.5 Definición de los diez géneros de nubes

La Organización Meteorológica Mundial ha definido con propiedad los diez géneros en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes. Estas definiciones serán más significativas para el lector si, cuando estudie su definición, las compara con la fotografía de una nube típica.

Las definiciones y las abreviaturas adoptadas para los diez géneros de nubes son las siguientes:

a) Cirrus\_(Ci)

Nubes separadas en forma de filamentos blancos y delicados, o de bancos, o de franjas estrechas, blancas del todo o en su mayor parte. Estas nubes tienen un aspecto fibroso;

b) Cirrocumulus\_(Cc)

Banco, manto o capa delgada de nubes blancas, sin sombras propias, compuestas de elementos muy pequeños en forma de globulos, de ondas, etc., unidos o no, y dispuestos más o menos regularmente; la mayoría de los elementos tienen un diámetro aparente menor que un grado;

c) Cirrostratus\_(Cs)

Velo nuboso transparente y blanquecino, de aspecto fibroso (como de cabello) o liso, que cubre total o parcialmente el cielo y produce generalmente fenómenos de halo (solar o lunar);

d) Altocumulus (Ac)

Banco, o manto o capa de nubes blancas o grises, o a la vez blancas y grises, que tienen generalmente sombras propias, compuestas de losetas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto, a veces, parcialmente fibroso o difuso, unidos o no; la mayoría de los pequeños elementos que están dispuestos regularmente tienen, por lo general, un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados;

e) Altostatus (As)

Manto o capa nubosa grisácea o azulada, de aspecto estriado, fibroso o uniforme, que cubre total o parcialmente el cielo y que presenta partes suficientemente delgadas para dejar ver el Sol, al menos vagamente, como a través de un vidrio deslustrado. El altostratus no da lugar a fenómenos de halo;

f) Nimbostratus (Ns)

Capa nubosa gris, frecuentemente sombría, cuyo aspecto resulta velado por las precipitaciones más o menos continuas de lluvia o de nieve, las cuales, en la mayoría de los casos, llegan al suelo. El espesor de esta capa es, en toda su extensión, suficiente para ocultar completamente el Sol.

Por debajo de la capa existen frecuentemente nubes bajas, desgarradas, unidas o no con aquella;

g) Stratocumulus (Sc)

Bando, manto o capa de nubes grises o blanquecinas, o ambos colores a la vez, que tienen casi siempre partes oscuras, compuestas de losas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto no fibroso (salvo el caso "virga"). unidos o no; la mayoría de los pequeños elementos, que están dispuestos regularmente, tienen un diámetro aparente mayor que cinco grados;

h) Stratus (St)

Capa nubosa generalmente gris, con base bastante uniforme, que puede dar lugar a llovizna, prismas de hielo o cinarra. Cuando el Sol es visible a través de la capa, su contorno se distingue netamente. El stratus no produce fenómenos de halo, salvo eventualmente a muy bajas temperaturas. A veces el stratus se presenta en forma de bancos desgarrados;

i) Cumulus (Cu)

Nubes aisladas, generalmente densas y con contornos bien delimitados, que se desarrollan verticalmente en protuberancias, cúpulas o torres, cuya grumosa parte superior se asemeja a menudo a una coliflor. Las porciones de estas nubes iluminadas por el Sol son casi siempre blancas y brillantes; su base, relativamente oscura, es sensiblemente horizontal. Los cumulus están a veces desgarrados;

j) Cumulonimbus (Cb)

Nube densa y potente, de considerable dimensión vertical, en forma de montaña o de enormes torres. Una parte al menos de su región superior es generalmente lisa, fibrosa o estriada y casi siempre aplanada; esta parte se extiende frecuentemente en forma de yunque o de vasto penacho.

Por debajo de la base de esta nube, a menudo muy oscura, existen con frecuencia nubes desgarradas, unidas o no con ella, y precipitaciones en forma de chubascos.

8.6 Identificación de las nubes

Aunque la clasificación de las nubes en forma tipo es muy útil, la identificación de las formas nubosas no es siempre un problema sencillo, ya que no resuelve las dificultades que resultan de una transición gradual de un tipo de nubes a otro.

Las nubes no se ajustan siempre a los tipos descritos por la clasificación artificial dada en el párrafo precedente. A veces, las nubes tienen una forma intermedia entre dos tipos y, en este caso, la experiencia y el criterio del observador juegan un papel importante.

Se encuentran gotitas de agua y cristales de hielo en la atmósfera fuera de las nubes. En el próximo capítulo se estudiarán los diversos fenómenos que resultan de la condensación y de la sublimación.

CUESTIONARIO

1. Exprésese la distinción entre nubes cumuliformes y estratiformes.
2. Redáctense breves notas sobre:
  - a) géneros de nubes;
  - b) altura a la base de una nube;
  - c) dimensión vertical de una nube.
3. ¿Qué se entiende por nivel? ¿En qué nivel se encuentran las nubes siguientes?:
  - a) Altocumulus;
  - b) Stratocumulus;
  - c) Cirrocumulus.

4. Determinados géneros de nubes se extienden a más de un nivel. Discútanse estas características para los géneros siguientes:
- a) Nimbostratus;
  - b) Cumulonimbus;
  - c) Altostratus.
5. ¿Cómo diferenciar cirrostratus de altostratus y de stratus?
6. Describanse sucintamente las características de las nubes siguientes:
- a) Cirrus;
  - b) Cumulus.

## CAPITULO IX

### HIDROMETEOROS

Los fenómenos atmosféricos tales como la lluvia, la nieve y el granizo muestran de manera evidente que las gotitas de agua y cristales de hielo pueden existir en la atmósfera en forma distinta a la de las nubes. Estas partículas líquidas o sólidas se encuentran algunas veces en suspensión en el aire o caen hacia la superficie terrestre. También pueden ser elevadas por el viento y arrastradas en la atmósfera. Finalmente, sucede que las gotitas de agua y cristales de hielo se depositan sobre los objetos situados en el suelo o en el aire.

En este capítulo se estudiarán las características de las partículas sólidas o líquidas que interesa a los meteorólogos y también se verá cómo se pueden diferenciar unas de otras.

#### 9.1 Definición de meteoro

Según la mayor parte de los diccionarios, los meteoros son los fenómenos visibles de la atmósfera. Los meteoros astronómicos originados por cuerpos que proceden del espacio y penetran en la atmósfera hacen que la mayoría de las gentes piensen en las "estrellas fugaces" cuando se utiliza la palabra meteoro.

Sin embargo, los meteoros no astronómicos son los más frecuentes. Por esta razón, los meteorólogos dan a esta palabra una definición particular para evitar confusiones con el significado astronómico.

Para el meteorólogo, un meteoro es un fenómeno, además de las nubes, observado en la atmósfera o en la superficie terrestre. Este fenómeno puede consistir en una precipitación, una suspensión o un depósito de partículas líquidas o sólidas o no; puede asimismo consistir en una manifestación de naturaleza óptica o eléctrica.

Los meteoros presentan características muy diversas. Sin embargo, teniendo en cuenta la naturaleza de sus partículas constitutivas o los procesos físicos que intervienen en su formación, se pueden clasificar en cuatro grupos principales:

- a) hidrometeoros;
- b) litometeoros;
- c) fotometeoros;
- d) electrometeoros.

#### 9.2 Definición de los meteoros

La Organización Meteorológica Mundial ha definido estos cuatro grupos de meteoros en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes. He aquí las definiciones:

a) Hidrometeoro

Un hidrometeoro es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas de agua, líquida o sólida, en caída o suspensión en la atmósfera, o levantadas de la superficie terrestre por el viento, o depositadas sobre los objetos en el suelo o en la atmósfera libre;

b) Litometeoro

Un litometeoro es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas que, en su mayor parte, son sólidas y no acuosas. Estas partículas están más o menos en suspensión en la atmósfera, o son levantadas del suelo por el viento;

c) Fotometeoro

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido por reflexión, refracción, difracción o interferencias de la luz solar o lunar;

d) Electrometeoro

Un electrometeoro es una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica.

En el presente capítulo nos ocuparemos de los hidrometeoros. Los restantes meteoros serán estudiados posteriormente.

Los litometeuros comprenden el polvo, los humos, etc.; entre los fotometeuros se incluyen el arco iris, los halos, etc. Los relámpagos y el trueno se incluyen entre los electrometeoros.

9.3 Clasificación de los hidrometeoros

- a) Caída de un conjunto de partículas que se originan principalmente en las nubes y que comprenden la lluvia, la llovizna, la nieve, la cinarra y los prismas de hielo;
- b) caída de un conjunto de partículas que se evaporan o subliman antes de alcanzar la superficie terrestre (virga);
- c) hidrometeoros formados por un conjunto de partículas en suspensión en el aire. La niebla y la neblina son análogas a las nubes, pero se consideran como meteoros, porque se producen en la proximidad de la superficie terrestre o en su contacto;
- d) las partículas sólidas o líquidas levantadas de la superficie terrestre por el viento. La ventisca y los rocíos no se observan más que en las capas más bajas de la atmósfera;
- e) depósito sobre los cuerpos de partículas líquidas o sólidas. Comprende el rocío, la escarcha, la cencellada y la cencellada transparente. En el caso de la escarcha y de la cencellada transparente las partículas pueden, en general, distinguirse aunque a menudo estén parcialmente unidas. Por el contrario, en el

caso de la cencellada transparente no se puede distinguir ninguna estructura granular, ya que se deposita en capas homogéneas y lisas.

#### 9.4 Precipitación

La palabra precipitación se emplea para designar una caída de hidrometeoros que alcanzan finalmente la superficie terrestre. Por lo tanto, no se aplica a una virga que se desprende de la base de una nube, pero que no alcanza la superficie terrestre.

La medida de la cantidad de precipitación se expresa por la altura de la capa de agua que cubriría el suelo, supuesto perfectamente horizontal, si no se filtrase, evaporase ni escurriese y suponiendo, en su caso, que la precipitación sólida se hubiese fundido totalmente. A esta medida se llama altura de precipitación.

La intensidad de la precipitación es la razón de aumento de la altura de precipitación. También es igual a la rapidez con la cual la precipitación se acumula en un pluviómetro. Se acostumbra a expresarla con los términos débil, moderada o fuerte, aunque se presta a diversas interpretaciones.

Los hidrometeoros que consisten en una caída de partículas, pueden producirse en forma de chubasco más o menos uniforme (intermitente o continua). No hay que confundir las precipitaciones intermitentes con los chubascos.

Los chubascos se caracterizan porque empiezan y terminan bruscamente. Generalmente, tienen variaciones rápidas y algunas veces violentas en la intensidad de la precipitación y las gotas de agua, y las partículas sólidas que caen en el transcurso del chubasco son más grandes que las que caen en las otras precipitaciones.

Las precipitaciones intermitentes son aquéllas que no son continuas en la superficie terrestre. Sin embargo, la nube que las origina es más o menos continua. Estas precipitaciones se diferencian de los chubascos en que tanto su principio como su final no son bruscos. En las precipitaciones que no son chubascos no hay claros de nubes durante el transcurso de las mismas.

Los hidrometeoros pueden producirse en forma de chubascos o no, según las nubes que los originen. Los chubascos caen de las nubes cumuliformes oscuras, tales como los cumulonimbus; las precipitaciones que no son chubascos provienen de nubes estratiformes, tales como los altostratus y nimbostratus.

Por lo tanto, es posible a menudo identificar las nubes por las características de su precipitación; esta puede ser muy útil para la observación durante la noche, o el día en los casos dudosos.

#### 9.5 Definición y descripción de los hidrometeoros

Para poder distinguir los diversos hidrometeoros, es necesario definirlos específicamente. En el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes se dan sus definiciones y sus características generales:

a) Lluvia

Precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas de diámetro mayor de 0,5 mm, o bien de gotas más pequeñas, pero muy dispersas;

En general, las gotas de lluvia son más grandes que las gotas de llovizna. Sin embargo, las gotas observadas en el borde de una zona de lluvia pueden ser tan pequeñas como las de llovizna, debido a su evaporación parcial, entonces, la lluvia se distingue de la llovizna por el hecho de que las gotas de lluvia son menos numerosas que las de llovizna. En ciertos casos, las nubes pueden contener una cantidad anormalmente importante de finas partículas de polvo o arena, levantadas del suelo por una tempestad de polvo o de arena. Estas partículas pueden caer al suelo arrastradas por las gotas de lluvia ("lluvia lodoso"), a menudo, después de haber sido transportadas a distancias considerables.

Lluvia engelante

Lluvia cuyas gotas se congelan en el momento de su impacto con el suelo, con los objetos de la superficie terrestre, o con los aviones en vuelo;

b) Llovizna

Precipitación bastante uniforme, constituida exclusivamente por menudas gotas de agua (de diámetro menor que 0,5 mm), muy próximas unas a otras.

Las gotas de llovizna parecen flotar en el aire, de manera que hacen perceptibles los más pequeños movimientos atmosféricos.

La llovizna cae de una capa continua de Stratus, relativamente densa, generalmente baja, que incluso en algunos sitios puede tocar el suelo (niebla). Algunas veces, la llovizna puede proporcionar cantidades de agua bastante importantes (hasta 1 mm por hora), principalmente a lo largo de las costas y en las regiones montañosas.

Llovizna engelante

Llovizna cuyas gotas se congelan en el momento de su impacto con el suelo, con los objetos de la superficie terrestre, o con los aviones en vuelo;

c) Nieve

Precipitación de cristales de hielo en su mayor parte ramificados (algunas veces en forma de estrellas).

Los cristales ramificados están en ciertos casos mezclados con cristales no ramificados. Con temperaturas mayores que -5°C, aproximadamente, los cristales se sueldan generalmente entre sí formando copos;

d) Nieve granulada

Precipitación de gránulos de hielo, blancos y opacos. Estos gránulos son esféricos o, a veces, cónicos; su diámetro es de 2,5 mm, aproximadamente.

Estos granos son quebradizos y fácilmente aplastables; cuando caen sobre un suelo duro rebotan y a menudo se rompen. Las precipitaciones de nieve granulada se producen cuando la temperatura en superficie es próxima a 0°C y se presentan generalmente en forma de chubascos, mezclados con copos de nieve o con gotas de lluvia;

e) Cinarra

Precipitación de gránulos muy pequeños de hielo, blancos y opacos. Estos granulitos son relativamente aplastados o alargados; su diámetro, generalmente, es menor que 1 mm.

Cuando estos gránulos golpean un suelo duro rebotan, pero no se rompen. Generalmente caen en pequeñas cantidades, a menudo de un Stratus o de una niebla, pero nunca en forma de chubasco;

f) Hielo granulado

Precipitación de gránulos de hielo, transparentes o translúcidos, de forma esférica o irregular, raramente cónica y cuyo diámetro es de 5 mm o menos.

Estos gránulos generalmente rebotan cuando golpean un suelo duro y se puede oír el ruido de su impacto. Pueden subdividirse en dos tipos principales:

- i) gotas de lluvia congeladas, o copos de nieve fundidos casi del todo y que se han congelado de nuevo. La congelación se produce generalmente en la proximidad de la superficie terrestre;
- ii) gránulos de nieve envueltos en una fina capa de hielo, que se forma por congelación de gotitas interceptadas por los gránulos o del agua resultante de una fusión parcial de los mismos;

g) Granizo

Precipitación de globulos o trozos de hielo (pedrisco) cuyo diámetro es del orden de 5 mm a 50 mm, a veces mayor, y que caen separados los unos de los otros o aglomerados en bloques irregulares.

Los pedriscos están constituidos casi exclusivamente por hielo transparente o por una serie de capas de hielo transparente de un espesor mínimo de 1 mm, alternando con capas translúcidas. Las granizadas se observan habitualmente durante fuertes tormentas eléctricas;

h) Prismas de hielo

Caída de cristales de hielo no ramificados, que tienen la forma de agujas, de columnas o de placas, a menudo tan tenues que parecen en suspensión en la atmósfera, y que pueden caer de una nube o con cielo despejado.

Estos cristales son particularmente visibles cuando relucen a los rayos del Sol (polvo diamantino); entonces pueden producir una columna luminosa u otros fenómenos de halo. Este hidrometeoro, que es frecuente en las regiones polares, se observa con temperaturas muy bajas y en masas de aire estable;

i) Niebla

Suspensión en la atmósfera de gotas muy pequeñas de agua, que reducen la visibilidad horizontal sobre la superficie de la Tierra a menos de 1 km.

Cuando están suficientemente iluminadas, las gotas de niebla son, en general, perceptibles individualmente a simple vista; entonces es posible verlas moviéndose de una manera un poco desordenada. En la niebla, el aire da la impresión de pegajoso y húmedo, y la humedad relativa generalmente se aproxima al 100 por ciento.

Este hidrometeoro forma un velo blanquecino que recubre el paisaje; cuando contiene partículas de polvo o de humo puede tomar una débil coloración, a menudo amarillenta. En este caso, la niebla dura más que cuando está constituida solamente por gotitas de agua.

Niebla helada

Suspensión en la atmósfera de cristales de hielo muy numerosos y minúsculos que reducen la visibilidad en la superficie terrestre.

A menudo estos cristales relucen a los rayos solares. La niebla helada puede dar lugar a fenómenos ópticos tales como columna luminosa, pequeño halo, etc;

j) Neblina

Suspensión en la atmósfera de gotitas microscópicas de agua o de partículas higroscópicas húmedas que reducen la visibilidad en la superficie terrestre.

En la neblina, el aire generalmente no da la sensación de pegajoso y húmedo. En la neblina la humedad relativa está muy por debajo del 100 por ciento.

Este hidrometeoro forma un velo grisáceo, generalmente poco denso, que recubre el paisaje;

k) Ventisca

Conjunto de partículas de nieve levantadas del suelo por un viento bastante fuerte y turbulento.

Las condiciones de viento (intensidad y turbulencia) necesarias para provocar la aparición de este hidrometeoro dependen del estado superficial de la nieve y de su edad.

i) Ventisca\_baja

Conjunto de partículas de nieve levantadas por el viento hasta poca altura sobre el suelo. La visibilidad no se reduce sensiblemente al nivel de la mirada del observador.

Los obstáculos más bajos están velados y enmascarados por la nieve en movimiento. La trayectoria de las partículas de nieve es sensiblemente paralela a la superficie del suelo.

ii) Ventisca\_alta

Conjunto de partículas de nieve levantadas del suelo por el viento a grande o bastante altura. La visibilidad horizontal al nivel de la mirada del observador es generalmente muy reducida.

La concentración de partículas de nieve es suficiente algunas veces para velar el cielo e incluso el Sol. Las partículas de nieve están casi siempre fuertemente movidas por el viento;

l) Rocíos

Conjunto de gotitas de agua arrancadas por el viento en la superficie de una vasta extensión de agua, generalmente en las crestas de las olas, y transportadas a poca distancia en la atmósfera.

Cuando la superficie del agua está suficientemente agitada, estas gotitas pueden ir acompañadas de espuma;

m) Rocío

Depósito de gotas de agua procedentes de la condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera, cuando hay cielo despejado, sobre los objetos del suelo o cerca del suelo.

El rocío se forma cuando:

i) la superficie de los objetos se enfriá por debajo del punto de rocío del aire; tal enfriamiento se debe, en general, a la radiación nocturna y el rocío se deposita principalmente sobre los objetos del suelo o cerca del suelo;

ii) el aire caliente y húmedo entra en contacto con una superficie más fría, cuya temperatura es menor que la del punto de rocío del aire; en general, es la consecuencia de un proceso de advección.

Rocío blanco

Depósito blanco de gotas de rocío congeladas;

n) Escarcha

Depósito de hielo de aspecto cristalino, que aparece la mayoría de las veces en forma de escamas, de plumas o de abanicos.

Este hidrometeoro se forma de manera análoga al rocío, pero con temperaturas menores que 0°C;

o) Cancellada blanca

Depósito de hielo, constituido por gránulos más o menos separados por cámaras de aire, algunas veces ornados con ramificaciones cristalinas.

La cancellada blanca se forma por congelación rápida de gotitas muy pequeñas de agua en subfusión. El espesor de este depósito puede aumentar hasta el punto de formar una capa espesa.

En el suelo o cerca del suelo, la cancellada se deposita sobre los objetos, principalmente sobre sus superficies expuestas al viento y, en particular, sobre sus partes puntiagudas y sus aristas. Este depósito es debido a la congelación de las gotitas de agua subfundidas en la niebla o, en las regiones montañosas, a la congelación de gotitas de agua subfundida en las nubes.

En la atmósfera libre, la cancellada puede depositarse sobre las partes de las aeronaves expuestas al viento relativo; este tipo de engelamiento da un depósito desmenuzable que tiene el aspecto de una masa costrosa de gránulos de nieve;

p) Cancellada transparente o hielo liso

Depósito de hielo, generalmente homogéneo y transparente, que proviene de la congelación de gotitas de llovizna o de gotas de lluvia, en subfusión, sobre las superficies de los cuerpos que están a una temperatura menor o un poco mayor que 0°C.

La cancellada transparente y el hielo liso pueden también resultar de la congelación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia no subfundidas cuando hacen impacto sobre las superficies de cuerpos que están a una temperatura netamente menor que 0°C.

En el suelo, el hielo liso se observa cuando las gotas de lluvia atraviesan una capa de aire de espesor considerable, cuya temperatura es menor que la del punto de congelación.

En la atmósfera libre, la cencellada transparente y el hielo liso se presentan en forma de capa de hielo transparente compacto y liso. La cencellada transparente se forma en las nubes que contienen grandes gotas de agua en subfusión, y que se congelan después de su impacto sobre las partes de las aeronaves expuestas al viento relativo; en otras ocasiones, el hielo liso puede cubrir todas las partes de una aeronave expuesta a la precipitación subfundida.

Nota: El hielo liso en el suelo no debe confundirse con una capa de hielo que recubra el suelo, formado por uno de los siguientes procesos: i) el agua que proviene de una precipitación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia no subfundidas se hiela posteriormente sobre el suelo; ii) el agua que proviene de la fusión completa o parcial de una capa de nieve en el suelo se hiela de nuevo; iii) la nieve del suelo se ha vuelto compacta y dura debido a la circulación de vehículos;

q) Tromba

Fenómeno que consiste en un torbellino de viento, a menudo intenso, cuya presencia se manifiesta por una columna nubosa o un cono nuboso invertido en forma de embudo, que sale de la base de un Cumulonimbus, y por una "cepa" constituida por gotitas de agua levantadas de la superficie del mar, o por polvo, arena o diferentes residuos levantados del suelo.

El eje de la columna nubosa puede ser vertical, inclinado o algunas veces sinuoso. Frecuentemente sucede que la columna nubosa alcanza la cepa.

En el torbellino el aire está animado de rápido movimiento giratorio, casi siempre en sentido ciclónico, movimiento que incluso se puede observar a alguna distancia de la columna nubosa y de la "cepa". El aire generalmente está en calma a una distancia mayor.

El diámetro de la columna nubosa, que normalmente es del orden de diez metros, puede en ciertas regiones alcanzar algunas veces varios cientos de metros. Es posible observar en ciertas ocasiones trombas bajo una misma nube.

En América del Norte, las trombas (tornados) provocan a menudo daños muy importantes; el efecto destructor de su paso puede hacerse sentir sobre una zona cuyo ancho alcanza hasta 5 km y su longitud es de varios cientos de kilómetros.

También puede suceder que se observen trombas de débil intensidad debajo del Cumulus.

9.6 Relaciones entre las precipitaciones y los géneros de nubes

Cuando las partículas que caen alcanzan el lugar de observación, es posible determinar su naturaleza. Debido a la estrecha asociación que existe entre los hidrometeoros y ciertos géneros de nubes, el conocimiento de la naturaleza de sus partículas constitutivas facilita, a menudo, la identificación de las nubes presentes en el cielo. El Cuadro 9.1 indica las diferentes partículas de precipitación y el género de la nube que las originó.

Cuadro 9.1

Precipitación asociada a los géneros de nubes

Hidrometeoros	Género de nubes					
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
Lluvia	+	+	+		+	+
Llovizna				+		
Nieve	+	+	+			+
Nieve granulada			+			+
Cinarra				+		
Hielo granulado	+	+				+
Prismas de hielo*				+		

\* Un observador en una aeronave puede encontrar prismas de hielo bajo Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus y Altocumulus.

9.7 Velocidad de caída de las gotas de agua

Un cuerpo que cae en el aire está sometido a tres fuerzas:

- la gravedad;
- el empuje;
- la resistencia del aire debida a su movimiento.

Al principio de su caída, el cuerpo acelera, porque la fuerza de gravedad es más grande que la suma de las otras dos. Sin embargo, la resistencia del aire aumenta con la velocidad de caída hacia la Tierra.

A menos que el cuerpo no alcance el suelo antes, las fuerzas acaban por equilibrarse y la velocidad de caída se hace constante. Es lo que se llama velocidad límite de caída.

Un paracaídas cae al principio con velocidad acelerada, pero poco después de abrir su paracaídas desciende a velocidad constante. Las hojas al caer alcanzan también su velocidad límite. De la misma manera, las gotas de lluvia caen al principio acelerando hasta una velocidad máxima y luego continúan a velocidad constante.

La velocidad límite de caída es mayor cuanto más grande es la gota. El Cuadro 9.2 muestra la correspondencia entre la velocidad límite y el tamaño de las gotas.

Cuadro 9.2

Velocidad límite de caída de las gotas de agua

Diámetro ( $\mu$ )	Velocidad límite ( $m s^{-1}$ )
2	0.00012
8	0.00192
100	0.27
200	0.72
500	2.06
1000	4.03
2000	6.49
5000	9.09
5800	9.17

$$(1 \mu = 10^{-3} \text{mm} = 10^{-6} \text{m})$$

9.8      Deformación de las gotas de lluvia

Las gotas de lluvia se deforman durante su caída, tanto más, cuanto más grandes son.

Esto explica el hecho de que no se observa arco iris más que para ciertos tamaños de gotas. El arco iris resulta de la dispersión de la luz visible del Sol para las diversas longitudes de onda que comprenden los colores del arco iris.

La dispersión resulta de la refracción y de la reflexión interna de la luz solar en las esferas de agua. Sin embargo, más allá de un cierto tamaño, las gotas dejan de ser esféricas, son un poco aplastadas por debajo y la dispersión no se observa.

Incluso en el caso de gotas de lluvia esféricas, el arco iris no se produce si son demasiado pequeñas. Cuando su diámetro es del orden de algunas longitudes de onda de la luz, son otros los fenómenos ópticos los que se producen.

El mayor tamaño que figura en el Cuadro 9.2 es, aproximadamente, el límite superior del tamaño de las gotas de lluvia. Más allá de este límite, la deformación es tal que las gotas se rompen en gotitas más pequeñas. Por

consiguiente, hay un límite tanto para el tamaño como para la velocidad de caída de las gotas de lluvia.

La caída de los hidrometeoros hacia la superficie terrestre no puede producirse hasta después de la formación de las nubes en la atmósfera. Estas nubes se forman cuando el enfriamiento del vapor de agua alcanza el punto en que se transforma en gotas líquidas o en cristales de hielo.

Este enfriamiento del aire húmedo para formar nubes se produce únicamente por movimientos verticales. En el capítulo siguiente se estudiarán algunos de los procesos físicos que provocan el movimiento ascendente del aire.

#### CUESTIONARIO

1. Enumérense los cuatro tipos de meteoros que presentan un particular interés para los meteorólogos. Dar dos ejemplos de cada uno de estos tipos.
2. Redáctense breves notas sobre:
  - a) la intensidad de las precipitaciones;
  - b) la velocidad límite de caída;
  - c) la virga.
3. Describanse las características de los chubascos y de las precipitaciones intermitentes ¿Cómo se distinguen?
4. Compárense y opónganse los siguientes hidrometeoros:
  - a) lluvia y llovizna;
  - b) niebla y neblina;
  - c) nieve y granizo;
  - d) nieve granulada y cinarra;
  - e) cencellada blanca y hielo liso.
5. Si las precipitaciones se producen durante la noche, nombrense los géneros de nubes que producen los hidrometeoros siguientes:
  - a) lluvia;
  - b) nieve;
  - c) llovizna.

## CAPITULO X

### ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMOSFERA

La formación de las nubes y de las precipitaciones en la atmósfera resultan, frecuentemente, de los movimientos verticales. A veces, se hacen visibles por la formación de nubes, pudiéndose producir igualmente los movimientos verticales en ausencia de nubes.

Aunque la escala de los movimientos verticales en la atmósfera sea en general bastante menor que la de los movimientos horizontales, pueden, si están bien desarrollados o son extensos, tener efectos importantes.

Los movimientos verticales son la causa de diversos fenómenos meteorológicos. Así, pueden provocar ráfagas o calmas irregulares durante algunos segundos o bien movimientos ascendentes o descendentes potentes que persisten durante algunos minutos en las tormentas eléctricas. Movimientos más lentos pero más extensos pueden mantenerse durante varios días a escala sinóptica.

Todos estos movimientos están relacionados con la estabilidad vertical de la atmósfera y se estudiará cómo se producen.

#### 10.1 Procesos adiabáticos en la atmósfera

Hemos visto ya, en el párrafo 10.6 del Volumen I, "Ciencias de la Tierra" cual es la naturaleza de los procesos adiabáticos. Un proceso se dice adiabático cuando se realiza sin intercambio de calor con el medio que le rodea. Por ejemplo: una partícula de aire puede tener variaciones de volumen o de presión sin intercambio de calor en el exterior.

La mayor parte de los cambios rápidos de presión en la atmósfera son adiabáticos o casi adiabáticos. Esto por tres razones principales: en primer lugar, el aire es mal conductor de calor; en segundo lugar, la mezcla de una partícula de aire con el medio que la rodea es relativamente lenta; y por último, los intercambios radiativos son débiles a corto plazo.

Una partícula de aire no saturada puede expandirse adiabaticamente cuando se eleva y penetra en capas de menor presión. Al ocurrir esto, la partícula se enfriá según un gradiente térmico vertical adiabático que corresponde aproximadamente a  $10^{\circ}\text{C}$  por kilómetro, a condición de que el aire se mantenga no saturado. Una compresión adiabática provocará un calentamiento adiabático seco del mismo valor.

La expresión gradiente térmico vertical adiabático seco es aplicable al aire húmedo pero no saturado, porque tiene más o menos las mismas variaciones de temperatura que el aire perfectamente seco. Es necesario, sin embargo, insistir sobre el hecho de que esto es aplicable cuando el aire no está saturado.

Algunas veces, sin embargo, el aire húmedo puede volverse saturado debido al enfriamiento; si las partículas de este aire continúan a elevarse y expandirse, una parte del vapor de agua se condensa y la nube empieza a formarse. El calor latente liberado por la condensación compensa en parte el enfriamiento adiabático debido a la expansión.

Si el aire está saturado su gradiente térmico es, por lo tanto, menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco y se dice que se enfriá según un gradiente térmico vertical adiabático húmedo o saturado.

El valor del gradiente térmico vertical adiabático saturado o húmedo ( $Q_h$ ) depende de la presión y sobre todo de la temperatura ya que, a temperatura más alta, la cantidad de vapor de agua que el aire puede contener es más grande, la cantidad de calor latente liberada es mayor y el enfriamiento es menor.

Es, pues, imposible hallar un valor único del gradiente térmico vertical adiabático húmedo.

El Cuadro 10.1 muestra los valores del enfriamiento adiabático húmedo a diferentes presiones y diversas temperaturas.

Cuadro 10.1

Gradientes térmicos verticales adiabáticos saturados

Temperatura (°C)	Gradiente térmico vertical adiabático saturado (°C por kilómetro)	
	1000	500
30	3,6	
20	4,5	
10	5,6	4,2
0	6,9	5,4
-10	8,1	6,8
-20	8,8	8,4

Se verá, para ciertos ejemplos, que se utiliza el valor de 5°C por kilómetro para el enfriamiento adiabático del aire saturado. Esto no es más que una comodidad y es necesario tener cuidado en los casos reales utilizando el valor apropiado.

#### 10.2 Gradiente térmico vertical real

En el Capítulo II se han descrito las diversas capas que componen la atmósfera en función de la variación vertical de temperatura tomada en las condiciones medias que existen.

En realidad, la distribución vertical de temperatura, en un lugar dado y en un instante dado se aparta siempre más o menos de estas condiciones. Por esto, es necesario determinar la distribución vertical de temperatura lanzando radiosondas, que la miden. De este modo se puede también determinar la humedad y la presión en la altura.

El conocimiento de la distribución vertical de la temperatura permite a los meteorólogos determinar para todos los niveles el gradiente térmico vertical real, es decir, la razón de disminución de la temperatura con la altura.

El gradiente térmico vertical real ( $Q$ ) es positivo cuando la temperatura disminuye con la altura. Al contrario, cuando en una capa atmosférica la temperatura aumenta con la altura, el gradiente térmico vertical es negativo y se dice que ocurre una inversión de temperatura.

El gradiente térmico vertical real puede ser mayor, igual, o menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco para su partícula de aire no saturado que se mueve verticalmente. Este gradiente térmico vertical también puede diferir del gradiente térmico vertical adiabático húmedo de una partícula de aire saturado en movimiento vertical. Estas diferencias pueden ser la causa de importantes fenómenos atmosféricos.

#### 10.3 Estabilidad

Se dice que un objeto está en estado de equilibrio en una posición dada, cuando las fuerzas que actúan sobre él se compensan exactamente dejándolo inmóvil.

Cuando se aparta ligeramente un objeto en estado de equilibrio de su posición, las fuerzas que se ejercen sobre él pueden obrar de diversas maneras:

- si tienden a volver el objeto a su posición de equilibrio inicial se dice que el equilibrio es estable;
- si, por el contrario, tiende a separarlo todavía más de su posición de equilibrio inicial, el equilibrio es inestable;
- por último, si en su nueva posición, el objeto está todavía en equilibrio, se dice que el equilibrio es indiferente.

La figura 10.1 muestra los diferentes casos de equilibrio para un objeto esférico colocado sobre superficies de formas diversas.

a) EQUILIBRIO ESTABLE



b) EQUILIBRIO INESTABLE



c) EQUILIBRIO INDIFERENTE



Figura 10.1  
Casos de equilibrio

#### 10.4 Método de la partícula

Uno de los métodos que se utilizan para apreciar la posibilidad de movimientos verticales en la atmósfera, consiste en estudiar el desplazamiento vertical de partículas de aire que se suponen inicialmente en equilibrio con los que los rodean porque las fuerzas que actúan sobre ellas se compensan exactamente.

Si, después de un pequeño desplazamiento vertical hacia arriba, la partícula tiende a volver a su nivel, su equilibrio es estable. Se dice que la atmósfera es estable. En una atmósfera estable los movimientos verticales son limitados o no existen. Por ejemplo, el desarrollo vertical de nubes es limitado en las regiones estables de la atmósfera.

Por el contrario, se trata de una atmósfera inestable cuando la partícula de aire desplazada hacia arriba tiende a continuar elevándose. En una atmósfera inestable, los movimientos verticales predominan y pueden, si el aire alcanza la saturación, formar nubes de gran desarrollo vertical.

La atmósfera está en equilibrio indiferente cuando el aire, después de un desplazamiento vertical, no se mueve ni hacia arriba ni hacia abajo a partir de su nueva posición.

En los tres casos, el sentido del desplazamiento que tiende a tomar la partícula de aire en su nueva posición depende de la temperatura que ha alcanzado en comparación con la del aire que le rodea.

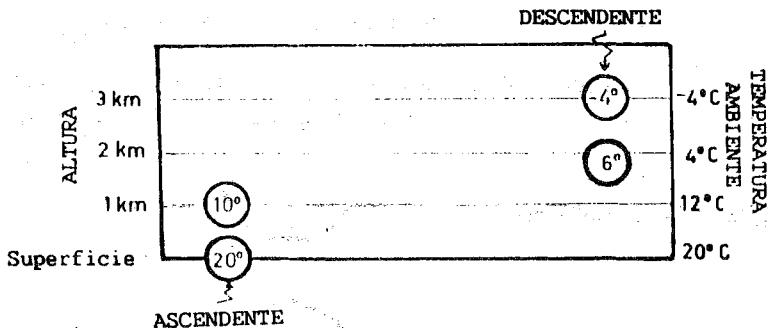
El equilibrio estable, inestable o indiferente de la atmósfera depende, pues, de la variación de la temperatura con la altura. Examínense sucesivamente el caso del aire no saturado y el del aire saturado.

#### 10.5 Movimientos verticales del aire no saturado

Supóngase una parte de la atmósfera donde el aire no está saturado, que su humedad relativa está muy por debajo del 100 por ciento y que la temperatura en superficie es de 20°C. A partir de estas suposiciones analicemos los tres diferentes gradientes térmicos verticales reales:

a) supóngase un gradiente térmico vertical real de 8°C por kilómetro y véase, en la Figura 10.2, la distribución de la temperatura hasta tres kilómetros de altura.

Figura 10.2  
Atmósfera estable  
para el aire no saturado



Considérese que la partícula de aire, en equilibrio cerca de la superficie terrestre, se desplaza hasta un kilómetro de altura y que, al expanderse, se enfriá adiabáticamente 10°C por kilómetro mientras la temperatura ambiente es de 12°C. Si se observa la Figura 10.2 se notará que a ese nivel la partícula está 2°C más fría y, desde luego, más densa que el medio que la rodea, por lo que tenderá a regresar a su nivel de origen, en el cual, suponiendo que la compresión es adiabática, tendrá su temperatura inicial de 20°C.

La partícula desplazada hacia arriba, a partir de su posición de equilibrio, regresa a su posición original, por lo tanto, la atmósfera es estable. En este caso, el gradiente térmico vertical real ( $Q$ ) (8°C por kilómetro) es menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco ( $Q^o$ ) (10°C por kilómetro).

Se tiene una atmósfera estable cuando:

$$Q < Q^o \quad \dots \dots (10.1)$$

si la partícula de aire permanece no saturada durante su movimiento;

b) Supóngase que el gradiente térmico vertical real es de  $11^{\circ}\text{C}$  por kilómetro y véase, en la Figura 10.3, la distribución de la temperatura hasta tres kilómetros de altura.

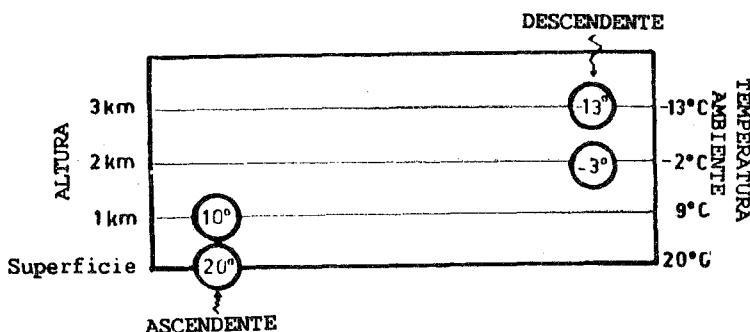


Figura 10.3  
Atmósfera inestable  
para el aire no saturado

De este modo, al igual que en el anterior, la partícula de aire llega hasta un kilómetro de altura donde su temperatura es de  $10^{\circ}\text{C}$ . Si se observa la Figura 10.3, se notará que a ese nivel la partícula está  $1^{\circ}\text{C}$  más caliente y, desde luego, menos densa que el medio que la rodea, por lo que será forzada a continuar ascendiendo y a alejarse, cada vez más, de su nivel original, por lo tanto la atmósfera es inestable.

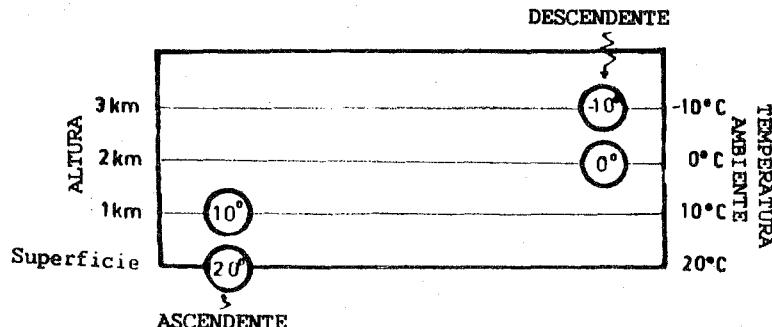
En este caso, el gradiente térmico vertical real ( $11^{\circ}\text{C}$  por kilómetro) es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático seco ( $10^{\circ}\text{C}$  por kilómetro). Luego, se tiene una atmósfera inestable cuando:

$$Q > Q^o \quad \dots \dots (10.2)$$

si la partícula de aire permanece no saturada durante el movimiento;

c) Supóngase un gradiente térmico vertical real de  $10^{\circ}\text{C}$  por kilómetro y véase, en la Figura 10.4, que este gradiente es igual al gradiente térmico vertical adiabático seco. En este caso, si la partícula se desplaza hasta un kilómetro de altura tendrá una temperatura igual a la del medio ambiente, por lo tanto, tiende a permanecer en su nueva posición. En estas condiciones se dice que la atmósfera es indiferente.

Figura 10.4  
Atmósfera en equilibrio  
indiferente para el aire  
no saturado



Para una atmósfera indiferente se tiene:

$$Q = Q^{\circ} \quad \dots \dots (10.3)$$

si la partícula permanece no saturada.

En las explicaciones precedentes sólo se han considerado los desplazamientos hacia arriba. Sin embargo, en el ángulo superior derecho de cada figura, la temperatura cambia cuando la partícula desciende desde los tres kilómetros hasta los dos kilómetros.

Durante el descenso la partícula se comprime adiabáticamente y se calienta  $10^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. Bajo esta consideración se podrá comprobar que:

- |    |                 |   |
|----|-----------------|---|
| si | $Q < Q^{\circ}$ | la partícula regresa al nivel de tres kilómetros<br>(atmósfera estable);      |
|    | $Q > Q^{\circ}$ | la partícula continúa su descenso (atmósfera inestable);                      |
|    | $Q = Q^{\circ}$ | la partícula permanece al nivel de dos kilómetros<br>(atmósfera indiferente). |

#### 10.6 Movimiento vertical del aire saturado

Cuando una partícula de aire está saturado, la liberación de calor latente por la condensación reduce el enfriamiento en el curso de la expansión adiabática. Es necesario utilizar el gradiente térmico vertical adiabático saturado o húmedo ( $Q^h$ ) en lugar del gradiente térmico vertical adiabático seco ( $Q^{\circ}$ ). En lo sucesivo, a los gradientes antes citados se les denominará enfriamiento adiabático saturado o húmedo y enfriamiento adiabático seco, respectivamente.

El gradiente adiabático saturado varía en función de la temperatura y de la presión, pero se supondrá aquí, por comodidad, que tiene un valor igual a  $5^{\circ}\text{C}$  por kilómetro.

El lector podrá determinar por sí mismo lo que pasa en el caso de que siendo la temperatura en superficie de  $20^{\circ}\text{C}$ , el gradiente térmico vertical real es igual a  $4^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. Se supondrá primeramente que una partícula en la superficie es desplazada hasta 1 km de altura y se estudiará el resultado. Se examinará a continuación lo que sucede a una partícula de aire saturado que desciende de 3 km a 2 km.

Se repetirá este ejercicio en el caso de que el gradiente térmico vertical real sea de  $8^{\circ}\text{C}$  por kilómetro y, después, cuando sea igual a  $5^{\circ}\text{C}$  por kilómetro.

Se debe llegar a las conclusiones siguientes:

- |                          |           |
|--------------------------|-----------|
| atmósfera estable si     | $Q < Q^h$ |
| atmósfera inestable si   | $Q > Q^h$ |
| atmósfera indiferente si | $Q = Q^h$ |

(para una partícula de aire saturado).

#### 10.7 Inestabilidad condicional

Se notará que, en el caso de que el gradiente térmico vertical real sea igual a  $8^{\circ}\text{C}$  por kilómetro, se tendrá al mismo tiempo:

$$\begin{aligned} Q &< Q_0 \\ \text{y } Q &> Q_h \end{aligned}$$

La atmósfera es, pues, estable para el aire no saturado, mientras que es inestable para el aire saturado.

Esto es lo que se denomina inestabilidad condicional y ocurre cuando:

$$Q^h < Q < Q_0$$

#### 10.8 Resumen

La estabilidad del equilibrio de una partícula de aire tomada en reposo, que se acaba de estudiar, se denomina estabilidad estática. Es útil conocerla, pues ello indica la posibilidad o imposibilidad de movimientos verticales.

En los párrafos precedentes se ha supuesto que una partícula de aire está sometida a un pequeño desplazamiento vertical que la conduce a una región donde la presión es diferente. De esto resulta un cambio de volumen y, suponiendo que no hay intercambio de calor con el medio que le rodea, la partícula se expande o se comprime adiabáticamente.

Es razonable suponer que los procesos atmosféricos estudiados sobre una duración del orden de un día son adiabáticos por las razones siguientes:

- a) el aire es mal conductor del calor;
- b) la mezcla de una partícula de aire con el aire que la rodea es lenta.

Sin embargo, en ciertos casos la mezcla del aire con el medio que le rodea puede llegar a ser importante. Por ejemplo: en el curso del desarrollo de nubes cumuliformes, tales como los cumulonimbus, el aire circundante puede ser llevado a las zonas de ascenso. Este proceso, durante el cual una mezcla de aire se produce, se denomina arrastre.

Los meteorólogos utilizan métodos especiales para determinar la estabilidad de la atmósfera cuando el arrastre es importante. Es necesario, en efecto, tener en cuenta los intercambios de calor, pero también las modificaciones de la humedad del aire.

Es importante, igualmente, tener en cuenta las variaciones no adiabáticas de temperatura cuando se quieren prever los movimientos verticales con más de 24 horas de anticipación. Los procesos no adiabáticos comprenden las pérdidas y ganancias de calor por radiación.

La determinación de la estabilidad estática por el método de la partícula parece ser, en general, un método cómodo que suministra indicaciones útiles sobre la posibilidad de movimientos verticales. Es particularmente útil, para cortos períodos de tiempo, la determinación del gradiente térmico

vertical real a partir de las observaciones de radiosondeo, con el cual se determina la estabilidad atmosférica.

Se ha visto que intervienen dos factores, sobre todo, en la determinación de la estabilidad de la atmósfera para los procesos de corta duración:

- a) la variación de temperatura en la atmósfera en función de la altura, expresada por el gradiente térmico vertical real;
- b) la variación de temperatura con la altura en una partícula que se desplaza verticalmente.

En lo referente al apartado b) se utiliza el enfriamiento adiabático seco cuando el aire no está saturado. Cuando el aire llega a saturarse, es necesario utilizar el enfriamiento adiabático saturado apropiado.

Se puede, pues, resumir los diferentes casos de la manera siguiente:

- a) si  $Q < Q_h$  la atmósfera siempre es estable;
- b) si  $Q_h < Q < Q_o$  la atmósfera es estable si el aire no está saturado, pero es inestable para el aire saturado (es decir que la inestabilidad es condicional);
- c) si  $Q > Q_o$  la atmósfera es siempre inestable.

Cuando se tiene un gradiente térmico vertical real igual, ya sea al enfriamiento adiabático seco, ya sea al enfriamiento adiabático saturado, es posible que el equilibrio sea indiferente.

#### 10.9 Nivel de condensación de la partícula por levantamiento

Considérese una partícula de aire no saturada que asciende en la atmósfera. En el curso de este movimiento ocurre el enfriamiento adiabático seco y, si el movimiento continúa, termina por enfriarse lo bastante para hacerse saturada.

Si continúa enfriándose, se produce la condensación y se forma una nube. El nivel en que se produce la condensación es el nivel de condensación por levantamiento.

El enfriamiento de una partícula que continúa elevándose por encima del nivel de condensación es más lento debido al calor latente liberado, que compensa en parte el enfriamiento adiabático. Es el enfriamiento adiabático del aire saturado el que debe entonces ser comparado con el gradiente térmico vertical real dado por el radiosondeo.

#### 10.10 Turbulencia atmosférica

El examen del registro de un anemógrafo muestra que el viento en superficie tiene variaciones rápidas e irregulares de intensidad y de dirección. Estas fluctuaciones indican que el flujo de aire es turbulento, formándose numerosos torbellinos en las proximidades de la superficie terrestre.

Es difícil determinar la estructura exacta de estos torbellinos ya que son muy irregulares. En particular, sus ejes de rotación pueden tener todas las direcciones.

El grado de turbulencia se ha demostrado que depende de numerosos factores, tales como la intensidad del viento, la rugosidad de la superficie, el gradiente térmico vertical real, etc.

Los meteorólogos distinguen entre dos tipos de turbulencia:

- a) la turbulencia térmica;
- b) la turbulencia mecánica.

La turbulencia térmica resulta de la convección debida al calentamiento en superficie por la insolación del suelo. Puede igualmente originarse del paso de una masa de aire relativamente fría sobre una superficie terrestre u oceánica más caliente.

El aumento de la temperatura en las capas muy bajas tiene como consecuencia el aumento del gradiente térmico vertical real, haciéndose finalmente la atmósfera inestable. Las corrientes de convección que se desarrollan constituyen una forma de turbulencia.

En las nubes convectivas y, particularmente, en las tormentas eléctricas la liberación de calor latente suministra una energía que provoca movimientos ascendentes y descendentes que corresponden a torbellinos de gran escala. Estos torbellinos, a su vez, originan torbellinos más pequeños de tamaños diversos.

La turbulencia térmica o la convección no provocan siempre la formación de nubes. En las regiones calientes y áridas, la humedad de la atmósfera puede ser insuficiente para que la condensación se produzca. La turbulencia puede, sin embargo, ser muy grande en estas condiciones. Las aeronaves son muy sensibles a ellas y los aspectos de la turbulencia se parecen a las "sacudidas" que sufre un automóvil que atraviesa un camino con baches. Los efectos de la turbulencia se perciben en algunas regiones cuando se forman tempestades de arena o de polvo.

El otro tipo de turbulencia, la turbulencia mecánica, también llamada turbulencia por fricción, está muy generalizada y resulta de la rugosidad del suelo. La turbulencia se acentúa por el paso del aire sobre los edificios, los árboles, las colinas, etc. También puede originarse por el cizallamiento del viento.

Cuando un fluido circula en las proximidades de una superficie límite estacionaria, la intensidad, que es nula en contacto con la superficie, crece progresivamente al atravesar la capa de fricción o capa límite. A distancia suficiente, la velocidad del fluido no se altera por la presencia de la superficie límite: es el movimiento libre que no es frenado por la fricción. El movimiento es regular o laminar cuando la intensidad del movimiento libre es menor que un valor límite que depende del fluido y de la estructura de la superficie.

Al contrario, cuando la intensidad del flujo libre pasa de un cierto límite, el movimiento se hace inestable y se transforma en movimiento turbulento. Los torbellinos se forman cerca de la superficie límite y derivan

luego hacia la corriente. La capa de fricción o capa límite tiene mayor espesor cuando el movimiento es turbulento.

Los torbellinos producidos en el curso de la turbulencia mecánica tienen ejes que pueden tener todas las direcciones. Se desarrollan tanto más fácilmente cuando la intensidad del viento es alta o el gradiente térmico vertical real es grande.

La turbulencia mecánica es menor sobre el mar o sobre un terreno relativamente liso, y cuando la atmósfera es estable o el viento es débil.

Una turbulencia intensa puede producirse a gran altitud en aire despejado. Es la turbulencia en aire claro. Constituye frecuentemente un peligro para las aeronaves que vuelan a esas altitudes.

Los efectos de los diversos tipos de turbulencia se estudiarán con detalle un poco más adelante.

#### 10.11 Inversiones de temperatura

La temperatura de la troposfera disminuye, en general, con la altura. Acontece, sin embargo, que la temperatura aumenta con la altura en ciertas capas. Se dice entonces que hay una inversión de temperatura o, más simplemente, inversión.

La inversión puede producirse a partir del suelo; se dice que es una inversión en superficie. Cuando la inversión se produce en una capa situada a una cierta altura se denomina inversión en altura.

La Figura 10.5 muestra ejemplos de estos dos casos de inversión. El punto A es la base de la inversión, el punto B es la cima. La base de una inversión en superficie coincide con el suelo.

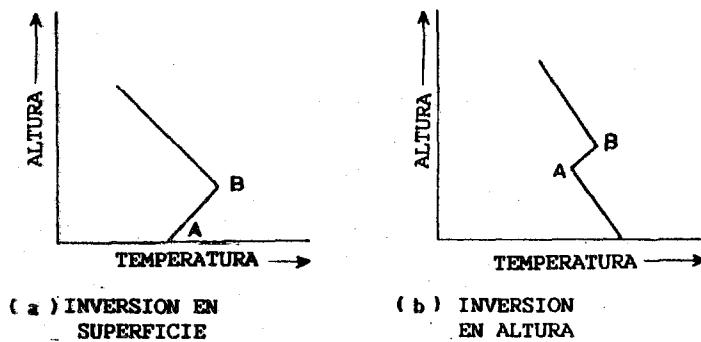


Figura 10.5  
Inversiones en superficie  
y en altura

Las causas de inversión de temperatura son múltiples. He aquí las cuatro más importantes:

- a) la radiación;
- b) la turbulencia;
- c) la subsidencia;
- d) los frentes.

#### 10.12 Inversión por radiación

La superficie de la Tierra, durante la noche, se enfriá por radiación. Si este enfriamiento continúa bastante tiempo, el aire en contacto con la superficie terrestre puede hacerse más frío que las capas más elevadas de la atmósfera. Se forma entonces una inversión por radiación (véase la Figura 10.5 a)).

Cuando hay calma o vientos débiles el enfriamiento del aire se extiende más en sentido vertical que horizontal. En este caso se hablará de inversión de poco espesor.

La temperatura puede, sin embargo, llegar a ser muy baja en superficie y la inversión de poco espesor puede ser importante. Se tendrá, entonces, una fuerte inversión. Las inversiones por radiación se producen en el curso de noches despejadas con viento débil. Las nieblas matinales (nieblas por radiación) pueden ser la consecuencia si la humedad del aire es suficiente.

En ciertas situaciones se pueden producir heladas. Es lo que ocurre frecuentemente cuando el aire es poco húmedo; la radiación es más importante y la temperatura en superficie se hace más baja. Esto se produce en particular en las tierras del interior después de una larga noche de invierno con cielo despejado.

La cima de las nubes pueden igualmente enfriarse por radiación en el curso de la noche. Se puede así formar una inversión por radiación en la atmósfera lejos de la superficie terrestre.

#### 10.13 Inversión por turbulencia

La turbulencia contribuye a la formación de inversiones. La turbulencia, si dura bastante tiempo, provoca una mezcla completa de la atmósfera en las capas donde se produce.

La turbulencia mecánica puede así provocar el transporte en altitud del aire frío inicialmente situado en la base de una inversión en superficie, lo que tiene por efecto ampliar a una capa de aire de mayor espesor el enfriamiento radiativo. La cima de la inversión se encuentra, pues, transportada a una altura mayor.

Por otra parte, una turbulencia más intensa debida a un viento fuerte puede, por mezcla, repartir el aire más frío sobre una capa de espesor mucho mayor. El enfriamiento en superficie, entonces, se reduce y la inversión no se produce. Esto muestra que la fuerza del viento y la turbulencia que resultan deben quedar comprendidas entre ciertos límites para que una profunda inversión en superficie se pueda producir.

La turbulencia puede a veces crear una inversión en altura. En una capa turbulenta el aire superior arrastrado hacia abajo, se calienta por compresión adiabática, mientras que el aire de las capas superiores, transportado hacia arriba, se enfriá por expansión adiabática.

Al cabo de un cierto tiempo el aire de toda la capa tuvo, en este proceso de mezcla, compresiones y expansiones adiabáticas. Por lo tanto resultará un gradiente térmico vertical adiabático seco y el aire, en la parte baja de la capa, estará más caliente que al principio de la mezcla, mientras que el aire de la parte alta de la capa estará más frío.

En el supuesto de que, por encima de la capa turbulenta, la temperatura del aire permanezca constante a pesar del enfriamiento adiabático, puede formarse una inversión por turbulencia. La Figura 10.6 representa este proceso; la línea de trazos representa la nueva distribución de la temperatura.

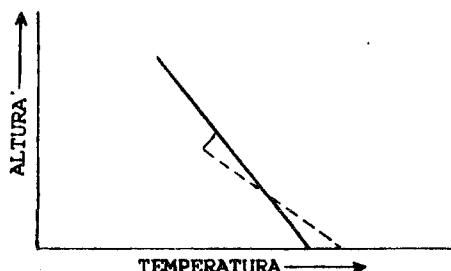


Figura 10.6  
Formación de una inversión de turbulencia

#### 10.14 Inversión por subsidencia

En ciertas partes de la atmósfera puede suceder que capas de aire de varios centenares de metros de espesor desciendan. Este proceso que se puede desarrollar sobre una gran extensión es conocido con el nombre de subsidencia.

Este movimiento está, como se ha visto en el párrafo 7.14, ligado a la convergencia y a la divergencia horizontal. Es frecuente que la convergencia horizontal se produzca en la alta troposfera, mientras que el movimiento es divergente en las bajas capas de la atmósfera. La Figura 10.7 muestra cómo de estas circunstancias puede resultar la subsidencia.

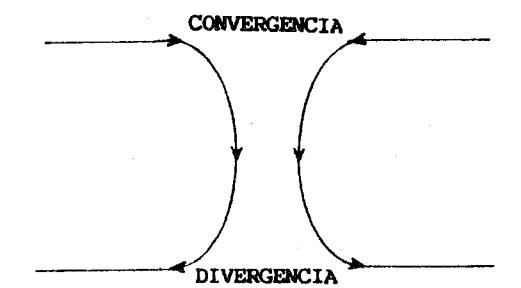


Figura 10.7  
Relación de la subsidencia  
con la convergencia y la divergencia

El aire de las capas bajas que fluye hacia el exterior de la región considerada es remplazado por el aire que desciende de las capas altas. A su vez, en los niveles más altos, debajo de la tropopausa, el aire descendente es remplazado por aire que fluye hacia el interior de la región. La velocidad del movimiento descendente es mayor hacia la mitad de la troposfera.

En el aire que se extiende horizontalmente cerca de la superficie terrestre, el espesor de una capa de aire subsidente disminuye en el transcurso de su movimiento. La cima de la capa desciende entonces más que la base.

El aire subsidente se calienta por compresión adiabática al acercarse a presiones más altas en las proximidades de la superficie terrestre. Si la cima de la capa desciende más que la base, aquélla se calentará más que esta última. Cuando esto ocurre se forma una inversión por subsidencia.

La subsidencia está asociada a las áreas de altas presiones (anticiclones). La convergencia en altitud puede provocar un aumento de la presión en las capas bajas. Una divergencia de las capas bajas puede entonces producirse al principio bajo la influencia de la fuerza del gradiente de presión dirigida hacia el exterior de la región. Sin embargo, la fuerza de

Coriolis, que aumenta con la intensidad del viento, tiende progresivamente a equilibrar la fuerza de gradiente de presión.

No obstante, el aire no fluye exactamente alrededor de las isobaras. La fuerza de fricción provoca un cierto flujo a través de ellas, lo que contribuye a la divergencia de las capas bajas.

#### 10.15 Inversiones frontales

En el párrafo 9.5 del Volumen "Ciencias de la Tierra" se ha visto cómo los frentes pueden formarse entre masas de aire que poseen densidad y temperaturas diferentes. Cuando el aire caliente es obligado a elevarse sobre el aire frío en las proximidades de una zona frontal, se cumplen las condiciones necesarias para la formación de una inversión. Es una inversión frontal.

Los frentes y las inversiones frontales se estudiarán con detalle más tarde. Se puede, sin embargo, mencionar aquí que al aumento de la temperatura se suma algunas veces un aumento de vapor de agua en la inversión frontal. Sobre este punto, la inversión frontal se distingue de otros tipos de inversión en los que el aumento de temperatura va acompañada frecuentemente de una disminución rápida de la humedad.

#### 10.16 Efectos de las inversiones

La estabilidad del aire en una inversión es muy grande. Los movimientos verticales son frenados y tienden a desaparecer rápidamente.

La existencia de una inversión frecuentemente se manifiesta por las cimas de las nubes cuyo desarrollo vertical es frenado y que tienden a extenderse debajo de la base de la capa de inversión.

Asimismo, la neblina producida por el polvo o el humo queda frecuentemente confinada debajo de una inversión de temperatura.

También, ciertos efectos ópticos están asociados a las inversiones. La refracción o la curvatura de los rayos luminosos depende de la temperatura y del contenido en vapor de agua del aire. En las proximidades de las inversiones de temperatura la refracción puede ser anormal. Se puede producir espejismo cuando los rayos luminosos atraviesan de arriba abajo una capa de inversión.

La transmisión de las ondas radioeléctricas de longitud de onda menor que 10 m está igualmente influenciada por la variación de temperatura y del contenido de vapor de agua de una capa a otra. Las inversiones de temperatura y las diferencias de densidad de las diversas capas atmosféricas producen efectos particularmente importantes en la trayectoria de las transmisiones por ondas micrométricas y sobre el radar.

#### 10.17 Gradientes superadiabáticos

Los gradientes térmicos verticales cuyos valores sobrepasan el del gradiente térmico vertical adiabático seco se denominan superadiabáticos. La atmósfera es entonces inestable y, en general, se establecen corrientes verticales que tienen por efecto mezclar el aire y redistribuir el calor hasta que el gradiente térmico vertical adiabático seco sea igual al gradiente térmico vertical.

Sin embargo, se observan a veces gradientes superadiabáticos en los primeros metros encima del suelo. Esto se produce preferentemente cuando el viento es débil o nulo y el suelo recibe una fuerte insolación.

#### 10.18 Nivel de condensación por convección

El gradiente térmico vertical real de las capas bajas varía en el curso del día y de la noche; ya se han visto los cambios que conducen a una inversión de temperatura.

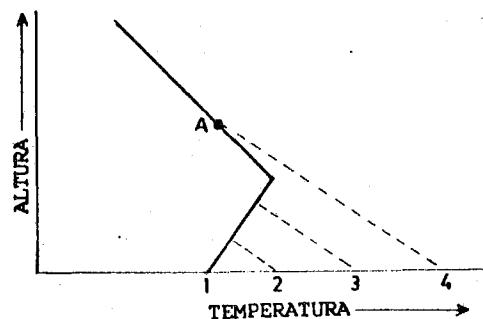
Otros efectos se presentan debido a la radiación solar que calienta la superficie terrestre. A medida que el día avanza el calor es transferido del suelo a las capas más bajas de la atmósfera, y la profundidad del aire calentado se indica por el espesor de la capa a través de la cual el gradiente térmico vertical real llega a ser igual al gradiente térmico vertical adiabático seco.

La Figura 10.8 representa esta evolución con la formación de una capa de gradiente térmico vertical adiabático seco de espesor creciente.

Puede suceder que, con el aumento de la temperatura en superficie, el espesor de la capa convectiva sea tal que la condensación se produzca en su parte superior, tal como está indicado por el punto A de la Figura 10.8.

El nivel de condensación así definido es el nivel de condensación por convección. La temperatura en superficie que le corresponde es la temperatura de condensación.

Figura 10.8  
Nivel de condensación por convección



En efecto, cuando la temperatura en superficie adquiere este valor, y el gradiente térmico vertical adiabático seco llega hasta el nivel de condensación se forman Cumulus cuya base está próxima a este nivel.

Se ha estudiado la estabilidad estática de la atmósfera y sus relaciones con los movimientos verticales. Esto puede provocar la formación de nubes si el movimiento alcanza el nivel en el que se produce la condensación del vapor de agua. En el capítulo siguiente se verá con detalle cuáles son los procesos físicos de formación de las nubes y los diversos factores que intervienen en su disipación.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué es un proceso adiabático? ¿Por qué la mayor parte de los cambios de la presión atmosférica de una partícula son adiabáticos o casi adiabáticos?

2. ¿Cuál es el significado de la expresión enfriamiento adiabático seco? ¿En qué condiciones se la puede aplicar al aire húmedo? Si una muestra de aire tomada en la superficie de la Tierra, con 20°C de temperatura, se eleva verticalmente hasta tres kilómetros y se enfriá siguiendo el enfriamiento adiabático seco, ¿cuál será, aproximadamente, su temperatura?
3. ¿Cuál es el significado de la expresión enfriamiento adiabático del aire saturado? ¿Por qué el enfriamiento adiabático seco difiere del enfriamiento adiabático saturado? ¿Por qué el valor del enfriamiento adiabático saturado varía con la temperatura?
4. Redáctense notas breves sobre:
  - a) el gradiente térmico vertical real;
  - b) la atmósfera inestable;
  - c) las inversiones de superficie;
  - d) la subsidencia;
  - e) el gradiente térmico vertical superadiabático.
5. Redáctese un texto corto sobre la turbulencia en la atmósfera. Explíquese la diferencia entre turbulencia térmica y turbulencia mecánica.
6. Describábase la formación de los siguientes tipos de inversión de temperatura:
  - a) inversión por radiación;
  - b) inversión por turbulencia;
  - c) inversión por subsidencia;
  - d) inversión frontal.
7. Describábanse las variaciones de temperatura sufridas por una partícula de aire no saturado sometida a un pequeño desplazamiento vertical:
  - a) hacia arriba;
  - b) hacia abajo.

¿Cuál será el movimiento posterior de la partícula en una atmósfera estable?
8. Explíquese el significado de las expresiones siguientes:
  - a) nivel de condensación por levantamiento;
  - b) nivel de condensación por convección.



## CAPITULO XI

### FORMACION Y DISIPACION DE LAS NUBES

El agua se halla presente en casi toda la atmósfera, pero generalmente en forma de vapor no perceptible a nuestra vista. Sólo llega a ser visible por la formación de nubes, cuya presencia y forma suministran frecuentemente detalles sobre la evolución del tiempo futuro.

El aire húmedo es una mezcla de aire seco y vapor de agua. La mayoría de las nubes resultan del enfriamiento del aire húmedo. Todos los procesos atmosféricos que provocan enfriamiento del aire pueden causar la formación de nubes.

En este capítulo se estudiarán los procesos de formación de las nubes y a continuación se investigará sobre lo que ocurre cuando, en primer lugar, cesan estos procesos y las nubes empiezan a disiparse.

#### 11.1 Condensación, congelación y sublimación

Ya se ha visto en el Capítulo VI cuáles son los procesos que transforman el vapor de agua en gotitas líquidas o en cristales sólidos de hielo.

Cuando el aire húmedo se enfriá por debajo del punto de rocío, el vapor de agua se condensa sobre núcleos de condensación contenidos en el aire. Estos núcleos tienen, a veces, una particular afinidad con el agua y entonces se denominan higroscópicas. Las partículas de sal que provienen de los rocíos marinos pertenecen a esta categoría y pueden provocar la condensación, antes de que la humedad relativa alcance el 100 por ciento.

Las gotitas de agua no se congelan necesariamente cuando la temperatura desciende por debajo de 0°C sino que pueden permanecer subfundidas o en sub fusión. En el caso de las nubes, pueden permanecer en subfusión incluso hasta -20°C. Ocasionalmente se observan gotitas subfundidas hasta a -35°C.

En laboratorio, se ha podido demostrar que es posible enfriar las gotitas de agua hasta -40°C antes de que se congelen. No obstante, la congelación se produce a temperaturas bastante más altas al contacto de sustancias sólidas extrañas o de partículas en suspensión.

En la atmósfera, ciertas partículas en suspensión pueden actuar como núcleos en el proceso de congelación. Una partícula que provoca el crecimiento de un cristal de hielo a su alrededor por congelación de agua subfundida es un núcleo de congelación.

El vapor de agua puede igualmente transformarse directamente en cristales de hielo sin pasar por el estado líquido. Es la sublimación, término que se aplica también para designar la transformación inversa, es decir de hielo a vapor de agua.

Toda partícula sobre la que se puede formar un cristal de hielo por sublimación es un núcleo de sublimación. A pesar de las numerosas experiencias no se ha logrado demostrar que en la atmósfera existan núcleos de sublimación distintos de los núcleos de congelación.

Sobre la superficie de un núcleo se forma primeramente una fina película de agua que se congela después. Esta película es tan fina que es muy difícil darse cuenta de la existencia de la gotita de agua y, por lo tanto, parece que todo sucede como si el cristal de hielo se formase directamente a partir del vapor de agua. Así, pues, se utiliza habitualmente en meteorología la expresión general "núcleo de congelación" para todos los núcleos que provocan la formación de hielo.

El hecho tan frecuente de que haya gotitas de agua en las nubes a temperaturas negativas demuestra que los núcleos de congelación son más raros que los núcleos de condensación. Los núcleos que provocan la congelación a temperaturas mayores de  $-40^{\circ}\text{C}$  no son las mismas partículas que provocan la condensación del vapor de agua para formar las gotitas que constituyen las nubes.

La mayoría de los núcleos de congelación provienen probablemente del suelo, del que el viento arranca ciertos tipos de partículas. Parece que ciertas partículas arcillosas juegan un papel importante y es probable que la mezcla turbulenta pueda darles una distribución bastante uniforme hasta grandes alturas.

#### 11.2 Causas generales de la formación de nubes

La formación de la mayor parte de las nubes resulta de movimientos ascendentes de aire húmedo que se expande a causa de la disminución de la presión con la altitud y por el consiguiente enfriamiento adiabático. Entonces, una parte del vapor de agua se condensa para formar la nube.

Ya se ha visto en el Capítulo VIII las características de los diversos géneros de nubes. La forma de las nubes es consecuencia de los procesos de levantamiento del aire que son los que las modelan. Los diversos tipos de movimientos verticales que pueden dar lugar a la formación de nubes son:

- a) turbulencia mecánica (o turbulencia por fricción);
- b) convección (o turbulencia térmica);
- c) ascenso orográfico;
- d) ascenso lento y extenso.

#### 11.3 Turbulencia mecánica

En el párrafo 10.10 se ha visto que la turbulencia mecánica o por fricción se origina cuando el flujo de aire en la proximidad de la superficie terrestre se disloca por fuerza de fricción en una serie de torbellinos. Favorece esta turbulencia la presencia de obstáculos (árboles, edificios, colinas, etc.).

Ya se ha visto, en el párrafo 10.13, que el aire de la capa límite es completamente mezclado por la turbulencia mecánica. Si la capa límite es inicialmente estable, se produce un enfriamiento de la parte superior y un calentamiento en su parte inferior. Si el aire no está saturado, tiende a establecerse un gradiente térmico vertical adiabático seco en la capa turbulenta.

La turbulencia también mezcla el vapor de agua en la capa turbulenta. El contenido en vapor de agua tiende a igualarse y el aire puede llegar a

saturarse a un cierto nivel por debajo de la cima de la capa límite. La condensación se puede producir entonces a una cierta altura sobre el suelo, que se denomina nivel de condensación por mezcla (N.C.M.), y corresponde a la base real de la nube.

En caso de formarse una nube por turbulencia, el gradiente térmico vertical adiabático seco sólo se establecerá por debajo de la base (N.C.M.). Por encima, se establecerá el gradiente térmico vertical adiabático saturado hasta el nivel de la cima de la capa turbulenta. La nube se extiende hasta el nivel de la inversión por turbulencia en la cima de la capa límite.

La nube que se forma es inicialmente un Stratus, una capa nubosa sin forma definida, que puede persistir bajo tal aspecto, pero con la posibilidad de que sus superficies inferior y superior parezcan onduladas.

Si se producen este tipo de ondulaciones, el espesor de la nube varía y puede presentar claros, como consecuencia de que la nube se produce en las corrientes ascendentes, mientras que en las corrientes descendentes interviene cierta evaporación. La nube se clasifica, entonces, en el grupo de los Stratocumulus cuyo proceso de formación se representa en la Figura 11.1.

Viento regular  
Inversión  
STRATOCUMULUS  
Nivel de condensación  
Movimiento turbulento

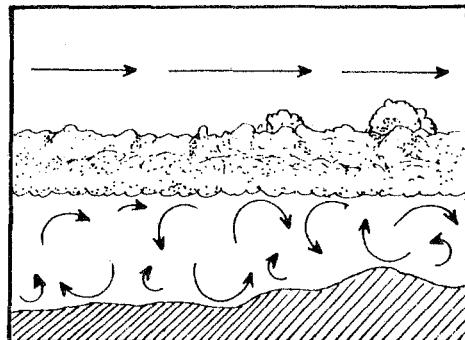


Figura 11.1  
Formación de nubes  
por turbulencia

Se pueden formar, asimismo, nubes por turbulencia bajo las nubes, Nimbostratus, Altostratus y Cumulonimbus. Son nubes bajas y desgarradas de mal tiempo: Stratus fractus y Cumulus fractus.

La palabra "fractus" significa "roto". El prefijo "fracto" se usa, a veces, con el mismo significado. Las nubes bajas desgarradas se designan a menudo con los términos de fractostratus y fractocumulus.

Estas nubes toman su humedad de la evaporación de las gotas de lluvia y del agua de lluvia que moja el suelo. La turbulencia próxima al suelo produce entonces las nubes desgarradas en la capa de aire muy húmedo comprendida entre el suelo y la base de la capa nubosa principal.

A veces se observan stratocumulus o altocumulus cuando el viento varía con la altura en una capa húmeda muy por encima de la capa límite. A estas alturas se pueden producir movimientos turbulentos pero, en general, algún otro factor es responsable de su alto contenido de humedad. Esta humedad no proviene de la transferencia por mezcla debido a la turbulencia en las proximidades de la superficie terrestre.

#### 11.4 Convección

Las corrientes de convección se desarrollan cuando el aire se calienta en las proximidades de la superficie. La convección o turbulencia térmica se combina con la turbulencia mecánica o por fricción para provocar la mezcla de las capas bajas de la atmósfera.

En general, mientras el aire permanece sin saturar, el gradiente térmico vertical real tiende hacia el gradiente térmico vertical adiabático seco. Ya se ha visto, en el párrafo 10.18, que dicho gradiente puede establecerse hasta el nivel de condensación por convección.

Las nubes se forman a este nivel, pero su desarrollo vertical depende de cierto número de factores, en particular del valor del gradiente térmico vertical real sobre el nivel de la base de las nubes.

Cuando el gradiente térmico vertical real es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático saturado, la atmósfera es inestable para las partículas de aire saturado, las cuales se elevan entonces hasta el nivel en que dejan de ser más calientes que el aire que las rodea.

Las nubes cumuliformes se desarrollan de este modo. La distancia vertical entre la base y la cima de las nubes puede variar desde 1 km o 2 km hasta 10 km o más. Las nubes de convección aislada y de poco desarrollo vertical son los Cumulus de buen tiempo, que no producen precipitaciones.

Sucede a veces que las corrientes verticales están limitadas por una marcada inversión por encima del nivel de condensación por convección. Entonces, la cima de la nube se extiende bajo la inversión y la nube se transforma en Stratocumulus.

En determinadas situaciones el gradiente térmico vertical real sobre el nivel de condensación es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático saturado en un gran espesor. Si la humedad es suficiente, la nube se puede desarrollar hasta grandes alturas.

La cima de las nubes puede, a veces, alcanzar el nivel en que se forman cristales de hielo. Tal nube que tiene gran desarrollo vertical y está formada en su cima de cristales de hielo es un Cumulonimbus, nube de tormenta eléctrica. El velo de cristales de hielo que rodea la parte superior de la nube le da una apariencia fibrosa y lisa que le distingue del Cumulus.

La Figura 11.2 representa el aspecto de un Cumulonimbus con su cima fibrosa o estriada.



Figura 11.2  
Cumulonimbus con cima fibrosa

Se pueden producir precipitaciones más o menos fuertes, según el grado de inestabilidad, altura y temperatura alcanzadas. La base de la nube puede situarse a menos de 1 km de altura y su dimensión vertical llegar, e incluso sobrepasar, los 10 km. Durante los chubascos, nubes desgarradas turbulentas se desarrollan por debajo de la base de la nube principal, y algunas veces pueden alcanzar la superficie terrestre.

Si la cima de la nube alcanza una capa estable o una inversión, se puede extender horizontalmente, tomando entonces la bien conocida forma de yunque.

Cuando la inestabilidad es importante, enormes cantidades de energía se desprenden por la liberación del calor latente. Las velocidades verticales de las corrientes ascendentes llegan a sobrepasar los  $10 \text{ ms}^{-1}$  y, temporalmente, impiden la caída de las gotas de agua, incluso las más grandes. Estas pueden volver a caer, cuando las corrientes verticales cesan y, en este caso, se forman violentos chubascos.

Los Cumulonimbus alcanzan con frecuencia en las regiones tropicales las más grandes alturas, como consecuencia de que la tropopausa está más elevada en estas regiones. No es raro observar en ellas nubes cuyas cimas alcanzan o superan los 16 km.

En los trópicos, la temperatura al nivel de condensación es más alta y, en consecuencia, el contenido en vapor de agua del aire es mayor; por lo que la condensación libera mayor cantidad de calor latente y las tormentas eléctricas son muy violentas.

Los fenómenos asociados a la convección son muy importantes en las regiones tropicales. En los capítulos que siguen se expondrán otros aspectos de estos fenómenos.

#### 11.5 Ascenso orográfico

La orografía es la parte de la Geografía que trata de las montañas. En este párrafo vamos a estudiar lo que sucede cuando el aire húmedo se eleva para franquear una cadena de montañas o una barrera de colinas.

Cuando el aire alcanza una cadena de montañas o colinas se ve obligado a elevarse tanto en las capas bajas como en altitud. El movimiento ascendente afecta a una capa profunda de la atmósfera y la distribución vertical de la temperatura en ella se modifica. El aire obligado a elevarse se enfriá por expansión adiabática y pueden formarse nubes.

Las nubes que se forman por ascenso orográfico son de diferentes tipos que dependen de un conjunto de factores, entre los que sobresale la estabilidad del aire en que se forman.

En el aire estable y húmedo se forman con frecuencia Stratus. Cuando el aire es débilmente inestable se forman Cumulus. Si la atmósfera es inestable en un estrato profundo se pueden formar Cumulonimbus.

No siempre se forman nubes cuando el viento cruza las montañas o colinas. En muchos casos, la humedad del aire no es suficiente para la formación de nubes.

Cuando la nube es del género Stratus su base es horizontal y, en general, de pequeño espesor, formando una capa que recubre las zonas más elevadas del terreno y frecuentemente con claros sobre las regiones más bajas. El descenso del aire a sotavento de la montaña provoca su calentamiento y su rápida disipación.

Las nubes orográficas se forman continuamente a barlovento de la montaña y se disipan a sotavento. La nube observada en su conjunto aparece como estacionaria, pero realmente la masa de aire prosigue su camino hacia la otra vertiente del obstáculo. La Figura 11.3 representa la formación de nubes orográficas.

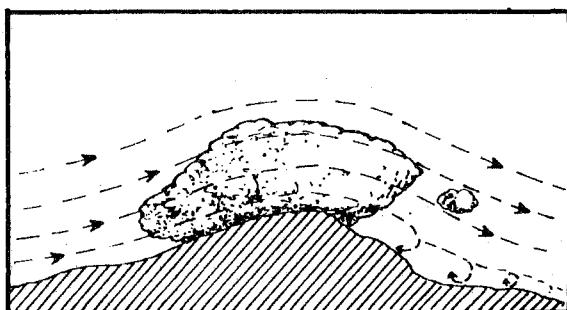


Figura 11.3  
Formación de una nube orográfica

Las nubes orográficas se forman, a veces, por encima de las colinas o montañas. Cuando el aire está casi saturado en el interior de una capa situada en altura, el ascenso orográfico de esta capa puede provocar la condensación por encima del obstáculo y se puede formar una nube persistente.

Vista por debajo, una de estas nubes es delgada y estrecha por los bordes y ancha y espesa en el centro, de modo que su forma se parece a la de una lente. Es una nube lenticular. La Figura 11.4 representa su formación.

Las nubes lenticulares parecen estacionarias como las orográficas que se forman en la cima de las montañas. Realmente, las moléculas de agua y de aire se mueven continuamente a través de la nube. A la entrada, el vapor de agua se condensa para formar la nube, mientras que a la salida, las gotitas de agua se transforman en vapor de agua.

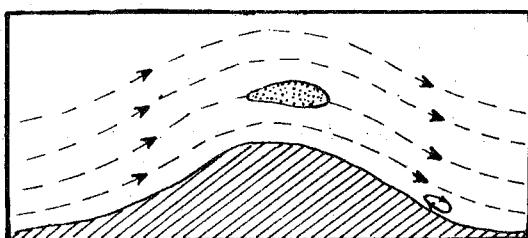


Figura 11.4  
Formación de una nube lenticular

A veces se forma una serie de ondas estacionarias a sotavento de una cadena de colinas. En ciertas condiciones de estabilidad el movimiento ascendente provocado por la barrera orográfica aumenta con la altura. Después del obstáculo, el aire puede descender más de lo que había ascendido al principio.

Posteriormente, el aire sube de nuevo y el proceso se puede repetir cierto número de veces con una amplitud que decrece con la distancia de la barrera. Las partículas de aire siguen, por lo tanto, una trayectoria ondulada, por lo que se dice que se han formado ondas estacionarias.

Las condiciones más favorables para la formación de ondas estacionarias tienen lugar cuando existe una capa estable entre otras dos inestables, una en superficie y otra en altura. Las ondas tienen su máximo de amplitud, con mayor frecuencia en la capa estable.

Si la humedad del aire y la amplitud de la ondulación son bastante grandes, la condensación se produce en el aire ascendente junto a la cresta de las ondulaciones y la evaporación se produce en el aire que desciende más allá de la cresta. Se pueden formar también una serie de nubes lenticulares.

Las nubes lenticulares indican, pues, la existencia de ondas estacionarias a sotavento de las barreras montañosas. Es importante recordar que el movimiento ondulatorio puede existir sin que haya nubes si la humedad del aire es insuficiente. Estas ondas estacionarias influyen, con frecuencia, sobre el comportamiento de las aeronaves.

#### 11.6 Ascenso lento de gran extensión horizontal

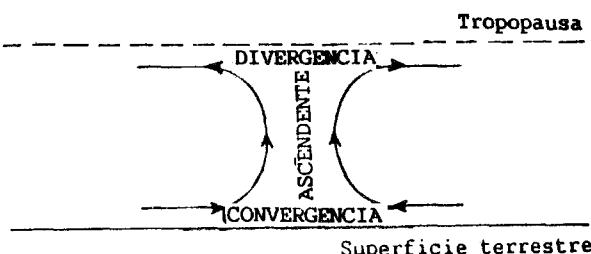
Hasta aquí se ha estudiado la formación de nubes debidas a movimientos verticales asociados a fenómenos de limitada extensión horizontal. Estos movimientos verticales resultaban de la turbulencia por fricción, de la convección local y de obstáculos orográficos, fenómenos cuya extensión sobrepasa ordinariamente sólo unos pocos kilómetros.

Pueden resultar asimismo movimientos verticales de sistemas de considerable extensión, identificables sobre los mapas sinópticos, tales como las depresiones (bajas) y los anticiclones (altas), localizados al nivel medio del mar. Se ha visto en el párrafo 10.14 que los movimientos descendentes lentos y extensos se producían en los anticiclones. Esto se denomina subsidiencia y se produce cuando hay convergencia en altitud y divergencia en las capas bajas. La fuerza de fricción es en parte responsable de cierto flujo hacia el exterior de los anticiclones a través de las isobaras, en la proximidad de la superficie terrestre.

El proceso inverso se puede producir en las depresiones (bajas). Una divergencia en altitud, acompañada de una convergencia en las capas bajas, puede provocar el ascenso del aire, como muestra la Figura 11.5. La fuerza de fricción puede igualmente producir cierta convergencia en las capas bajas provocando en ellas cierto flujo a través de las isobaras hacia el centro de la depresión.

El movimiento hacia arriba en una depresión se distribuye sobre una zona muy extensa y las velocidades verticales son relativamente pequeñas. No obstante, el ascenso puede persistir durante varios días y causar un levantamiento importante de aire a varios kilómetros.

Figura 11.5  
Ascenso del aire en una depresión



Los movimientos ascendentes lentos y de gran extensión horizontal pueden tener una marcada influencia sobre el gradiente térmico vertical real, que aumentará.

El aire puede también llegar a ser inestable, lo que acentúa el movimiento vertical. La condensación y la formación de nubes extensas pueden ser la consecuencia de ello si la humedad del aire es suficiente.

Las masas nubosas pueden tener varios kilómetros de espesor. Asimismo, es posible que las desigualdades en la distribución de la humedad se traduzcan en la formación de capas nubosas separadas.

Con frecuencia, el ascenso de gran extensión horizontal se desencadena inicialmente debido a una divergencia en la alta troposfera. El flujo divergente en grandes alturas provoca un descenso de la presión en las capas bajas próximas a la superficie terrestre, formándose una depresión. La convergencia se desarrolla entonces cerca del nivel del mar y un ascenso lento y de gran extensión horizontal se produce en un gran espesor de la troposfera y, a continuación, siempre que la humedad sea suficiente, se origina un extenso desarrollo de nubes.

Las depresiones y los ascensos de gran extensión horizontal se producen, frecuentemente, próximos a una zona frontal, o sea en una región que separa dos masas de aire extensas cuyas propiedades sean tales que difieran en densidad y temperatura. Las depresiones asociadas a las zonas frontales se denominan depresiones frontales.

Con frecuencia, en una zona frontal existe una variación de la temperatura en una distancia horizontal de algunas centenas de metros. En cada una de las masas de aire la temperatura puede ser casi uniforme, pero diferente de la del aire situado del otro lado de la zona frontal.

A veces se llama simplemente frente a una zona frontal. No obstante, es preciso aclarar que no existe en la atmósfera un límite perfectamente definido entre masas de aire, sino que hay una zona de transición en la que la temperatura varía de una masa de aire a otra.

#### 11.7 Nubes asociadas con un ascenso de gran extensión horizontal a lo largo de una zona frontal

Se ha visto, en el párrafo 9.5, Volumen I, "Ciencias de la Tierra", que uno de los elementos de la circulación general es el frente polar. Las perturbaciones se forman a lo largo del frente polar que separa el aire caliente tropical del aire más frío de las latitudes altas.

Las depresiones que acompañan las perturbaciones del frente polar están asociadas, con frecuencia, a extensos movimiento ascendentes que afectan a la atmósfera en un gran espesor.

Las interacciones entre las masas de aire caliente y frío se pueden presentar de diferentes maneras. En el curso del desarrollo de una perturbación del frente polar es posible, a menudo, distinguir dos tipos principales de frentes: un frente caliente y un frente frío. En ambos casos, la superficie frontal está inclinada, con el aire frío por debajo y el caliente encima.

Cuando el movimiento de la zona de transición entre las dos masas de aire es tal que el aire caliente remplaza al frío, se denomina frente caliente. La pendiente de este frente es generalmente débil y el aire caliente se eleva lentamente por encima de la masa de aire frío. Durante este movimiento se pueden formar nubes estratiformes en el aire caliente, si contienen humedad suficiente. Nimbostratus, Altostratus, Cirrostratus y Cirrus se pueden formar en los diferentes niveles en la atmósfera. La Figura 11.6 representa esta formación para un frente caliente.

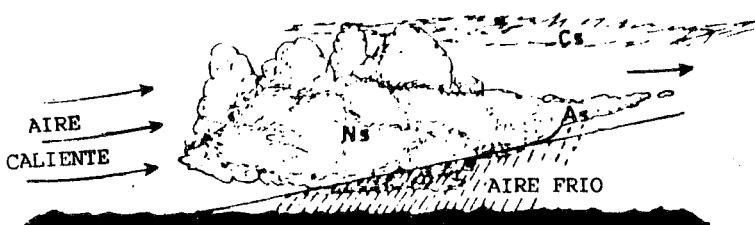


Figura 11.6  
Representación esquemática de un frente caliente y de las formaciones nubosas asociadas

Cuando el movimiento de la zona de transición entre las masas de aire se desplaza de manera que el aire frío remplaza al aire caliente, es un frente frío. Las formaciones nubosas asociadas a un frente frío se diferencian, según la estabilidad y la humedad del aire caliente, así como en función de la pendiente del frente. En general, la pendiente de un frente frío es mayor que la de un frente caliente.

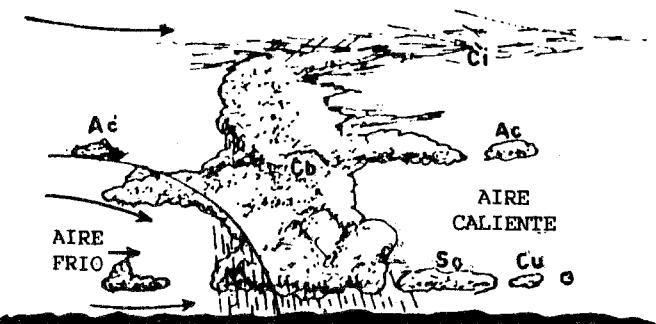
Cuando la pendiente del frente frío es débil, las formaciones nubosas pueden ser análogas a las de un frente caliente pero los diversos tipos de nubes se presentan en orden inverso cuando llegan a un lugar dado, es decir que las nubes más bajas aparecen en primer lugar, seguidas de nubes cada vez más altas, según se desplace el frente. El tipo de nubes que se forman, depende en la realidad, de la estabilidad y de la humedad del aire que asciende.

A veces, la pendiente de un frente frío puede ser relativamente fuerte. En este caso, puede provocar fenómenos violentos, sobre todo si el aire caliente elevado es ya húmedo e inestable. Se caracteriza entonces por el desarrollo de grandes Cumulus y de Cumulonimbus en el aire caliente que pueden producir grandes chubascos, vientos turbulentos con ráfagas y a veces tormentas eléctricas.

En general, el ascenso del aire caliente se produce en el interior de una zona estrecha debido a la fuerte pendiente del frente. Las nubes y los diversos fenómenos asociados a un frente frío de fuerte pendiente están generalmente limitados a una región estrecha inmediata a la zona frontal. La Figura 11.7 esquematiza la formación nubosa asociada a un frente frío de fuerte pendiente.

Otros tipos de formaciones nubosas son también posibles en función de las características de las masas de aire presentes y del estado de desarrollo de las perturbaciones del frente polar, que se estudiarán más detalladamente en los capítulos siguientes.

Figura 11.7  
Representación esquemática de un frente frío de fuerte pendiente



#### 11.8 Disipación de las nubes

El desarrollo de las nubes va siendo más lento, evidentemente, cuando el proceso que las origina deja de producirse. Pero otros factores pueden intervenir para provocar la desaparición de las gotitas de agua o cristales de hielo de las nubes tales como el calentamiento del aire, las precipitaciones y la mezcla con el aire circundante más seco.

Una nube se puede calentar por absorción de la radiación solar o terrestre, pero uno y otro fenómeno son relativamente débiles en comparación con el calentamiento adiabático.

Esto es lo que puede producirse si el aire en que la nube se sitúa está sometido a subsidencia. A medida que la temperatura del aire aumenta, su humedad relativa baja y el aire puede dejar de estar saturado; entonces, las partículas nubosas se evaporan para transformarse en vapor de agua invisible.

La insolación provoca, con frecuencia, la disipación de las nubes creadas por turbulencia. Si penetra hasta el suelo suficiente radiación solar, calentando el aire vecino a la superficie, el nivel de condensación de mezcla se eleva y, por lo tanto, la base del Stratus o Stratocumulus se eleva también. Entonces, el espesor de la nube limitado por la inversión de turbulencia disminuye y la nube acaba por desaparecer completamente.

Los Cumulus de buen tiempo, que se forman sobre las tierras sometidas a la influencia de la insolación, son un fenómeno diurno. Aparecen generalmente durante la mañana, alcanzando su máximo desarrollo en el transcurso de la tarde y desaparecen rápidamente cuando el suelo se vuelve a enfriar al final del día.

El aire que rodea una nube a menudo no está saturado. La mezcla de la nube con este aire puede, por lo tanto, dar lugar a humedades relativas muy por debajo del 100% y producir cierta evaporación en la nube, la cual se erosiona y puede disiparse.

El proceso de mezcla descrito antes actúa de manera sensible sobre la base de los Cumulus de buen tiempo. La erosión de estas nubes es más aparente en la base y se manifiesta poco después de su formación y de que se eleve. En las regiones del interior, el máximo desarrollo de los Cumulus de buen tiempo se produce al principio de la tarde. A esta hora, la base no se ha elevado todavía demasiado mientras que las cimas están cerca de su altura máxima.

La presencia de nubes es necesaria para que haya precipitación. Se han estudiado en el Capítulo IX las diversas formas bajo las cuales puede producirse la precipitación. A continuación se expondrán los procesos que la provocan.

CUESTIONARIO

1. Redáctense notas breves sobre:
  - a) núcleos de condensación;
  - b) núcleos de congelación;
  - c) núcleos de sublimación.
2. La formación de nubes resulta del enfriamiento del aire húmedo. ¿Cómo se produce este enfriamiento? De los procesos de enfriamiento que producen nubes ¿cuál es más eficaz?
3. Indíquense cuatro mecanismos diferentes de formación de movimientos verticales en la atmósfera. Expóngase brevemente cómo pueden provocar la formación de nubes dos de estos mecanismos.
4. Describanse los procesos físicos que provocan la formación de las siguientes nubes:
  - a) Stratus;
  - b) Cumulonimbus.
5. Hágase una breve exposición, con ayuda de esquemas, sobre:
  - a) nubes lenticulares;
  - b) nubes de frente caliente.
6. Escríbase un texto corto sobre la disipación de las nubes.
7. ¿Cómo se desplaza la zona de transición entre masas de aire, en el caso de frente frío? Describanse las formaciones nubosas que se pueden originar cuando el aire caliente que está asociado a un frente frío con una fuerte pendiente es húmedo e inestable. Hágase un esquema simplificado de frente frío.



## CAPITULO XII

### PROCESOS DE PRECIPITACION

Para que se formen nubes es necesario que el vapor de agua de la atmósfera se transforme en gotitas de agua o en cristales de hielo. Sin embargo, estas partículas nubosas deben adquirir mayor masa para que produzcan precipitaciones.

Vamos a tratar en este capítulo el modo en que las partículas nubosas pueden aumentar hasta el punto en que se produzcan precipitaciones. Igualmente citaremos las circunstancias que rigen los diferentes tipos de las mismas.

#### 12.1 Tamaño de las gotitas de agua en las nubes

La determinación del tamaño de las gotitas de agua de las nubes ha sido objeto de importantes esfuerzos de investigación. La mayor parte de las experiencias de medida han sido hechas desde aviones, pero determinados estudios se han realizado en montaña.

Los tamaños de las gotitas, medidas en diferentes partes del mundo, son muy variables. Estas gotitas se forman alrededor de núcleos de condensación de dimensiones, naturaleza y concentración variables.

Las partículas en suspensión en la atmósfera se clasifican frecuentemente en función de sus dimensiones:

- a) núcleos de Aitken ( $< 0.1 \mu$ );
- b) grandes núcleos ( $0.1 - 1.0 \mu$ );
- c) núcleos gigantes ( $> 1.0 \mu$ ).

Las cifras entre paréntesis indican los límites aproximados de los radios de los núcleos.

La mayor parte de los núcleos de Aitken son muy pequeños y exigen una sobresaturación importante para llegar a ser activos en la condensación. En la atmósfera son, pues, los grandes núcleos y los núcleos gigantes los que captan antes el vapor de agua disponible. Los grandes núcleos, mucho más numerosos que los núcleos gigantes, juegan un papel muy importante en la formación de nubes.

Las gotitas de agua se reparten el vapor de agua disponible y de ello resulta que, si es elevada la concentración de núcleos, las gotitas son más numerosas, pero sus dimensiones promedio son menores.

En general, las mayores concentraciones de núcleos de condensación se producen sobre las regiones continentales más bien que sobre los océanos. En promedio, las gotitas de nubes continentales son más pequeñas, sus radios oscilan entre  $2 \mu$  y  $10 \mu$ . Las dimensiones de las gotitas de nubes marítimas se sitúan entre  $3 \mu$  y  $22 \mu$  de radio.

Sin embargo, hay a menudo núcleos salinos gigantes que provocan la formación de gotitas de  $20 \mu$  y  $30 \mu$  o más. Su concentración no es, n

normalmente, sino de núcleo por litro de aire, pero se los encuentra tanto en las nubes marítimas como en las continentales.

Las gotitas pueden finalmente alcanzar un tamaño tal que se desprenden de las nubes y de las corrientes ascendentes que las sostienen. Con frecuencia, se hace una separación arbitraria entre gotitas de agua en las nubes y las gotas de lluvia para un radio de  $100 \mu$ . Esta separación, elegida frecuentemente por comodidad tiene, sin embargo, una razón de orden físico. La velocidad límite de caída de las gotas de  $100 \mu$  de radio es próxima a  $1 \text{ ms}^{-1}$ , lo que hace que puedan desprenderse de las corrientes ascendentes que se encuentran generalmente en las nubes.

En los dos párrafos siguientes se verá por medio de qué mecanismo las gotitas crecen hasta el tamaño de precipitar.

#### 12.2 Crecimiento inicial de las gotitas de agua en las nubes

En el crecimiento de las gotitas de agua en las nubes interviene un determinado número de factores. Incluyen la humedad del aire que rodea las gotitas, los efectos de la tensión superficial y la naturaleza de los núcleos. Es igualmente importante la velocidad con la que puede transferirse al aire envolvente el calor latente liberado por la condensación.

Al comienzo, la condensación del vapor sobre el núcleo es rápida. Las gotitas pueden crecer desde el tamaño del núcleo, hasta hacerse visibles en una fracción de segundo. El proceso se retarda en seguida y es poco probable que la condensación pueda, por sí sola, producir gotitas de un tamaño medio superior a  $30 \mu$ .

Para explicar la presencia de gotas mayores en las nubes, es necesario hacer intervenir las interacciones entre gotitas individuales. Resulta un proceso importante de crecimiento la colisión y reunión de gotitas de velocidades diferentes de caída (coalescencia). Este es el proceso que se estudia en el párrafo siguiente.

#### 12.3 Mecanismo de la coalescencia

Un proceso importante que permite el crecimiento de las gotitas de agua en las nubes hasta el tamaño de gotas de lluvia, es la colisión directa y la coalescencia de gotitas de agua. Las gotitas arrastradas hacia arriba por las corrientes ascendentes caen, en relación con el aire que sube, y las mayores más rápidamente que las más pequeñas.

Las gotitas más pequeñas son incapaces de colisionar, pero el choque es posible cuando el radio de una de las gotitas excede de  $18 \mu$ . La eficacia de las colisiones aumenta considerablemente para las gotas mayores.

Las colisiones y la coalescencia son necesarias para la formación de precipitaciones en las nubes calientes. La temperatura de estas nubes es mayor que  $0^\circ\text{C}$  y están formadas enteramente por gotitas de agua.

Igualmente hay gotitas líquidas en las nubes, cuya temperatura es menor que  $0^\circ\text{C}$ . Estas gotitas en subfusión, de esta clase de nubes, pueden crecer de la misma manera por colisión y coalescencia entre ellas.

Determinadas nubes contienen cristales de hielo. Véase a continuación cómo puede crecer su tamaño.

#### 12.4 Formación de cristales de hielo

Se han estudiado en el párrafo 11.1 los núcleos de congelación, es decir, las partículas que pueden servir de núcleos para la formación de cristales de hielo en la atmósfera.

Se ha visto que se supone que la formación inicial de un cristal de hielo se produce por la congelación del agua en subfusión que rodea el núcleo.

Después de su formación, un cristal de hielo puede crecer, ya por transformación directa de vapor de agua en hielo (por sublimación), ya por la congelación de gotitas de agua en subfusión. Se verá en el próximo párrafo cómo interviene el primero de estos procesos en las nubes frías mixtas, es decir las que contienen a la vez cristales de hielo y gotitas de agua en subfusión. Véase a continuación cómo las partículas de hielo más importantes pueden formarse por colisión de cristales de hielo con gotitas de agua en subfusión.

#### 12.5 Proceso de Bergeron

Un meteorólogo sueco, T. Bergeron, ha propuesto un mecanismo de crecimiento de cristales de hielo en las nubes frías mixtas, es decir en presencia de gotitas en subfusión.

Para comprender bien este proceso, el lector deberá recurrir al Cuadro 6.2 donde observará que, para una misma temperatura, la tensión de vapor de saturación por encima del hielo es menor que la tensión de vapor de saturación por encima del agua.

En 1911, Wegener sugirió que, en las nubes mixtas, la tensión de vapor debía estar equilibrada en un valor intermedio entre las tensiones de saturación con respecto al hielo y al agua. Bergeron ha adoptado esta hipótesis en 1933, para explicar el crecimiento de los cristales de hielo en las nubes mixtas.

Cuando un cristal de hielo coexiste con gotitas de agua en subfusión, hay un desequilibrio, de modo que la tensión de vapor no es de saturación con respecto al agua y a las gotitas líquidas que tienden por consiguiente a evaporarse.

Simultáneamente la tensión de vapor es mayor que la tensión de saturación con respecto al hielo. El vapor de agua entonces se transforma directamente en hielo y se deposita sobre los cristales de hielo. De todo ello resulta que los cristales de hielo crecen en detrimento de las gotitas de agua.

Para temperaturas ligeramente inferiores a 0°C, la rapidez de crecimiento de los cristales de hielo en las nubes mixtas es poco diferente de la de las gotitas de agua. Sin embargo, para temperaturas inferiores a -10°C, los cristales de hielo crecen más rápidamente que las gotitas de agua. El traspaso directo de vapor alcanza su máxima eficacia en temperaturas próximas a -15°C.

Se ha supuesto, al principio, que toda gota de lluvia, o gran parte de ellas, tenía su origen en un cristal de hielo en una nube mixta. Para que esto suceda sería necesario que todas las nubes productoras de lluvia se encontrasen muy arriba de la isotermia de 0°C.

Este no es el caso indudablemente. Las fuertes tormentas tropicales, por ejemplo, son producidas por nubes cumuliformes, cuyas cimas están situadas muy por debajo del nivel de la isotermia de 0°C.

En efecto, el proceso de Bergeron se aplica esencialmente al crecimiento inicial de los cristales de hielo. El crecimiento de los cristales de hielo por sublimación es rápido en los pequeños cristales, pero se retarda cuando su tamaño aumenta.

Es necesario que intervenga un proceso de colisión para la formación de partículas más grandes. También, en las nubes donde hay subfusión, las colisiones pueden provocar la congelación de gotitas de agua sobre un cristal de hielo o sobre un copo de nieve. En determinados casos estos copos se pueden formar de la reunión de cristales de hielo.

Como ya se ha citado en el párrafo 12.3, de las colisiones entre gotitas puede resultar el crecimiento de las dimensiones de las gotitas de agua. Ahora se considerará el crecimiento de los cristales de hielo por medio de los procesos de colisión.

#### 12.6 Crecimiento de los cristales de hielo por colisión

Cuando un cristal de hielo ha alcanzado un volumen mayor que el de las gotitas de agua, tiende a caer con respecto a ellas. Las colisiones se hacen entonces posibles y se acelera el crecimiento del cristal de hielo.

Las colisiones entre las gotitas de agua en subfusión pueden provocar la congelación del agua de las mismas sobre la superficie del cristal de hielo. Este proceso se llama acreción.

La acreción de gotitas de agua en subfusión puede conducir a la formación de cencellada blanca o cencellada transparente. La cencellada blanca es un depósito de hielo blanco o lechoso. Resulta de un proceso relativamente lento, durante el cual el cristal de hielo capta las gotitas de agua individualmente.

Las gotitas de agua en subfusión se congelan inmediatamente en el momento del choque, mientras que las burbujas de aire quedan incrustadas entre las partículas, lo cual impide la transmisión de la luz y opaca al hielo. La nieve granulada está formada por la acreción de hielo blanco sobre cristales de hielo. Las partículas resultantes son porosas y de poca densidad. La nieve granulada anteriormente se designaba como "granizo suave".

La cencellada transparente está formada por un depósito de hielo liso. Aunque es generalmente transparente (los objetivos se ven a través de ella), puede ser simplemente translúcida, si existe aire en el depósito de hielo (los objetos no pueden verse claramente).

La acreción de cencellada transparente sobre un cristal de hielo puede tener lugar muy rápidamente si encuentra grandes gotitas de agua subfundida. En el proceso se pueden distinguir dos fases. En la primera, el calor latente liberado por la congelación de una parte del agua en subfusión puede impedir que el resto del líquido se congele inmediatamente. El hielo se recubre entonces de una fina película de agua.

Durante el transcurso de la segunda fase, la película de agua termina por congelarse, pero relativamente despacio. De esta manera, se forma

alrededor de la partícula una masa densa de hielo más o menos transparente. Se encuentran depósitos de cencellada transparente en los gránulos de hielo y en los pedriscos.

Los copos de nieve son agregados de cristales de hielo que pueden presentar una gran variedad de formas. Los mayores copos se forman con temperaturas ligeramente inferiores a 0°C.

A estas temperaturas, el engelamiento favorece a la vez la colisión de cristales de hielo y su agregación para formar copos de nieve. Las partículas con mayor masa por causa del engelamiento tienen velocidades de caída variables según su tamaño, lo que favorece las colisiones. La presencia de líquido en la superficie de las partículas puede igualmente hacer que se suelden entre sí con más facilidad.

Si las diversas partículas compuestas de hielo de que se viene hablando en este párrafo pasan a un nivel debajo de la isotermia de 0°C, funden generalmente. Cuando salen de la nube las gotas de agua resultantes, no se distinguen de aquellas formadas por la coalescencia. Sin embargo, con tiempo frío o cuando las partículas de hielo son grandes, éstas llegan al suelo en estado sólido.

#### 12.7 Resumen sobre la formación de precipitaciones

En los párrafos anteriores hemos estudiado el crecimiento de las gotitas de agua y de los cristales de hielo en las nubes. Las nubes se forman y se desarrollan en la atmósfera, casi exclusivamente, por la expansión del aire húmedo ascendente y el enfriamiento de que ella resulta.

Cuando el aire ascendente rebasa el nivel de condensación, los núcleos de condensación más activos se transforman en gotitas de agua. Si el enfriamiento alcanza temperaturas inferiores a 0°C, no necesariamente ocurre la congelación de las gotitas de agua.

Puede producirse la sub fusión en ausencia de núcleos de congelación en el aire. Son partículas que se diferencian de los núcleos de condensación y que son mucho más raras. Por esta razón no hay, sino raramente, una cantidad apreciable de cristales de hielo en las cimas de las nubes hasta que su temperatura no haya descendido a cerca de -20°C.

El crecimiento de las gotitas de agua por condensación es al principio rápido pero decrece cuando las gotitas se van haciendo de mayor tamaño. Del mismo modo el crecimiento de los cristales de hielo, según el proceso de Bergeron, es rápido mientras son pequeños, pero se tarda cuando sus dimensiones aumentan.

Es necesario que intervenga un proceso de crecimiento por colisiones, para que pueda alcanzarse un tamaño de partículas líquidas o sólidas precipitables. Los cristales de hielo o las gotitas de agua de mayor masa tienen una velocidad de caída mayor que la de las partículas más pequeñas y, si sobrepasan una dimensión crítica, entran en colisión con las que encuentran en su trayectoria.

Las gotitas de agua pueden reunirse por coalescencia para formar gotitas más grandes. Los cristales de hielo pueden aumentar por acreción de gotitas líquidas en sub fusión, que se congelan al contacto con los cristales o entrelazándose para formar copos de nieve.

Eventualmente, las gotitas de agua o las partículas de hielo alcanzan dimensiones tales que las corrientes ascendentes no pueden mantenerlas en la nube. Aún pueden producirse colisiones entre las partículas de dimensiones y velocidades de caída diferentes, lo cual ocasiona el crecimiento de algunas de ellas. Sin embargo, en el transcurso de la caída por debajo de la nube, las partículas líquidas tienden a evaporarse y las partículas sólidas a fundirse o sublimarse.

Si las partículas no se evaporan completamente mientras caen en el aire no saturado que atraviesan por debajo de la nube, se dice que hay precipitación. Si no alcanzan el suelo, pero parecen suspendidas a una determinada altura por debajo de las nubes, se las designa con el nombre de virga.

#### 12.8 Características de diversos tipos de precipitación

Se llama precipitación a todo hidrometeoro constituido por una caída de partículas que alcanzan el suelo. Estas partículas se desprenden de la nube, ya en forma de gotas de agua, ya bajo forma sólida.

Para que estas partículas alcancen el suelo en su estado primitivo es necesario que el aire situado debajo de la nube no sea ni demasiado caliente ni demasiado seco; de otra manera, las gotas de agua pueden evaporarse y las partículas de hielo fundirse o sublimarse.

La llovizna consiste en una precipitación bastante uniforme, compuesta únicamente de diminutas gotitas de agua, muy próximas unas a otras. Por convenio se admite que el radio de las gotas de agua de llovizna es menor que 250  $\mu$ . La llovizna cae de nubes estratiformes cuyo espesor no excede de algunos centenares de metros. No alcanza el suelo sino cuando las corrientes ascendentes son muy débiles.

La lluvia está formada generalmente por gotas de agua de una dimensión mayor que las de la llovizna, es decir con un radio mayor de 250  $\mu$ . A pesar de ello, la precipitación de gotas más pequeñas, pero más espaciadas, es clasificada igualmente como lluvia.

Las grandes gotas de lluvia se forman en nubes que tienen, en general, varios kilómetros de espesor. El máximo de intensidad de precipitación resulta normalmente de la formación de gotas relativamente grandes en nubes Cumuliformes. Estas nubes pueden tener, a veces, una dimensión vertical de 10 km o más, y en su seno violentas corrientes verticales.

La nieve es la precipitación de cristales de hielo. La mayor parte son ramificados, a veces en forma de estrellas. Los copos son agregados de cristales de hielo.

Se produce, a veces, caída de cristales de hielo no ramificados en forma de agujas, columnas o placas. Es lo que se llama prismas de hielo. Son con frecuencia tan ligeros que parecen suspendidos en el aire.

La cinarra está formada por pequeños gránulos de hielo blanco y opacos. Estos gránulos son relativamente planos o alargados y su diámetro es generalmente menor que un milímetro. No se rompen, ni rebotan, cuando golpean contra un suelo duro. La cinarra cae habitualmente en muy pequeñas cantidades, con frecuencia procedentes de un Stratus o de una niebla.

La nieve granulada está formada por gránulos blancos y opacos de hielo. Estos gránulos son esféricos, o a veces cónicos, y su diámetro está comprendido entre 2mm y 5mm.

La nieve granulada se forma cuando la acreción del agua en subfusión sobre los cristales de hielo o los copos de nieve se efectúa en la forma de cencellada blanca. Los gránulos de la nieve granulada se diferencian de los de la cinarra por dimensiones mayores y porque son quebradizos y fáciles de aplastar. Rebotan y a menudo se rompen cuando golpean contra un suelo duro.

Los gránulos de hielo son gránulos de hielo transparente o translúcido. Son de forma esférica o irregular y su diámetro es igual o menor de 5 mm. Rebotan, generalmente, cuando golpean un suelo duro y puede oírse el sonido de su impacto.

La OMM los subdivide en dos tipos principales:

- a) gotas de lluvia congeladas o copos de nieve casi fundidos por completo y que se han congelado nuevamente (gránulos de hielo propiamente dichos);
- b) gránulos de nieve rodeados por una fina capa de hielo (hielo granulado).

El granizo es la precipitación de globulos o de fragmentos de hielo. Son pedriscos cuando su diámetro es del orden de 5 mm a 50 mm y a veces mayor. Las partículas de diámetro menor, de parecido origen, se clasifican como gránulos de hielo.

A veces los pedriscos pueden estar formados completamente por hielo transparente, pero lo más frecuente es que estén constituidos por una serie de capas de hielo transparente alternando con otras de hielo translúcido.

Se supone que el granizo se forma cuando algunas partículas de hielo caen en una zona de gotitas de agua en subfusión, donde tienen lugar colisiones y acreción. Si se trata de gotitas bastante grandes el agua envuelve completamente la partícula de hielo y a continuación se congela, formando una capa de hielo transparente. Por el contrario, las gotitas pequeñas se congelan inmediatamente en el momento del impacto, aprisionando aire y formando una capa de hielo translúcido.

Estos procesos tendrían lugar arriba de la isoterma de 0°C, y las capas alternadas, transparentes y translúcidas procederían del paso por las diferentes partes de la nube. Este mecanismo podría ser una consecuencia de las violentas corrientes ascendentes y descendentes que se producen en los Cumulonimbus.

Algunos pedriscos muestran trazas que parecen el resultado de la formación de capas por fusión y congelación alternadas, y se ha sugerido que podrían ser producidas, en este caso, por oscilaciones, atravesando el nivel de la isoterma de 0°C. Sin embargo, investigaciones recientes han mostrado que la estructura hojaldrada podría simplemente ser el resultado del descenso en una corriente ascendente.

Los Cumulonimbus constituyen un medio favorable para la formación de granizo. Estas nubes se caracterizan por fuertes corrientes ascendentes, un gran contenido de agua líquida, gotas de grandes dimensiones y una dimensión vertical.

El granizo se produce, pues, frecuentemente durante las tormentas eléctricas. Sin embargo, las granizadas no ocupan sino una pequeña parte de esas tormentas y un espectador en el suelo puede no observar la granizada.

El granizo generalmente al caer debe atravesar varios kilómetros de aire, cuya temperatura es superior a 0°C. Los pedriscos pueden, entonces, fundirse antes de llegar al suelo. Esto quizá explica el hecho de que se observe raras veces granizo en el suelo en las regiones ecuatoriales.

Estudiando la precipitación se han mencionado los hidrometeoros que llegan al suelo. Cayendo a través de la atmósfera estas partículas de agua, sólidas o líquidas, reducen la visibilidad. Los litometeoros, tales como el polvo o el humo, dificultan igualmente la visión de los objetos lejanos. A continuación se estudiará cómo se mide la visibilidad y cuáles son los factores que la hacen variar.

#### CUESTIONARIO

1. El radio promedio de las gotitas de una nube es de 20 m. ¿Cuál debe ser la velocidad límite de caída? ¿Por qué es necesario que el radio de las gotas de lluvia sea mayor que este valor? ¿Cómo se explica que la condensación por sí sola no pueda lograr el crecimiento de las gotitas de las nubes hasta dimensiones de gotas de lluvia?
2. ¿Qué se entiende por precipitación? ¿Con cuáles formas puede la precipitación abandonar las nubes? Describanse brevemente los tipos de nubes capaces de producir las siguientes clases de precipitación:
  - a) llovizna;
  - b) grandes gotas de agua;
  - c) cristales de hielo.
3. Redáctese un texto corto describiendo el mecanismo de Bergeron-Wegener.
4. Explíquese el mecanismo de la coalescencia. ¿Cómo puede éste proporcionar una explicación de la formación de la mayor parte de los aguaceros tropicales?
5. Radáctense breves notas sobre:
  - a) la cencellada translúcida;
  - b) la formación del granizo.

## CAPITULO XIII

### LA VISIBILIDAD

La visión de objetos alejados o de luces durante la noche es perturbada frecuentemente por la presencia en el aire de partículas sólidas o líquidas que puedan ser hidrometeoros (niebla, neblina, lluvia, nieve, etc.) o litometeoros (polvo, humos, etc.).

La luz emitida por los objetos lejanos es absorbida en parte por estas partículas, pero la causa principal de que se reduzca la visibilidad es la difusión de esta luz y, por ello, solamente una pequeña fracción de la misma llega al ojo del observador.

El presente capítulo está dedicado a la visibilidad, a su definición y a las causas de sus variaciones.

#### 13.1 Visibilidad meteorológica

El concepto de visibilidad utilizado en Meteorología se refiere a la visión humana y se expresa en distancia. En consecuencia, se ha buscado una definición tal que un determinado valor de la visibilidad corresponda a un mismo estado de la atmósfera, sea de día o de noche.

La visibilidad más interesante para los meteorólogos es la horizontal, en la proximidad de la superficie terrestre, que puede ser diferente de la visibilidad oblicua observada desde un avión. La visibilidad horizontal varía a veces con la dirección y entonces en los mensajes de observación debe transmitirse el valor mínimo observado.

Las dimensiones angulares de los objetos y su contraste con el fondo desempeñan un papel muy importante para la visibilidad. Es evidente que un edificio oscuro que se destaca sobre el horizonte está más visible que un cordero en un prado, incluso aunque éste esté más próximo. Habrá que tener en cuenta todas estas circunstancias al definir la visibilidad.

#### 13.2 Definición de la visibilidad diurna

Para las observaciones hechas durante el día, se define la visibilidad meteorológica como la mayor distancia a que puede ser visto e identificado un objeto negro de dimensiones apropiadas en el horizonte, contra el cielo. El objeto debe tener dimensiones angulares de 0.5 grados por lo menos, horizontal y verticalmente, sin sobrepasar en ningún caso los 5 grados en el sentido horizontal.

Se puede medir una dimensión angular de 0.5 grados con ayuda de una tarjeta perforada con un agujero de 7.5 mm, sostenida en el extremo del brazo. El objeto utilizado para determinar la visibilidad debe llenar el orificio.

En una determinada medida, la identificación de un objeto depende del conocimiento, por parte del observador, del paisaje circundante. Hay que insistir en que la definición de visibilidad requiere que el observador conozca la forma del objeto que se destaca contra el cielo en el horizonte. No se exige que sea capaz de identificar los detalles.

### 13.3 Visibilidad nocturna

La definición dada anteriormente no es utilizable por la noche. La visibilidad nocturna se define como la mayor distancia a que el objeto negro de dimensiones apropiadas antes citadas podría ser visto e identificado, si la iluminación general se aumentase hasta alcanzar la intensidad normal de la luz diurna.

En la práctica, los objetos de referencia que más interesan para determinar la visibilidad nocturna son los focos luminosos no concentrados, de intensidad moderada, situados a distancias conocidas. Igualmente se pueden utilizar siluetas de colinas y de montañas que destacan contra el cielo.

Percibir luces durante la noche es más fácil que observar objetos contra el cielo en el horizonte. La posibilidad de distinguir luces débiles depende de la intensidad de la luz en la proximidad del observador. Al salir de una habitación brillantemente iluminada, se debe esperar casi media hora para que los ojos se acostumbren completamente al ambiente. Por ello es deseable que, de noche, la observación de la visibilidad se haga al final, después de las demás observaciones realizadas en el exterior.

En un medio oscuro, una luz débil se puede percibir con más facilidad cuando el observador no mira directamente la luz o cuando varía la dirección de su mirada.

El color de la luz influye igualmente en su percepción. Si la claridad ambiente es débil, una luz violeta es más difícil de identificar que una roja.

En la práctica se puede comparar la visibilidad diurna a la de los focos luminosos durante la noche de dos maneras:

- a) por la mayor distancia a la que se puede percibir una luz de intensidad igual a 100 candelas;
- b) por la intensidad de un foco luminoso justamente visible y situado a una distancia específica.

Se han determinado tablas que utilizan estas relaciones para permitir evaluar la visibilidad durante las observaciones nocturnas.

### 13.4 Instrumentos para medir la visibilidad

Se han construido aparatos para medir la visibilidad, pero no son totalmente exactos. No hay, por lo tanto, ventaja en emplear un instrumento para las medidas diurnas, si se dispone de una serie adecuada de puntos de referencia para la observación directa.

Por el contrario, los instrumentos de medida de la visibilidad son útiles en las observaciones nocturnas o cuando no se dispone de puntos de referencia, por ejemplo a bordo de barcos.

### 13.5 Factores que influyen en la visibilidad

Los principales factores que influyen en la visibilidad meteorológica son los siguientes:

- a) las precipitaciones;
- b) la niebla y la neblina;
- c) los rocíos arrastrados por el viento;
- d) las partículas oleaginosas;
- e) el humo;
- f) el polvo y la arena;
- g) la sal.

### 13.6 Efecto de las precipitaciones

En el caso de precipitaciones, la reducción de la visibilidad se debe a las gotitas de agua o a las partículas de hielo. Algunas veces los dos tipos de hidrometeoros se producen simultáneamente.

La visibilidad durante la lluvia depende a la vez de las dimensiones de las gotitas y de su número en un volumen de aire dado. La lluvia débil afecta poco, pero una lluvia moderada reduce, en general, la visibilidad a un valor comprendido entre 3 km y 10 km. Durante fuertes lluvias puede reducirse la visibilidad hasta un valor comprendido entre 50 m y 500 m.

Con llovizna la visibilidad depende de su intensidad y puede variar desde aproximadamente medio kilómetro. Si además hay niebla, la visibilidad puede ser inferior a medio kilómetro.

La nieve reduce la visibilidad más que la lluvia. En caso de nieve moderada, la visibilidad se reduce generalmente a menos de 1 km. Con una fuerte nevada, la visibilidad puede variar desde 200 m hasta menos de 50 m.

El viento puede influir en la reducción de la visibilidad levantando la nieve del suelo, sobre todo cuando está seca y en polvo, provocando una ventisca. Por consiguiente, la reducción de la visibilidad a causa de ventisca es más frecuente, por la baja temperatura, en las latitudes altas.

### 13.7 Niebla y neblina

La niebla está generalmente formada por gotitas de agua; pero, en determinadas circunstancias, puede contener cristales de hielo. Se pueden observar "nieblas heladas" en latitudes altas cuando la temperatura es inferior a  $-20^{\circ}\text{C}$ , a condición de que el viento sea débil y que la situación sea favorable.

En los terrenos elevados, puede considerarse la niebla como una nube al nivel del suelo. Puede ser uno de los tipos de nubes que se forman por ascenso adiabático.

Sin embargo, en general, la condensación tiene lugar preferentemente por la presencia de una superficie fría subyacente. En este caso se producen dos tipos distintos de niebla:

- a) niebla por radiación, que resulta del enfriamiento del suelo por la radiación nocturna;

- b) niebla por advección, provocada por la advección del aire relativamente caliente, sobre una superficie fría.

Las nieblas por radiación se producen durante una noche despejada. El suelo se enfriá por radiación y el aire que está en su contacto se enfriá por conducción. Sin embargo, debido a que el aire es mal conductor del calor, el enfriamiento puede limitarse a algunos centímetros de aire sobre el suelo. En estas condiciones puede formarse rocío o escarcha sobre el suelo que está más frío, lo que disminuye el vapor de agua del aire.

No obstante, por poca turbulencia que haya, producirá una mezcla de aire y, de esta forma, el enfriamiento puede propagarse hasta un espesor mayor. Si la turbulencia es suficiente pueden formarse Stratus (véase el párrafo 11.3).

Con una turbulencia moderada, causada por viento débil, se puede formar niebla. Las condiciones para la formación de niebla son bastante reducidas y, a causa de situaciones locales particulares, la niebla se forma más fácilmente en determinados lugares. De una manera general, las condiciones necesarias para la formación de niebla por radiación son: punto de rocío bastante elevado, enfriamiento suficiente durante la noche y ligera turbulencia.

La niebla por advección se forma cuando se desplaza aire hacia regiones oceánicas o terrestres más frías, siendo la temperatura de la superficie menor que la del punto de rocío del aire en movimiento. Sobre la tierra, el enfriamiento por radiación intensifica los efectos de la advección cuando el aire caliente y húmedo procede del mar. Es lo que podría llamarse niebla por radiación y por advección.

Igualmente la advección es la causa de la formación de nieblas de vapor. En este caso el aire frío conducido por advección sobre una superficie de agua caliente proporciona, por evaporación el vapor de agua. El efecto es similar al que se produce en invierno sobre el agua caliente de una bañera.

Esta forma de niebla no implica ningún enfriamiento del aire; por el contrario, experimenta un determinado calentamiento. La niebla resulta de una adición de vapor de agua al aire frío no saturado. Estas nieblas no se producen sino sobre superficies acuáticas en la proximidad de regiones de aire frío, tales como tierras cubiertas de nieve o bancos de hielo en los mares polares.

Los diversos tipos de nieblas estudiados anteriormente podrían ser considerados como nieblas de masas de aire, ya que resultan del enfriamiento en el interior de una extensa masa de aire más o menos uniforme.

Por el contrario, una niebla frontal resulta de la interacción de dos masas de aire. Puede producirse de dos maneras: una de ellas es consecuencia del descenso de la base de las nubes hasta el suelo, tras el paso de un frente, con más frecuencia sobre colinas o montañas que en terreno llano.

Otro tipo de niebla frontal se origina de la saturación del aire por una lluvia continua. Se puede alcanzar así el punto de rocío sin que al aire de las capas bajas se enfrié. Estas condiciones pueden realizarse en el aire frío antes del paso de un frente caliente. Las nieblas prefrontales asociadas a los frentes calientes pueden ser muy extensas.

Las nieblas reducen considerablemente la visibilidad y cambian uniformemente todos los colores del espectro de la luz visible. Los procesos físicos que provocan la niebla pueden igualmente producir neblina. En Meteorología se considera que se trata de niebla y no de neblina cuando la visibilidad es inferior a 1 km.

La mayor parte de las nieblas se disipan por turbulencia o por calentamiento. Aunque la turbulencia sea necesaria para su formación, un aumento de la misma puede disiparlas: el aire más caliente y más seco se mezcla con la niebla y las partículas que la forman se evaporan.

La radiación solar es absorbida por el suelo (y ligeramente por la niebla). El suelo a su vez calienta el aire con el que está en contacto y las partículas que forma la niebla se evaporan.

Sin embargo, es preciso recordar que la superficie superior de la niebla es similar a la de las nubes. Por consiguiente, refleja una parte de la radiación solar incidente, por lo que reduce la cantidad que llega al suelo. El calentamiento del suelo es menor a lo que sería con cielo despejado y sin niebla. La niebla tiende, pues, con su sola presencia, a protegerse de su disipación a causa del calentamiento por radiación solar.

#### 13.8 Rociones

La altura de las olas del mar aumenta cuando la intensidad del viento se incrementa, y para cierta intensidad se forman rociones en la cresta de las olas que se rompen. Si la intensidad aumenta todavía más, se forman estelas de rociones que son arrastradas en el aire.

Cuando el viento es muy fuerte (41 a 47 nudos) los rociones comienzan a reducir la visibilidad. Esta disminución aumenta con la intensidad del viento, y cuando se transforma en huracán (más de 63 nudos) la visibilidad puede estar muy seriamente reducida.

La disminución de la visibilidad por los rociones arrastrados por el viento se puede producir igualmente en las costas cuando el viento procede del mar.

#### 13.9 Partículas de aceite en la atmósfera

En algunas ciudades, la visibilidad puede encontrarse sensiblemente reducida a causa de la presencia de partículas de aceite en el aire. El origen principal de estas partículas es el escape de los vehículos de motor. En numerosas ciudades se investiga activamente para encontrar el medio de reducir la contaminación por partículas oleaginosas, procedentes de focos industriales o de vehículos de motor.

#### 13.10 Reducción de la visibilidad por el humo

Se provoca frecuentemente una bruma densa por el humo procedente de hogares industriales o domésticos. Las partículas más grandes de estos humos tienden a depositarse, pero una importante parte de partículas más finamente divididas tiende a permanecer en suspensión en el aire. Las dimensiones de estas pequeñas partículas son generalmente comparables a las gotitas de agua de las neblinas o nieblas.

La combustión de la mayor parte de las sustancias proporciona minúsculas partículas de carbón. Este carbón contenido en los humos es la causa de las brumas negras que caracterizan las ciudades industriales importantes. El carbono y la madera al quemarse proporcionan diversas sustancias alquitranadas que, al mezclarse con el carbono, constituyen el hollín.

La mayor parte de los combustibles contienen una pequeña proporción de azufre que al arder forma anhídrido sulfuroso ( $\text{SO}_2$ ). La acción de la radiación solar sobre el anhídrido sulfuroso provoca su transformación en anhídrico sulfúrico ( $\text{SO}_3$ ). Este gas es muy higroscópico y tiende a formar gotitas de agua ricas en ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) que, no sólo reducen la visibilidad, sino que representa un peligro para la salud de los habitantes de las ciudades industriales.

Cuando existe una inversión de temperatura que frena los movimientos verticales, el humo permanece confinado en las capas inferiores de la atmósfera. Si la humedad es considerable y el viento débil, puede igualmente producirse niebla y su combinación con el humo reducirá extraordinariamente la visibilidad. Se da el nombre de "smog" (combinación en una sola palabra de los términos ingleses "smoke", humo y "fog", niebla) a esta mezcla que puede perjudicar considerablemente la circulación por carretera y ferrocarril y que plantea graves problemas a la aviación y a la navegación marina.

Además de su efecto sobre la visibilidad, el smog es a menudo una amenaza para la salud de los habitantes de numerosas ciudades. Algunos de los productos de la combustión pueden ser tóxicos.

### 13.11 Reducción de la visibilidad por polvo o arena

El viento puede levantar del suelo polvo o arena que pueden ser arrastrados hacia arriba. La altura que pueden alcanzar estas partículas depende de sus dimensiones y de las condiciones meteorológicas.

Cuando se reduce la visibilidad a menos de un kilómetro, el fenómeno se denomina, según el caso, tempestad de arena o tempestad de polvo. Una tempestad de arena está formada por partículas de arena bastante grandes que son demasiado pesadas para ser elevadas a mayor altura. Los granos de arena son elevados raramente por encima de 20 m ó 30 m y no son arrastrados muy lejos de su lugar de origen.

Las tempestades de polvo están formadas por minúsculas partículas de polvo fino que, ocasionalmente, pueden ser transportadas a muchos kilómetros por encima de la superficie terrestre. Se necesita que haya un determinado número de condiciones favorables para que el polvo pueda ser arrastrado de esta manera y permanezca en suspensión en el aire.

Ante todo es necesario que el suelo esté seco y polvoriento. Se necesita también que el viento alcance al menos una intensidad moderada para que pueda desplazar el polvo. Finalmente, el aire debe ser inestable para que se produzcan movimientos verticales suficientes. Cuando la atmósfera es estable, la turbulencia creada por el viento está amortiguada y el polvo no se eleva sino algunos metros.

Las tempestades de polvo pueden ser duraderas y extensas o, por el contrario, producirse solamente en sitios asociados con ráfagas de pequeña importancia. A veces, se las observa cuando hay poca o ninguna nubosidad, el

suelo está recalentado por el Sol y en sus proximidades se establece un fuerte gradiente térmico vertical.

En determinadas situaciones, el polvo es elevado en presencia de Cumulus muy desarrollados o de Cumulonimbus. El gradiente térmico vertical es evidentemente muy fuerte y el polvo puede ser arrastrado hasta el nivel de las nubes. Más tarde la lluvia arrastra el polvo contenido en el aire.

El tipo más común de tempestad de polvo resulta de vientos fuertes que efectúan un largo recorrido sobre el desierto. Cuando la atmósfera es inestable estas tempestades de polvo pueden durar varias horas. Entonces la visibilidad puede estar reducida a algunos centenares de metros o, excepcionalmente, a algunos metros. Pueden persistir durante la noche, pero entonces son generalmente menos activas debido a la disminución del gradiente térmico vertical.

Las pequeñas partículas de polvo arrastradas por las tempestades de polvo de diversos tipos se difunden progresivamente en toda la atmósfera. Algunas de estas partículas son demasiado pequeñas para caer por gravedad con una velocidad apreciable. Las masas de aire de origen desértico presentan un aspecto brumoso durante largo tiempo y no se tornan claras sino por acción de la lluvia o de la nieve, a miles de kilómetros del lugar de origen del polvo.

### 13.12 Efectos de partículas salinas

Los rociones se evaporan frecuentemente cuando han sido arrastrados en la atmósfera y cada una de las gotitas que se evapora deja como residuo una partícula de sal que puede, más tarde, servir de núcleo de condensación. Las partículas salinas son higroscópicas y el agua se condensa sobre ellas en ciertos casos cuando la humedad relativa es del orden del 70 por ciento. Para una misma concentración de partículas, la sal marina es mucho más activa que el humo para provocar la formación de nieblas. La bruma resultante de la acción de la sal marina tiene un aspecto blanquecino.

Los diferentes factores que afectan a la visibilidad son, a su vez, influenciados por el movimiento del aire. En el siguiente capítulo se estudiarán las características de los varios tipos de vientos locales.

### CUESTIONARIO

1. ¿Qué significa la expresión visibilidad meteorológica? Enumérense las principales causas de la reducción de la visibilidad meteorológica.
2. Defínase la visibilidad diurna. ¿En qué se diferencia la definición de visibilidad nocturna de la visibilidad diurna? ¿Cuáles son los objetos que más interesan para la determinación de la visibilidad nocturna?
3. Redáctense notas breves sobre:
  - a) instrumentos de medida de la visibilidad;
  - b) visibilidad desde un avión;
  - c) niebla marina.

4. ¿Cómo se forman las nieblas?:

- a) por radiación?;
- b) por advección?

¿Qué significa la expresión: niebla por advección y por radiación?

5. Establezcase la diferencia entre nieblas de masas de aire y nieblas frontales. Expónganse brevemente dos procesos de formación de nieblas frontales.

6. Dígase cómo puede ser reducida la visibilidad por:

- a) el humo;
  - b) el polvo;
  - c) las partículas salinas.
-

## CAPITULO XIV

### VIENTOS LOCALES

La naturaleza de la superficie terrestre es muy variable. En ella se encuentran océanos, desiertos, campos de nieve, bosques, lagos, estepas, ciudades, etc. En los continentes, la elevación varía de un punto a otro a causa de las colinas, los valles, las montañas, etc.

En cualquier localidad, la naturaleza del flujo atmosférico está influida por las características de la superficie sobre la que se desplaza y por las variaciones de elevación de la superficie terrestre. En este capítulo se estudiarán algunos de estos efectos.

#### 14.1 Brisa de mar

En las proximidades de las costas, frecuentemente al final de la mañana, se establece un viento que sopla del mar, alcanza su intensidad máxima al comienzo de la tarde, después disminuye progresivamente y cesa por la noche. La intensidad de esta brisa es mayor cuando el día es cálido, pero puede ser débil cuando el cielo está nuboso. Este viento se llama brisa de mar.

La causa básica de este movimiento del aire es el diferente calentamiento de la superficie del mar y de las tierras causado por la radiación solar. En el párrafo 3.6 se había visto que, en el transcurso del día, la temperatura de la superficie del mar no se eleva tan rápidamente como la de la superficie del suelo, y por lo tanto las capas más bajas de la atmósfera se hacen cada vez más calientes sobre la tierra que sobre el mar.

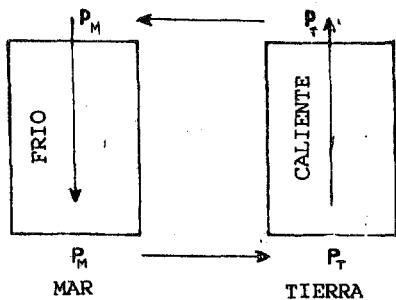


Figura 14.1  
Diferencias de presiones que resultan por diferencias de calentamiento

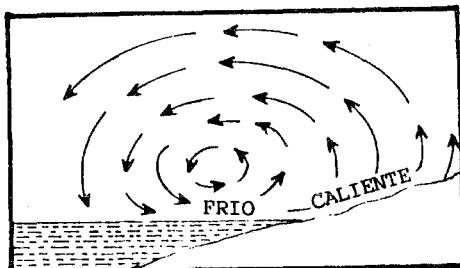
La Figura 14.1 representa dos columnas de aire de la misma altura situadas una sobre la tierra y la otra sobre el mar. El aire caliente sobre la tierra se dilata y tiende a elevarse. Una parte de este aire sobrepasa el límite superior de la columna y penetra en la región situada sobre ella.

La presión  $P_t$  al nivel del límite superior de la columna aumenta y se hace mayor que la presión  $P_m$  al mismo nivel sobre el mar. El resultado es que el aire en la altura tiende a desplazarse hacia el límite superior de la columna fría.

Al nivel del mar, debido a la transferencia de aire en la altura, la presión  $P_m$  sobre el mar es mayor que la presión  $P_t$  sobre la tierra, es decir, se establece una brisa de mar. La circulación se completa por un movimiento descendente del aire sobre el mar, para remplazar el aire que va hacia la tierra.

En la Figura 14.2 se representa el resultado de estos movimientos. En las latitudes mayores que  $20^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente, la fuerza de Coriolis es suficiente para influir sensiblemente sobre la dirección de la brisa de mar cuando se establece la circulación.

Figura 14.2  
Brisa de mar



En los trópicos, los contrastes entre las temperaturas sobre el mar y sobre la tierra son muy marcadas. También es muy grande la tendencia al desarrollo de la inestabilidad sobre las tierras excesivamente calentadas. Por lo tanto, la brisa de mar tiende a ser más fuerte en estas regiones. Cuando el aire situado sobre las tierras es húmedo e inestable, incluso se pueden formar tormentas eléctricas después de que se establezca la brisa de mar.

En ciertas situaciones, el viento del gradiente a escala sinóptica puede tener dirección contraria a la brisa de mar y por tanto retrasa su formación pudiendo incluso a impedir que alcance la costa. Por el contrario, si el viento del gradiente tiene aproximadamente la misma dirección que la brisa de mar, la intensidad del viento resultante será mayor.

Por otra parte, este viento resultante puede, algunas veces, tomar una dirección intermedia entre la del viento del gradiente y la de la brisa de mar. Esto se muestra en la Figura 14.3, donde la longitud de las flechas que representan el viento es proporcional a su intensidad.



Figura 14.3  
Efecto de la brisa de mar  
sobre el viento de gradiente

Al comienzo de la tarde, las diferencias de temperatura aumentan y el gradiente de presión local entre tierra y mar se intensifica. El resultado es un incremento de la brisa de mar. Por otro lado, también se hace mayor la correspondiente fuerza de Coriolis y, por lo tanto, la brisa tiende a orientarse más paralelamente a la costa.

Cerca de los grandes lagos, se produce un fenómeno análogo que provoca una brisa de lago, a una escala menor, claro está, que la brisa de mar.

También los fenómenos de monzón son debidos a diferencias de calentamiento, pero a gran escala. No se trata de vientos locales, sino que se forman entre el océano y un continente entero. El monzón de la India y de otras regiones se forma de esta manera.

#### 14.2 Brisa de tierra

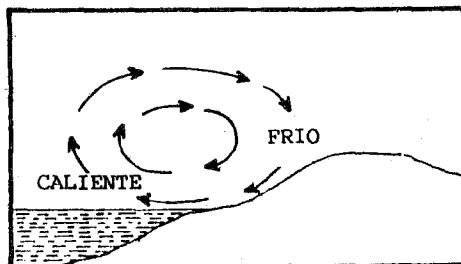
En el curso de la noche, en las regiones costeras, pueden establecerse en las capas bajas brisas de tierra dirigidas de la tierra hacia el mar. Son el resultado del enfriamiento nocturno por radiación que se produce más rápidamente sobre el suelo que sobre el mar.

La temperatura del suelo puede llegar a ser más baja que la del mar y el aire de las capas bajas sobre la tierra se hace más frío que el que se encuentra sobre el mar. Por lo tanto, al ser más frío será más denso y el aire sobre la tierra tenderá a descender.

Como la presión en la altura sobre la tierra se hace más baja que la que hay al mismo nivel sobre el mar, el aire se mueve en la dirección del mar hacia la tierra.

Al nivel del mar se produce lo contrario, la presión sobre el mar llega a ser mayor que la presión sobre la tierra debido al desplazamiento del aire en altitud. El resultado es que el aire en las capas bajas tiende a desplazarse de la tierra hacia el mar. Esto es la brisa de tierra. La Figura 14.4 da una representación esquemática de la circulación que se establece en este caso.

Figura 14.4  
Brisa de tierra



Generalmente, la brisa de tierra es más débil que la brisa de mar ya que las diferencias de temperatura y, por lo tanto, el gradiente local de presión resultante son menores. En las regiones tropicales ambas brisas son más fuertes. Algunas veces obliga a elevarse al aire húmedo e inestable, provocando, al final de la noche, la formación de tormentas eléctricas sobre el mar cerca de la costa.

#### 14.3 Viento catabático

En el transcurso de las noches despejadas el aire se mueve a lo largo de las pendientes de las colinas o montañas y desciende a los valles donde continúa moviéndose hasta los llanos.

Este tipo de flujo se llama viento catabático (proviene del griego y significa "hacia abajo"). Se establece durante la noche, cuando el suelo se enfriá por radiación.

El aire en contacto con ese suelo frío se enfriá a su vez y se vuelve más denso que el aire que le rodea; entonces la gravedad le obliga a descender por la pendiente del terreno.

La Figura 14.5 muestra cómo se establece la brisa de montaña. La línea AB representa la pendiente del terreno. El punto C está situado sobre la pendiente mientras que el punto D, al mismo nivel, será situado en la atmósfera libre.

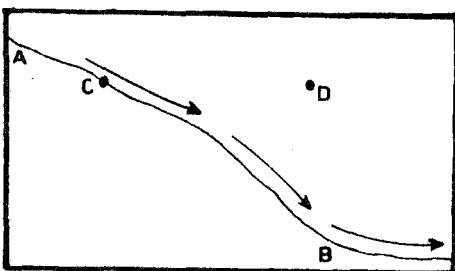


Figura 14.5  
Brisa de montaña

El enfriamiento por radiación, durante la noche clara, baja la temperatura del suelo a C. Por lo tanto, el aire en contacto con el suelo se enfriá por conducción y se hace más denso que el aire en D en la atmósfera libre. Entonces, por gravedad, se establece un flujo de aire descendente a lo largo de la pendiente.

De esta forma, el aire se mueve hacia presiones mayores y, si se comprime adiabáticamente, se calienta y el movimiento cesa. De hecho, el aire permanece en contacto con el suelo frío y continúa perdiendo calor; por lo tanto, el calentamiento no es adiabático y el movimiento continúa.

En general, la brisa de montaña es bastante débil. Sin embargo, en ciertos casos, cuando la pendiente es fuerte y lisa, puede alcanzar una fuerza considerable. Esto es lo que ocurre cuando la superficie está cubierta de nieve o de hielo.

En caso de que las montañas estén próximas al mar, la brisa de montaña puede reforzar la brisa de tierra durante la noche provocando en el mar vientos de tierra muy fuertes.

#### 14.4 Viento anabático

El viento anabático (proviene del griego y significa "de abajo hacia arriba"), resulta del proceso inverso del que provoca el viento catabático. Es un flujo de aire de intensidad moderada que sube por la pendiente de las montañas o de las colinas cuando el tiempo es cálido.

Con este tiempo, cuando el cielo está despejado, las pendientes se calientan por radiación y la temperatura del suelo se hace más elevada que la del aire. El aire que está en contacto con el suelo se calienta a su vez haciéndose más caliente que el que se encuentra al mismo nivel en la atmósfera libre.

Por lo tanto, el aire calentado, menos denso, tiende a elevarse y es remplazado por el aire más frío y más denso que le rodea. Al elevarse a lo largo de la pendiente el aire se expande y se enfriá. Si este enfriamiento fuese adiabático el movimiento cesaría, pero en la realidad, al contacto con la pendiente caliente, se produce un aporte continuo de calor que compensa el enfriamiento y el movimiento continua.

En general, el viento anabático es débil, aunque en un día soleado, el gradiente de presión resultante de las diferencias de temperatura pueda ser mayor. En realidad, el aire ascendente tiene siempre tendencia a separarse de la pendiente para elevarse más rápidamente y formar movimientos de inestabilidad convectiva.

14.5 Foehn

Frecuentemente, sobre las pendientes septentrionales de los Alpes sopla un viento cálido y seco cuyo nombre local es foehn.

El proceso que lo provoca se manifiesta también en otras partes del mundo y los meteorólogos han adoptado este nombre local para designar, de manera general, los vientos cálidos y secos que se producen en otras regiones montañosas.

Cuando el aire en su movimiento encuentra una barrera montañosa, se ve obligado a elevarse y se enfría adiabáticamente. Si su humedad es suficiente, el vapor de agua puede condensarse en gotitas o, algunas veces, si la temperatura es baja y existen núcleos de congelación, formar cristales de hielo.

Durante la formación de la nube, el calor latente liberado compensa en parte el enfriamiento adiabático y el aire se enfriá según el gradiente térmico vertical adiabático saturado. Esta liberación de calor latente constituye la esencia del proceso que más tarde dará origen al foehn.

De la nube orográfica que se forma a barlovento de la montaña, pueden caer precipitaciones en forma de lluvia o nieve. Estas precipitaciones reducen la cantidad de agua que queda en el aire que va a franquear las crestas. Este proceso es también esencial en la formación del foehn.

Son, pues, dos procesos importantes los que tienen lugar en el aire ascendente sobre la vertiente a barlovento de la montaña: la liberación del calor latente que es cedida al aire que asciende y la pérdida de agua en forma de gotitas o cristales de hielo que lo hacen más seco de lo que estaba al principio.

Durante el descenso por la otra vertiente, el aire se calienta por compresión adiabática. Las gotitas de agua que contiene la nube se evaporan y enfrían en el aire, compensando en parte el calentamiento adiabático. Este calentamiento más lento corresponde, pues, al adiabático saturado.

Pero una parte de las gotitas de agua que se formaron durante el ascenso ha dejado ya el aire en forma de precipitación. Entonces las gotitas que quedaron se evaporan en un descenso más corto y por lo tanto la base de la nube está más alta a sotavento que a barlovento de la montaña.

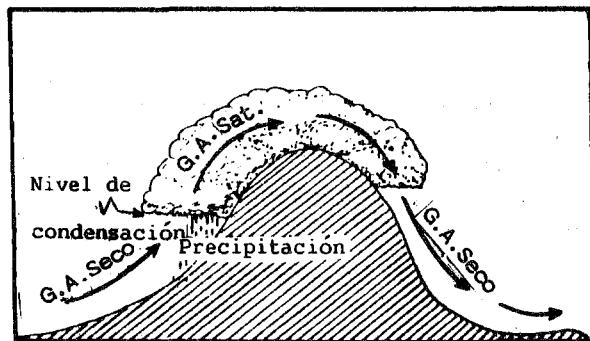
Por debajo del nivel de la nube, el aire continúa descendiendo y se calienta rápidamente según el gradiente térmico vertical adiabático seco.

Al llegar al llano, el aire tiene una temperatura superior que la que tenía antes de franquear la montaña. Esto es debido a que el calor latente correspondiente a las precipitaciones ha quedado en el aire, mientras que el agua precipitada quedó sobre la otra vertiente.

El foehn que llega a las pendientes inferiores de la montaña es, pues, caliente y seco porque parte de la humedad se convirtió en precipitación.

La Figura 14.6 representa el mecanismo del foehn. Se observará que la base de la nube a barlovento de la montaña está más baja. Conviene recordar que, para que el aire sea seco, es necesario que existan precipitaciones.

Figura 14.6  
Efecto foehn



#### 14.6 Variaciones de temperatura en el curso de la formación del foehn

Para ver claramente cómo varía la temperatura en el curso de la formación del foehn, véase un ejemplo: supóngase que el aire se eleva a 3 km para franquear la cadena de montañas y que a barlovento la base de la nube está situada a 1 km sobre el nivel del llano. Supóngase también que se produce precipitación durante el ascenso y que en consecuencia la base de la nube a sotavento se sitúa 1 km más arriba que en la otra vertiente.

La Figura 14.7 muestra las temperaturas que resultarán en las siguientes condiciones: suponiendo que la temperatura inicial del aire sea 20°C, que el enfriamiento adiabático seco sea de 10°C por km, que el enfriamiento adiabático saturado sea de 6°C por km y que el calentamiento, tanto en ascenso como en el descenso tenga el mismo valor. Asimismo se puede observar que la temperatura del aire ha aumentado como consecuencia de haber pasado sobre la montaña.

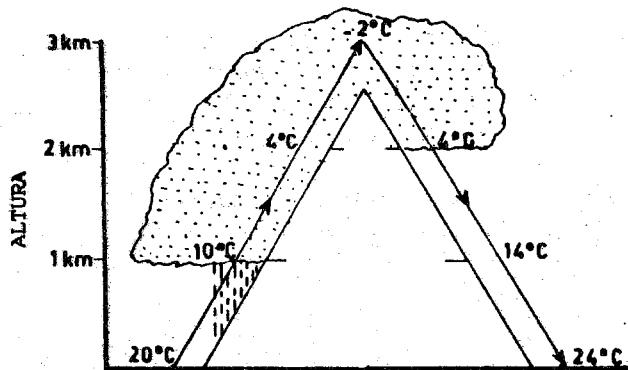


Figura 14.7  
Variaciones de temperatura en el curso de la formación del foehn

No todos los vientos de montaña van acompañados de efecto foehn. Cuando el aire es demasiado seco para que forme una nube orográfica, durante el ascenso se enfria adiabáticamente por expansión y durante el descenso, por compresión, se calienta exactamente lo mismo que se enfrió durante el ascenso.

Si se forma una nube orográfica, pero sin precipitación, la base de la nube tiene la misma altura en las dos vertientes. Suponiendo que en el ejemplo de la Figura 14.7 no se hubiera producido precipitación, el lector podrá determinar cómo varía la temperatura en el descenso. También podrá comprobar que las variaciones de la temperatura son las mismas, aunque en sentido inverso, que las que tuvo el aire durante el ascenso. La temperatura final del aire es igual a su temperatura inicial. No hay por lo tanto efecto foehn.

Los vientos locales son los responsables de la mayoría de las particularidades del tiempo en una determinada localidad donde la superficie de la Tierra no sea uniforme. Sus efectos, a menudo, son muy marcados, particularmente cuando provienen de otros fenómenos meteorológicos.

En el próximo capítulo se estudiarán algunos de los fenómenos atmosféricos más violentos y cómo se producen.

#### CUESTIONARIO

1. Describábase la formación de la brisa del mar y de la corriente de retorno en la altura. Hágase un esquema.
  2. Describábase el viento catabático y anabático. Represéntese en un esquema la formación de estos tipos de brisa.
  3. Redáctese una nota breve sobre cada uno de estos fenómenos:
    - a) la brisa de lago;
    - b) la brisa de tierra.
  4. ¿Qué se entiende por foehn? Describanse los procesos que explican las dos propiedades siguientes de este viento:
    - a) temperatura alta;
    - b) humedad relativa baja.
  5. Describanse los efectos del viento del gradiente sobre la brisa del mar. ¿Por qué el efecto de brisa de mar puede cambiar de dirección cuando la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar aumenta?
-



## CAPITULO XV

### FENOMENOS LOCALES VIOLENTOS

Ciertos fenómenos meteorológicos frecuentes son demasiado pequeños para poderlos reconocer en los mapas sinópticos comunes, aunque sus efectos sean, algunas veces, localmente importantes. En el capítulo precedente ya se ha visto que los vientos locales entran en esta categoría. Pero también están incluidos en la misma fenómenos más violentos tales como las tormentas eléctricas y los tornados.

En este capítulo se tratará de las características de los tipos más frecuentes de fuertes tormentas y de los procesos físicos que les están asociados.

#### 15.1 Importancia meteorológica de la noción de escala

Las dimensiones de los fenómenos meteorológicos son muy variables y van desde los pequeños torbellinos hasta los fenómenos a escala hemisférica o global, pasando por las tormentas eléctricas y por las depresiones.

La micrometeorología se ocupa de los procesos meteorológicos a pequeña escala; el prefijo "micro", tomado del griego, significa "pequeño"; por lo tanto, la micrometeorología se interesa principalmente por fenómenos tales como la turbulencia o la evaporación, que se producen en las capas vecinas al suelo.

Otros fenómenos tales como la brisa de mar o las tormentas eléctricas son objeto de la mesometeorología. El prefijo "meso" viene también del griego "mesos" que significa "media". La mesometeorología se interesa principalmente por los procesos de dimensiones medias a los que algunas veces se les define como los aspectos a escala media de la circulación general.

Se dice que pertenecen a la escala sinóptica, las depresiones (bajas) y las anticipaciones (altas) que aparecen en los mapas sinópticos del tiempo. La meteorología sinóptica estudia este tipo de sistemas.

Finalmente, en los mapas hemisféricos pueden observarse fenómenos de mayor extensión. Las grandes ondas y la configuración de la circulación general son fenómenos de escala muy grande y su estudio lo efectúa la macrometeorología, nombre formado por el prefijo "macro", del griego "macros" que significa "grande".

En este capítulo se estudiarán algunos de los fenómenos de escala media que producen severas condiciones meteorológicas. Debido a que generalmente no pueden detectarse en los mapas sinópticos, a menudo se les califica de locales, sin que esto signifique que sus efectos sean despreciables. De hecho, uno de los fenómenos más violentos es el tornado; no obstante, sus efectos están limitados a un área relativamente reducida.

#### 15.2 Tormentas eléctricas

En el Capítulo IX, se ha tratado de los diversos tipos de meteoros no astronómicos que se estudian en Meteorología. Un electrometeoro se define como una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica.

Por lo tanto, una tormenta eléctrica es un electrometeoro. La Organización Meteorológica Mundial la define como una o varias descargas bruscas de la electricidad atmosférica que se manifiestan por un destello breve e intenso (relámpago) y por un ruido seco o un retumbo sordo (trueno).

El trueno es el ruido de la descarga eléctrica que constituye el relámpago. Como la velocidad del sonido es menor que la de la luz, el trueno puede oírse con cierto retraso después de haberse percibido el relámpago, si la distancia entre la tormenta y el observador es grande.

El viento violento, las lluvias torrenciales, los relámpagos y los truenos ponen de manifiesto las enormes cantidades de energía puestas en acción en el transcurso de una tormenta eléctrica. Esta energía la suministra principalmente el calor latente liberado en la condensación del vapor de agua. Una parte de este calor se convierte en energía cinética y esto explica los vientos violentos que acompañan las tormentas eléctricas.

Las tormentas eléctricas se producen en las nubes convectivas y, generalmente, van acompañadas de precipitaciones que llegan al suelo en forma de chubascos de lluvia, nieve granulada, hielos granulado o granizo.

En el párrafo 12.8 ya se ha estudiado la formación de granizo. Generalmente, el granizo y los relámpagos van juntos, pero a menudo el granizo se funde antes de alcanzar el suelo.

El relámpago es una chispa eléctrica a gran escala. Esta chispa o descarga eléctrica se produce cuando la diferencia de potencial eléctrico entre dos puntos separados por el aire alcanza un valor muy elevado. Este valor depende de la conductividad del aire y de la distancia entre los dos puntos.

En las nubes estas diferencias de potencial eléctrico se producen por la separación de las cargas eléctricas positivas y negativas, pero aún se ignora mucho sobre los mecanismos que provocan esta separación.

Sin embargo, se sabe que la superficie exterior de las gotitas de agua está constituida, en gran parte, por cargas eléctricas negativas y que, inmediatamente debajo de esta capa, existe otra de cargas positivas. Las fuerzas de fricción que actúan durante las tormentas podrían arrancar la capa exterior de las gotitas y separar de esta forma las cargas. Esta separación podría también producirse por la congelación del agua o por la fusión de los cristales de hielo.

De las investigaciones realizadas con globos sonda o por otros medios, resulta que la repartición de las cargas en una nube con tormenta eléctrica se caracteriza principalmente por:

- a) una zona cargada positivamente en la cima de la nubes;
- b) una concentración de partículas cargadas negativamente en la parte central de la nube.

Debajo de la región cargada negativamente existe, a menudo, una segunda región de cargas positivas más reducida.

Cuando la diferencia de potencial eléctrico entre la nube y el suelo o entre dos nubes o entre diferentes partes de una misma nube excede a la diferencia de potencial de ruptura se produce una descarga (relámpago, rayo).

### 15.3 Formación y evolución de celdas en una tormenta eléctrica

A menudo es posible distinguir las torres que sobresalen de la parte en crecimiento de una nube convectiva. Otras veces se pueden observar masas o líneas de tormentas eléctricas unidas entre sí y que se extienden sobre distancias horizontales que sobrepasan los 50 km.

Algunas veces es posible asociar una tormenta eléctrica con una cierta unidad de circulación convectiva que se llama celda. El diámetro de una celda en una tormenta eléctrica es del orden de 10 km y una celda aislada puede formarse a partir de varios Cumulus en desarrollo. En otros casos, aparecen activas torres que sobrepasan una extensa masa nubosa.

En general, las celdas adyacentes tienen tendencia a reunirse. Sin embargo, pueden habitualmente distinguirse por la configuración del eco de sus precipitaciones en la pantalla del radar. Por otra parte, los aviones atraviesan a menudo regiones menos turbulentas situadas en la zona que separa las celdas.

Fundándose en la velocidad y en el sentido de las corrientes verticales se pueden distinguir tres períodos en la vida de una celda de tormenta eléctrica.

- a) la fase de crecimiento;
- b) el período de madurez;
- c) la fase final.

Durante el crecimiento existen en toda la nube fuertes corrientes ascendentes. Aunque las observaciones por avión en el interior de la nube indican la presencia de lluvia o nieve, parece ser que estas precipitaciones quedan suspendidas por las corrientes verticales ascendentes, ya que en esta etapa no llegan al suelo. La Figura 15.1 representa el estado de celda en esta fase.

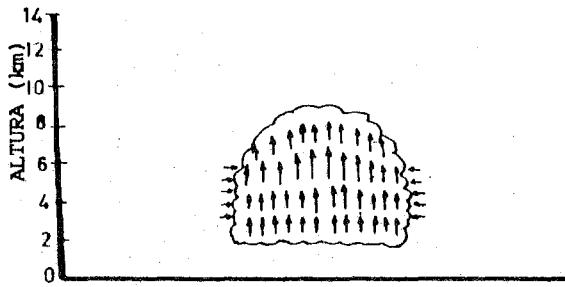


Figura 15.1  
Celda de tormenta eléctrica  
en su fase de crecimiento

El período de madurez comienza cuando las gotas de agua o las partículas de hielo caen de la base de la nube. Salvo en las regiones áridas, estas gotas y partículas alcanzan el suelo en forma de precipitación. Sus dimensiones y su concentración son demasiado grandes para que las corrientes ascendentes puedan sostenerlas.

La fricción ejercida por la caída de los hidrometeoros ayuda a cambiar, en ciertas partes de la nube, el movimiento ascendente en movimiento descendente. Sin embargo, el movimiento ascendente persiste y frecuentemente alcanza su máxima intensidad en la parte superior de la nube, cuando comienza el período de madurez.

En general, el movimiento descendente es menos intenso y se observa sobre todo en la parte inferior de la nube. Cuando el aire descendente alcanza la proximidad del suelo se ve forzado a extenderse horizontalmente produciendo, a menudo, violentas ráfagas. En esta corriente, la temperatura es más baja que la del aire que la rodea. La Figura 15.2 representa una celda de tormenta eléctrica en estado de madurez.

En este estado, una celda de tormenta eléctrica va acompañada de fenómenos violentos en las proximidades de la superficie terrestre, en particular fuertes corrientes descendentes de aire frío, ráfaga, lluvia torrencial y a menudo granizo.

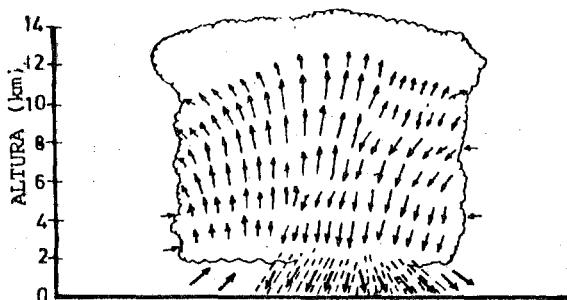
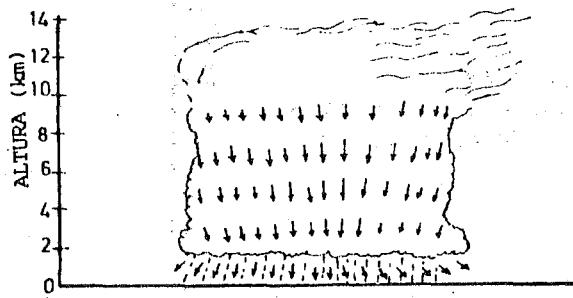


Figura 15.2  
Celda de tormenta eléctrica  
en su madurez

En la fase final la corriente ascendente desaparece completamente. La corriente descendente abarca la totalidad de la celda y, por lo tanto, no puede producirse condensación. Esta corriente se debilita cuando cesa la formación de gotas de agua y partículas de hielo. En la Figura 15.3 está representado este proceso.

Mientras la lluvia y la corriente descendente persistan, la totalidad de la celda de tormenta eléctrica es más fría que el aire que la rodea. Cuando cesan, la temperatura en el interior de la celda recobra el mismo valor que tiene el aire que la rodea. La disipación de la nube es completa y no quedan más que algunas nubes estratiformes. En la superficie ha desaparecido toda traza de tormenta eléctrica y de ráfaga.

Figura 15.3  
Celda de tormenta eléctrica  
en su fase final



#### 15.4 Tipos de tormentas eléctricas

Las tormentas eléctricas pueden producirse en diversas situaciones sinópticas. Las condiciones iniciales favorables para su formación son:

- a) presencia de aire húmedo en un gran espesor de la atmósfera;
- b) una atmósfera inestable para el aire saturado que se extienda hasta grandes alturas;

- c) un potente mecanismo que fuerce el aire a elevarse a grandes alturas.

Las tormentas eléctricas pueden formarse en el interior de una masa de aire. A éstas se las conoce con el nombre de tormentas eléctricas de masa de aire. El mecanismo que provoca el movimiento ascendente puede ser: el ascenso orográfico, la convección o los movimientos ascendentes extensos. Todos estos factores han sido estudiados en el Capítulo XI.

También pueden producirse tormentas eléctricas como resultado de la interacción de dos masas de aire: son las tormentas eléctricas frontales. En este caso el ascenso ocurre porque el aire frío desplaza al aire caliente y húmedo, o porque el aire caliente y húmedo se desplaza sobre el aire más frío.

Algunas veces, el ascenso del aire húmedo inestable puede producirse por la combinación de varios procesos. El ascenso por sí mismo tiende igualmente a reforzar el gradiente térmico vertical y, por lo tanto, favorece el desarrollo de las tormentas eléctricas.

#### 15.5 Detección de las tormentas eléctricas

Las tormentas eléctricas son fenómenos a escala media y, a menudo, es difícil detectarlas en los mapas sinópticos normales debido a la separación de las estaciones de observación.

Algunas veces, una red de observación más densa en una región limitada, por ejemplo; en las proximidades de un aeropuerto importante, permite detectar, por un análisis más detallado, tormentas eléctricas locales.

En los últimos años se utilizan cada vez más equipos electrónicos para localizar las tormentas eléctricas. Uno de los métodos empleados consiste en determinar la posición de las descargas eléctricas de las tormentas eléctricas. Como los relámpagos provocan parásitos radioeléctricos, este hecho puede utilizarse para tal fin.

Cuando se produce un relámpago, una parte de su energía se emite en forma de ondas radioeléctricas de baja frecuencia que siguen la curvatura terrestre, debilitándose muy lentamente y pueden ser detectadas a millares de kilómetros de distancia.

A los parásitos que resultan de los relámpagos, a menudo, se les llama abreviadamente atmosféricos. El material utilizado para localizar su origen se llama equipo de detección de atmosféricos. Un cierto número de estaciones muy separadas, intercomunicadas por teléfono o por radio, determinan simultáneamente la dirección de una misma descarga cuya posición puede así ser calculada por triangulación. Las observaciones de atmosféricos permiten detectar tormentas eléctricas situadas a dos o tres mil kilómetros sobre los océanos o regiones deshabitadas.

También pueden detectarse tormentas eléctricas con la ayuda del radar. Un tipo especial de transmisor de radio emite ondas de cierta longitud de onda que son reflejadas, difundidas y absorbidas por las gotas de agua y los cristales de hielo.

Cuando estas partículas son más grandes que cierto límite, parte de la energía puede ser devuelta en dirección al emisor y recibida por una antena

receptora. Entonces las señales reflejadas pueden observarse en forma de ecos sobre una pantalla catódica.

Las gotas de lluvia y los cristales de nieve son lo suficientemente grandes para producir ecos en el radar. Por este procedimiento puede observarse la configuración de las precipitaciones a varios cientos de kilómetros de distancia. Estos ecos de las tormentas eléctricas tienen forma y evolución características.

#### 15.6 Tornados

Los tornados son las perturbaciones atmosféricas más violentas y, sin embargo, son demasiado pequeñas para poderlas descubrir en los mapas sinópticos normales. Su diámetro varía desde menos de 100 m hasta 1 km, aproximadamente.

En ellos, el viento puede alcanzar más de  $500 \text{ km}^{\text{h}-1}$  en la superficie terrestre. Se desplazan a  $50 \text{ km}^{\text{h}-1}$  por hora, aproximadamente, y su recorrido, generalmente, no es más que de algunos kilómetros. Sin embargo, sucede ocasionalmente que algunos tornados parecen permanecer activos en distancias del orden de 100 km o más.

Un tornado resulta siempre de una excesiva inestabilidad de la atmósfera con un gradiente térmico vertical muy pronunciado. También están estrechamente asociados con tormentas eléctricas muy severas. Su nombre deriva de la palabra española "tronada", que significa tormenta eléctrica.

El tornado se presenta al principio como una nube en forma de embudo que se desarrolla a partir de la base de un Cumulonimbus. Cuando el extremo del embudo alcanza el suelo produce daños considerables, destruyendo edificios y aspirando residuos y polvo. Automóviles, animales y objetos pesados pueden ser levantados y arrojados a varios cientos de metros.

La destrucción de los edificios se debe no solamente a los vientos fuertes, sino también a un efecto explosivo. La caída de presión puede exceder de 50 milibares en menos de un minuto y la gran diferencia de presión entre el interior del edificio cerrado y el exterior hace el efecto de una explosión, haciendo saltar con violencia hacia el exterior los muros y los techos.

En promedio se observan cerca de 200 tornados por año en los Estados Unidos de América. El Valle del Mississippi es la región del mundo donde son más frecuentes. Sin embargo, los tornados pueden producirse en todos los continentes y originan daños considerables cuando se producen en regiones habitadas.

#### 15.7 Trombas

Las trombas se producen sobre el mar y causan importantes daños a los navíos que se encuentran en su trayectoria. Existen dos tipos.

Uno de estos se forma a partir de la base de un Cumulonimbus. Realmente es un tornado producido sobre el agua. El otro tipo se forma a partir de la superficie del agua y se desarrolla hacia arriba y no está, por lo tanto, asociado directamente a ninguna nube.

Este segundo tipo es mucho menos violento que el primero. Su actividad es del mismo orden que la de los torbellinos de arena que se forman en los desiertos excesivamente calentados por el sol.

Ya se ha visto que las tormentas locales son a menudo violentas y causan daños importantes. Por lo tanto, es necesario utilizar métodos especiales para detectarlas ya que la presencia de fenómenos a esta escala no se pueden descubrir fácilmente en los mapas sinópticos utilizados normalmente en los centros meteorológicos. No obstante, estos mapas son muy útiles para determinar la presencia de fenómenos a escala sinóptica, como son las depresiones (bajas) y los anticiclones (altas). Estos sistemas están asociados con fenómenos a gran escala, que se estudiarán en los próximos capítulos.

#### CUESTIONARIO

1. Explíquense las características físicas de una tormenta eléctrica en lo referente a:
  - a) la fuente de energía;
  - b) la separación de las cargas eléctricas.
2. Expóngase brevemente la formación y la evolución de una celda de tormenta eléctrica, distinguiendo:
  - a) la fase de crecimiento;
  - b) la fase de madurez;
  - c) la fase final.Hágase un diagrama que represente las características de la tormenta eléctrica en la etapa de madurez.
3. Redáctense notas breves sobre:
  - a) la mesometeorología;
  - b) los instrumentos de detección de atmosféricos;
  - c) las trombas.
4. ¿Cuáles son las condiciones iniciales necesarias para la formación de una tormenta eléctrica? Hágase la distinción entre tormentas eléctricas de masas de aire y tormentas eléctricas frontales.
5. Describanse las características de los tornados. Explíquense las causas del efecto explosivo.



## CAPITULO XVI

### MASAS DE AIRE Y FRENTES

Cuando el aire permanece varios días o semanas sobre una gran región uniforme tiende a adquirir determinadas características que dependen de las propiedades de la superficie subyacente. Si el aire es más frío que la superficie, se calienta y el calor se transfiere hacia arriba a través de una capa de varios kilómetros de espesor. Del mismo modo, el aire que permanece sobre el océano se vuelve progresivamente más húmedo.

Así, tanto la temperatura como la humedad del aire tienden a ponerse en equilibrio con las de la superficie subyacente hasta un cierto punto en que depende de diversos factores, de los cuales el más importante es el tiempo que dure sobre la región.

En este capítulo se examinarán primeramente las condiciones en las cuales un espesor considerable de aire adquiere una distribución vertical de temperatura y de humedad, que es característica de la superficie subyacente. Despues, se verá lo que se produce cuando este aire encuentra otro aire que ha permanecido cierto tiempo en una región distinta.

#### 16.1 Definición de una masa de aire

Cuando el aire posee propiedades similares en una gran extensión se le llama masa de aire. En cada nivel, la temperatura y la humedad tienen, aproximadamente, los mismos valores sobre grandes distancias horizontales.

#### 16.2 Regiones generadoras de masas de aire

Para que una masa de aire tenga propiedades uniformes es necesario que permanezca, más o menos durante cierto número de días, sobre una gran región donde la superficie subyacente tenga también características bastante uniformes. Esta región se llama región generadora de masa de aire.

Este aire estacionario se encuentra, la mayoría de las veces, en los grandes anticiclones (altas) fijos o lentamente móviles. En la proximidad de los centros de estas áreas de alta presión, el gradiente de presión es débil y el viento suave o nulo prevalece sobre grandes extensiones de la superficie terrestre.

Con referencia al párrafo 9.5 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se verá que estas condiciones se encuentran en la proximidad del cinturón de altas presiones subtropicales y de los anticiclones polares de cada hemisferio.

El aire también puede permanecer estacionario durante largo tiempo sobre otras regiones. A menudo, se observan grandes anticiclones en invierno sobre los continentes.

#### 16.3 Clasificación de las masas de aire

Algunas veces, en los esquemas simplificados de la circulación general de la atmósfera figura en cada hemisferio un solo frente - el frente polar - que circunvala la Tierra en las latitudes medias. Puede presentar meandros hacia los polos o hacia el ecuador, formando una serie de ondulaciones alrededor de cada hemisferio.

El aire caliente del lado ecuatorial del frente polar se designa con el nombre de "masa de aire tropical". Por supuesto, puede incluir aire de las regiones subtropicales o de las tropicales.

Del lado polar del frente polar, el aire es frío y se designa por la expresión "masa de aire polar". Este aire no proviene necesariamente de las regiones polares, puede venir igualmente de regiones subpolares.

Esta imagen simplificada no incluye más que dos masas de aire: una masa de aire tropical caliente y una masa fría de aire polar. Esto es casi exacto en la media y en la alta troposfera. Sin embargo, en la baja troposfera la realidad es mucho más compleja.

Esta complejidad proviene de dos causas principales. La primera estriba en que la circulación en las capas bajas es en sí mucho más compleja y en ella, temporal o transitoriamente, se forman masas de aire con frentes aislados y a menudo efímeros.

En segundo lugar, los continentes y los océanos transfieren algunas propiedades al aire que está encima. Por lo tanto, resultan masas de aire diferentes, de una forma más marcada en las capas bajas que en los niveles altos.

Una forma de clasificar las masas de aire es referirlas a sus regiones generadoras, sobre todo resulta útil en las regiones próximas a la fuente de la masa de aire, pero es imposible conservar largo tiempo esta designación cuando se estudia una parte importante de la Tierra.

El aire, al desplazarse de unas regiones a otras cambia de propiedades y, por lo tanto, esta designación basada en su región generadora sólo se puede aplicar a la historia reciente de la masa de aire.

Sin embargo, para la baja troposfera, ciertos meteorólogos utilizan una clasificación general que se basa esencialmente en la latitud de la región generadora. Para órdenes de latitud creciente, utilizan los términos siguientes:

- a) aire ecuatorial;
- b) aire tropical;
- c) aire polar;
- d) aire ártico o antártico.

El factor más influenciado por la latitud es la temperatura. A menudo, la distinción entre a) y b) es difícil de hacer dado que las diferencias de temperatura muy marcadas se mantienen raramente mucho tiempo en las regiones más calientes de la Tierra. Por el contrario, el aire ártico es extremadamente frío y seco (porque sólo puede contener poco vapor de agua) y, en consecuencia, algunas veces es posible distinguir la existencia de un frente entre c) y d).

Una clasificación secundaria toma en consideración las diferencias de humedad entre dos masas de aire. El aire de origen oceánico contiene mucho vapor de agua y se le llama masa de aire marítimo, mientras que una masa de aire formado sobre una superficie continental es relativamente seca y por eso se le designa con el nombre de masa de aire continental.

Las propiedades características adquiridas por la masa de aire en su región de origen pueden manifestarse en los radiosondeos. También pueden identificarse las masas de aire por los contrastes que aparecen entre ellas a lo largo de los frentes en los mapas sinópticos.

#### 16.4 Símbolos de las masas de aire

La clasificación más sencilla, que se basa en las regiones generadoras de las masas de aire, tiene únicamente en cuenta la temperatura y la humedad. Las masas de aire tropicales (T) y polares (P) se suponen que son relativamente calientes o frías, respectivamente. Las masas de aire marítimo (m) están consideradas como húmedas y las masas de aire continental (c) como secas.

Por lo tanto, se pueden distinguir cuatro tipos de masas de aire y para designarlas se utilizan los siguientes símbolos:

Tropical marítimo	- Tm
Tropical continental	- Tc
Polar marítimo	- Pm
Polar continental	- Pc

Sin embargo, las masas de aire sufren modificaciones cuando dejan su región de origen. El aire frío que pasa sobre una superficie cálida se calienta por la base. Inversamente, el aire caliente pierde calor cuando se desplaza sobre una superficie más fría.

Estas modificaciones de temperatura actúan sobre el gradiente térmico vertical y, por consecuencia, sobre la estabilidad. Cuando el aire se vuelve inestable el vapor de agua es llevado a niveles más altos. Por el contrario, la formación de una inversión de temperatura puede impedir la transferencia vertical del vapor de agua.

Además, cuando las masas de aire son más calientes o más frías que la superficie sobre la que pasan, se producen fenómenos muy marcados. Esto nos lleva a una nueva subdivisión de las masas de aire y para la cual se utilizan los siguientes símbolos:

- a) aire más frío que la superficie sobre la cual se desplaza (K);
- b) aire más caliente que la superficie sobre la cual se desplaza (W).

Estos símbolos pueden combinarse con los que indican la región generadora de la siguiente forma:

TmK	TmW
TcK	TcW
PmK	PmW
PcK	PcW

Por ejemplo: PmK designa una masa de aire polar marítimo más frío que la superficie sobre la que se desplaza. Es lo que ocurre cuando la masa se desplaza hacia el ecuador sobre una superficie caliente.

Inversamente, el aire del mismo origen (Pm) puede desplazarse hacia el polo sobre una superficie más fría. Por consiguiente, es más caliente que la superficie y se designará con el símbolo PmW.

Se observará que los símbolos K y W no se refieren a la temperatura real del aire, sino a la diferencia entre la temperatura del aire y la de la superficie subyacente. Por ejemplo: el aire frío puede ser designado por el símbolo W si es más caliente que la superficie subyacente, aún más frío que él, sobre la cual se desplaza.

Véanse ahora algunas de las modificaciones que sufren las masas de aire cuando dejan su región de origen.

#### 16.5 Evolución de las masas de aire

Cuando una masa de aire se desplaza sobre una superficie más caliente que ella (se utiliza el símbolo K) se calienta por su base. Entonces, la inestabilidad térmica se desarrolla en las capas bajas y luego se extiende hacia arriba. Si el aire inicialmente contenía inversiones, éstas se destruyen y se establece uniformemente en la baja troposfera un fuerte gradiente térmico vertical.

Si la masa de aire (K) se desplaza sobre el agua, su humedad aumenta. La convección transporta el vapor de agua a niveles más altos donde se condensa formando nubes cumuliformes. Pueden originarse sucesivamente Cumulus, grandes Cumulus y Cumulonimbus acompañados eventualmente de chubascos e incluso de tormentas eléctricas.

Si la masa de aire (K) se desplaza sobre el continente absorbe menos humedad y la formación de nubes convectivas se retrasa hasta que el calentamiento en la base extiende la inestabilidad a una altura mayor.

Por el contrario, una masa de aire (a la que se le asignará el símbolo W) al desplazarse sobre una superficie más fría que ella, pierde calor en sus capas bajas y se vuelve más estable, lo cual puede impedir completamente la convección.

El enfriamiento en la base provoca la formación de una capa de aire frío en superficie. Sin embargo, el aire situado sobre la inversión no tiene ninguna modificación, salvo por el enfriamiento lento causado por la radiación hacia el espacio. Eventualmente, el aire cerca de la superficie terrestre puede enfriarse por debajo de su punto de rocío y existe la posibilidad de formación de nieblas o de Stratus; también se puede producir mala visibilidad y quizás lluvia.

En general, se supone que las características de las masas de aire se modifican lentamente. Por ejemplo: el aire polar que penetra en las regiones tropicales y permanece allí debe experimentar lentas modificaciones antes de que pueda designársele como aire tropical.

#### 16.6 Características generales de los frentes

Nunca se observan en la atmósfera superficies de discontinuidad claras entre dos masas de aire. Más bien hay zonas de transición donde las propiedades del aire pasan gradualmente de las que tiene una masa a las de la otra. Por lo tanto, es más correcto utilizar la expresión zona frontal. Sin embargo, en Meteorología Sinóptica sigue utilizándose generalmente el término frente.

En general, la zona frontal tiene varios kilómetros de espesor pero es más cómodo representarla, en los mapas meteorológicos, por una línea. No obstante, se puede reservar el uso de la expresión "zona frontal" cuando se quiere insistir sobre el carácter gradual del paso de una masa a otra.

En el caso más sencillo, una zona frontal separa masas de aire de diferente densidad. En los mapas sinópticos se puede observar diferencias de temperatura y, con bastante frecuencia, de humedad en las proximidades de la zona frontal. Estas diferencias son más marcadas que las variaciones despreciables que pueden existir sobre grandes distancias dentro de cada masa.

#### 16.7 Clasificación de los frentes

En el párrafo 11.6 se han explicado las depresiones de origen frontal. Como caso particular, comprenden las que se forman a lo largo del frente polar que separa las masas de aire polar y tropical. A continuación se estudiará este proceso con más detalle.

Para simplificar, supóngase que el frente polar sea una superficie plana. No es vertical, sino que presenta una inclinación hacia el polo a partir de su intersección con la superficie de la Tierra.

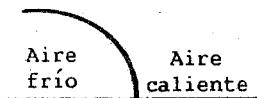
En algunos puntos del frente polar, el aire frío más denso avanza hacia el ecuador en forma de cuña bajo el aire caliente que es obligado a elevarse. La parte del frente polar donde se produce es un frente frío y en ella el aire polar frío remplaza al aire caliente tropical.

También existen partes del frente donde el aire caliente, más ligero, se desplaza hacia los polos elevándose por la pendiente formada por el aire frío. En este caso, esta parte del frente polar es un frente caliente y en ella el aire caliente tropical remplaza al aire polar frío.

En general, la pendiente del frente frío es más abrupta que la del frente caliente. Por término medio, un frente frío se eleva a 1 km por cada 75 km de distancia horizontal. En el caso de un frente caliente, la pendiente es del orden de 1 km por cada 250 km.

La Figura 16.1 representa los dos tipos de frentes. Para que la figura sea más clara, las dimensiones verticales se han exagerado. Sin embargo, es necesario recordar que las pendientes anteriormente citadas son promedio y puede suceder que la pendiente de un frente frío sea menor que la de un frente caliente.

a) PENDIENTE DE UN FRENTE FRÍO



b) PENDIENTE DE UN FRENTE CALIENTE



Figura 16.1  
Pendientes características de los frentes

#### 16.8 Fenómenos asociados con los modelos teóricos de frentes

Los fenómenos que se producen en la proximidad de los frentes dependen de un cierto número de factores, en particular de las características de las masas de aire y de la forma de actuar una sobre otra. Sin embargo, es cómodo razonar sobre modelos teóricos de frentes fríos o calientes.

A continuación se describirán los fenómenos meteorológicos que pueden estar asociados a estos modelos teóricos, sin olvidar que muy frecuentemente se apartan de la realidad. Por ejemplo: si el aire caliente es estable y seco, el desarrollo de las nubes es más limitado y puede que no se produzcan precipitaciones.

#### 16.9 Modelo teórico del frente caliente

Cuando el aire caliente es húmedo, la llegada de un frente caliente se anuncia por la aparición de Cirrus, después Cirrostratus que forman un velo de espesor creciente. Si el aire caliente es inestable y turbulento se pueden observar Cirrocumulus ("cielo aborregado").

A medida que el frente se acerca, el aire caliente está cada vez más bajo y se desarrollan nubes del nivel medio tales como los Altostratus y los Altocumulus.

La lluvia o la nieve comienzan cuando los Altostratus se hacen más densos. Sin embargo, sucede que estos hidrometeoros se evaporan antes de alcanzar el suelo, formando virgas bajo la capa nubosa principal.

Con la llegada de los Nimbostratus las precipitaciones se hacen cada vez más intensas. Muy a menudo se observan también nubes bajas en el aire frío que se forman a consecuencia de la evaporación de las gotas y del agua de lluvia del suelo.

Los fenómenos que acompañan el frente caliente dependen estrechamente de las características que posea el aire caliente antes de elevarse. Además, debido a la débil velocidad de ascenso sobre la pendiente poco acusada del frente, la mayoría de las fuertes lluvias sólo pueden explicarse por la presencia de grandes convecciones en el aire caliente que, por consiguiente, tiene que ser inestable.

#### 16.10 Modelo teórico del frente frío

En general, la pendiente de los frentes fríos es abrupta. Por lo tanto, su acción en la producción de nubes y precipitaciones es más violenta cuando el aire frío remplaza al aire caliente y húmedo. El frente puede ir acompañado de Cumulonimbus, vientos turbulentos y ráfagas, fuertes lluvias y algunas veces tormentas eléctricas. Cuando el frente frío actúa sobre el aire húmedo inestable se puede observar una línea de turbonada acompañada de chubascos y un brusco giro del viento.

Cuando la pendiente del frente frío es abrupta provoca en una distancia muy corta un levantamiento del mismo orden que el producido en una zona mucho más extensa, en la parte delantera de un frente caliente. Por lo tanto, va acompañado de una zona mucho más estrecha de nubes y de precipitaciones que la correspondiente a los frentes calientes. Su acción es de corta duración, pero violenta.

### 16.11 Ciclones extratropicales y perturbaciones del frente polar

En la vecindad del frente polar existe una gran concentración de energía potencial. Esta energía se libera por un mecanismo natural llamado depresión ondulatoria.

Estas depresiones también se denominan ciclones extratropicales porque ocurren más allá de los trópicos geográficos. El prefijo "extra", que proviene del latín, significa "fuera de".

Algunas veces, las depresiones extratropicales se pueden formar en ausencia de frentes. Las que están ligadas a un frente están asociadas a una deformación, en forma de onda o de ola del frente, que es la que constituye la perturbación.

### 16.12 Depresión ondulatoria

Durante la Primera Guerra Mundial, la falta de observaciones de las regiones vecinas, en particular de los océanos, incitó a los meteorólogos noruegos a establecer en su propio país una red de estaciones de observación para intentar compensar esta falta. De esta forma reunieron una información abundante y detallada, en particular sobre los ciclones extratropicales. Un grupo de meteorólogos del Instituto de Geofísica de Bergen, pudieron desarrollar un modelo de depresión móvil que sirviese de base a la teoría llamada del "frente polar".

Según esta teoría, pueden formarse depresiones móviles sobre el frente polar. Después se descubrió que se pueden formar otros frentes en los cuales existe la posibilidad de que se originen depresiones. Estas se forman alrededor de una deformación en forma de onda sobre el frente.

Algunas de estas ondulaciones evolucionan poco y acaban desapareciendo. Estas son ondas estables.

Sin embargo, algunas veces, la amplitud de la ondulación aumenta hasta tal punto que acaba por empujar las masas de aire polares o tropicales lejos de su región generadora y provocar su evolución y después su mezcla. Tales ondulaciones se llaman inestables.

La amplitud de las ondulaciones inestables aumenta hasta que parecen romperse como las olas del océano. La Figura 16.2 representa esta evolución en el Hemisferio Norte. La misma evolución, para una perturbación del Hemisferio Sur, está esquematizada en la Figura 16.3.

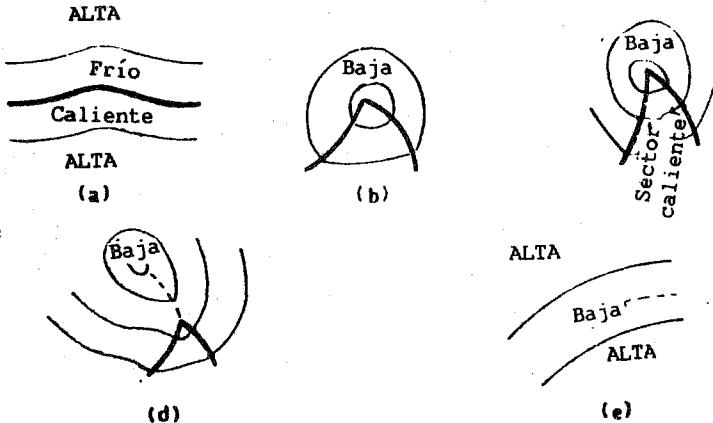


Figura 16.2  
Formación y evolución de una perturbación en el Hemisferio Norte

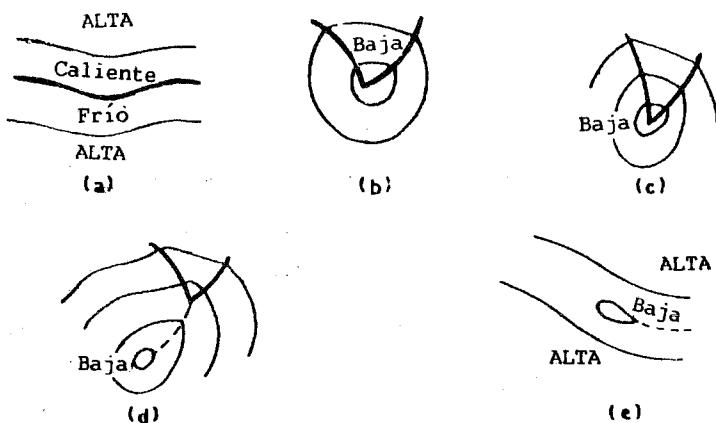


Figura 16.3  
Formación y evolución  
de una perturbación  
en el Hemisferio Sur

El esquema a) representa el frente que separa el aire caliente tropical del aire polar frío. Mientras que la perturbación se desarrolla se forma una depresión que se intensifica alrededor de ella, como lo muestran los esquemas b) y c).

#### 16.13 Fenómenos asociados a una depresión ondulatoria en estado de madurez

Véase lo que ocurre cuando una perturbación que haya alcanzado el estado c) de su desarrollo (se dice que ha alcanzado su madurez) pasa sobre una estación: primero el frente caliente, después el frente frío separados por el sector cálido.

Cuando se acerca el frente caliente, la presión baja, tanto más cuanto más cerca esté el frente. Al mismo tiempo, la nubosidad y las precipitaciones lo mismo que la humedad aumentan. En general, la temperatura varía poco o aumenta lentamente hasta que el frente en superficie alcance la estación.

Luego, se produce un aumento brusco de la temperatura, cuya importancia depende del contraste entre las dos masas de aire separadas por el frente. Al paso del frente, la nubosidad decrece o el cielo se despeja completamente. Esta parte de la perturbación se llama sector caliente.

En este sector, la nubosidad depende de las características de la masa de aire que ocupa esta región, entre las que se encuentran su temperatura, su humedad y el gradiente térmico vertical. Sin embargo, la temperatura permanece relativamente alta. Primero, el barómetro se estaciona o señala una ligera baja; después, una baja más marcada a la llegada del frente frío.

Cuando se aproxima un frente frío abrupto y bien delimitado, el viento del sector caliente refresca y si el aire es húmedo e inestable se ven aparecer nubes comuliformes. Estas nubes descienden cuando el frente se acerca y se forman Cumulonimbus con precipitaciones en aumento. Al paso mismo del frente se produce una vigorosa turbonada con giro brusco en la dirección del viento en el momento en que el aire frío alcanza la estación. A continuación, después de la llegada del frente se produce una marcada subida de presión.

Normalmente, se produce un rápido despeje de nubes cuando el frente tiene una pendiente fuerte. Sin embargo, en las regiones montañosas u oceánicas pueden originarse chubascos si el aire situado detrás del frente es húmedo e inestable.

Esta descripción corresponde a una situación teórica. Sin embargo, conviene recordar que no todas las perturbaciones corresponden a este esquema. Las nubes y las precipitaciones asociadas a una perturbación dada dependen esencialmente de la temperatura, de la humedad y del gradiente térmico vertical en las masas consideradas.

#### 16.14 Frentes ocluidos

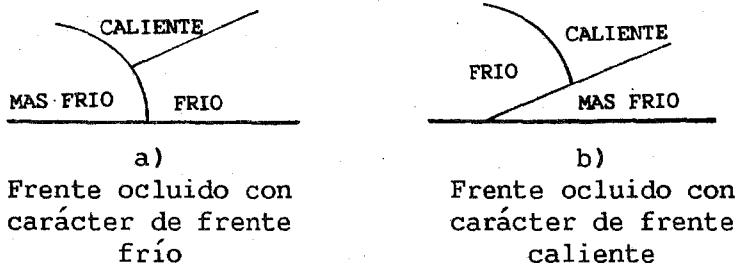
Los esquemas d) de las Figuras 16.2 y 16.3 muestran lo que se produce cuando el frente frío se desplaza más rápidamente que el frente caliente y lo alcanza. El sector caliente se estrecha y se forma un frente complejo representado por la línea de trazos. Es el proceso de occlusión.

El frente que resulta se llama frente ocluido. El aire que inicialmente se encontraba en el sector caliente, es empujado hacia niveles más altos. Se pueden formar dos tipos de frente ocluido debido a que el aire frío situado detrás del frente frío tiene una historia y una evolución que difieren de la del aire frío que se encuentra delante del frente caliente.

Cuando el aire frío situado detrás del frente frío es el más frío de las dos masas de aire se desliza bajo el frente caliente y se forma una occlusión con carácter de frente frío. La Figura 16.4 a) representa este tipo de occlusión.

La Figura 16.4 b) representa una occlusión con carácter de frente caliente. En este caso, la más fría de las dos masas de aire frío es la que se encuentra bajo el frente caliente, resultando entonces que el aire que sigue al frente frío se eleva sobre la masa de aire más fría.

Figura 16.4  
Frentes ocluidos



#### 16.15 Fenómenos asociados con los frentes ocluidos

En estos dos tipos de occlusión, un valle constantemente encerrado entre las dos masas de aire frío que se acercan contiene aire caliente, el cual es empujado hacia arriba y puede formar nubes y producir precipitación. En ciertos casos, la interacción entre las dos masas frías también puede provocar la formación de nubes y de precipitaciones en las capas bajas a lo largo de la línea de giro del viento.

En realidad, los fenómenos que se producen en el caso de los frentes ocluidos dependen de su estructura y de sus movimientos. Pueden presentar algunas de las características de los frentes fríos y de los calientes pero la sucesión de acontecimientos es más compleja.

Mientras continúa el proceso de occlusión, el sector caliente se eleva cada vez más. Entonces, la depresión se encuentra enteramente rodeada de aire

frío en las capas bajas. Cuando llega a este estado, las masas de aire han tenido tiempo de modificarse completamente y de mezclarse. La depresión se debilita progresivamente y desaparece.

En este capítulo se ha estudiado un modelo esquemático de perturbación ondulatoria pero, en la realidad, la configuración de las nubes y de las precipitaciones es a menudo más compleja. Sin embargo, este modelo es muy útil para comprender los procesos atmosféricos que acompañan las perturbaciones y los ciclones extratropicales. Este modelo ha sido confirmado por la experiencia de medio siglo y por las fotografías de las nubes tomadas por los satélites artificiales en el transcurso de los últimos años.

Los meteorólogos se interesan por la evolución de numerosos tipos de procesos atmosféricos y uno de los métodos más eficaces para este estudio es el empleo de los mapas sinópticos, objeto del próximo capítulo.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué es una masa de aire? ¿Cuáles son las características de una región generadora de masas de aire? ¿Dónde se encuentran más frecuentemente estas condiciones?
2. Expóngase la diferencia que existe entre:
  - a) las masas de aire marítimo y continental;
  - b) las masas de aire polar y tropical.
3. Redáctese una breve nota sobre las modificaciones de las masas de aire.
4. ¿Cuál es el significado de la expresión zona frontal?
5. Describanse las características:
  - a) de un frente caliente teórico;
  - b) de un frente frío teórico.
6. Redáctense breves notas sobre:
  - a) las perturbaciones y los ciclones extratropicales;
  - b) el sector caliente;
  - c) los frentes ocluidos.

## CAPITULO XVII

### ANALISIS SINOPTICO

Los meteorólogos se interesan por los procesos atmosféricos a escala muy variable. Por ejemplo, estudian los procesos que se producen en la proximidad de un cultivo durante su crecimiento, utilizando para ello métodos especiales de micrometeorología.

También se interesan por los procesos que se extienden a una superficie algo mayor. Los procesos a escala media tales como las tormentas eléctricas o los tornados se estudian, a menudo, con la ayuda del radar o de equipos de observación de atmosféricos, adecuados para el estudio detallado de tales fenómenos.

Otros meteorólogos estudian los grandes anticiclones (altas), las depresiones (bajas) y los demás fenómenos que se producen sobre los continentes o los océanos de la Tierra. Para estudiar los fenómenos a escala sinóptica es necesario obtener observaciones procedentes de una gran parte de uno u otro hemisferio correspondiente a un importante espesor de atmósfera. En efecto, los meteorólogos actuales coinciden en que es preciso reunir las observaciones de la atmósfera en su conjunto. Y este es el objeto que se propone la Vigilancia Meteorológica Mundial de la OMM.

Para estudiar e interpretar los datos meteorológicos a escala sinóptica es necesario que los observadores de todas las partes del mundo hagan sus observaciones simultáneamente a la misma hora. Los mensajes de observación se envían hacia los centros meteorológicos importantes donde la información es asentada en los mapas sinópticos.

En este capítulo se describirán los tipos de mapas sinópticos más importantes que utilizan los meteorólogos. Se verán, asimismo, algunas de las configuraciones que, con más frecuencia, aparecen en estos mapas.

#### 17.1 Tipos de mapas sinópticos

Un cierto número de tipos de mapas sinópticos se utilizan para representar y estudiar las observaciones de superficie y del aire superior. En algunos de estos mapas, las observaciones de todas las estaciones se refieren a un mismo nivel o a una misma altitud y son transcritos en mapas de nivel constante. Entre éstos el más utilizado es el mapa al nivel del mar.

En cuanto a las observaciones del aire superior, en general es más cómodo referirlas a puntos de la atmósfera en que la presión tiene un valor dado. Por ejemplo, se pueden efectuar observaciones en los puntos de la atmósfera cuya presión es igual a 500 hPa. Las observaciones son entonces asentadas en mapas de presión constante. Cuando los meteorólogos se interesan por los procesos que se producen en las proximidades de la troposfera media utilizan, casi siempre, el mapa sinóptico de 500 hPa.

Una vez que los datos de las observaciones han sido asentados en los mapas sinópticos se los analiza gráficamente, obteniendo así un análisis sinóptico. En cada tipo de mapa aparecen después del análisis configuraciones características.

### 17.2 Mapas sinópticos al nivel del mar

Los mapas sinópticos más antiguos fueron los que representaban la distribución de la presión reducida al nivel medio del mar. Se ha visto, en el párrafo 5.9, cómo se puede reducir al nivel medio del mar la presión medida al nivel de la estación. La presión al nivel del mar en un instante dado puede calcularse para un gran número de estaciones y transcribirse a un mapa sinóptico al nivel del mar.

Las líneas que unen todos los puntos de la misma presión se denominan isobaras. Se suelen trazar a intervalo constante: dos, tres, cuatro o cinco hectopascales, según los usos de los diferentes países o de los diferentes centros. Cuando el análisis se ha terminado, el mapa representa el campo de presión y en él se puede reconocer un cierto número de configuraciones isobáricas.

Actualmente, se transcriben también en los mapas al nivel del mar otros elementos de la observación de superficie: temperatura, viento, tiempo presente, tipos de nubes, etc. Esta información permite a los meteorólogos estudiar la evolución del tiempo y localizar los frentes.

Un mapa completamente analizado representa no sólo el campo de presión, sino también los frentes.

### 17.3 Configuraciones isobáricas al nivel del mar

El campo de presión tiene una configuración compleja como resultado de la combinación de un cierto número de configuraciones simples que se presentan, a menudo, en los mapas al nivel del mar. En los esquemas que figuran en este capítulo, estas configuraciones están representadas en casos en que son relativamente simétricas, para simplificar las figuras.

A cada una de estas configuraciones simples, que a veces se llaman también sistemas isobáricos, están asociadas ciertas características del tiempo.

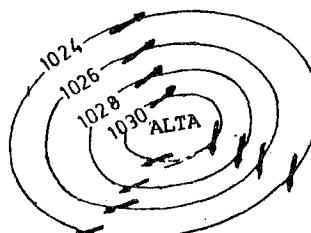
### 17.4 Anticiclones y dorsales

Se designa con el término alta o anticiclón a una región de presiones relativamente altas. La presión es máxima en el centro, el cual está rodeado por una o varias isobaras cerradas. En las zonas próximas al centro del anticiclón el tiempo es generalmente bueno y los vientos son allí débiles.

En el Hemisferio Norte, la circulación alrededor del centro de las altas presiones tiene el sentido del movimiento de las agujas de un reloj. En el Hemisferio Sur, la circulación es en sentido inverso. Cerca de la superficie, la fuerza de fricción provoca un ligero flujo a través de las isobaras, como puede verse en la Figura 17.1.

Una dorsal es una extensión alargada de alta presión a partir de un anticiclón. Se representa por isobaras redondeadas que están más alejadas del anticiclón que en las otras direcciones. Se llama eje de la dorsal a la línea que une los puntos de las isobaras más alejadas del centro anticiclónico. A lo largo de este eje la presión es más alta que en los puntos situados a uno y otro lado del mismo. La Figura 17.2 representa una dorsal.

a) Hemisferio Norte



b) Hemisferio Sur

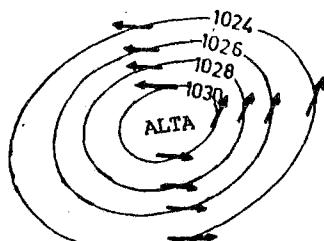


Figura 17.1  
Alta o anticiclón

Figura 17.2  
Una dorsal de alta presión



### 17.5 Depresiones y vaguadas

Se llama baja o depresión a una zona en que la presión es relativamente baja. El centro es el punto en que la presión es mínima y está rodeado de una o varias isobáricas cerradas.

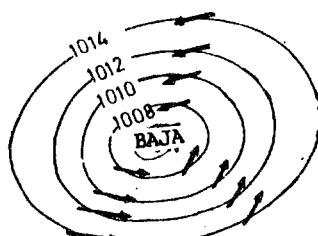
Una depresión se conoce también por el término ciclón al que, desgraciadamente en el lenguaje corriente, se le ha dado la significación de tempestad acompañada de vientos fuertes, haciendo más bien alusión a los ciclones tropicales que a las depresiones de las latitudes medias, las cuales van a menudo acompañadas de vientos fuertes, pero no siempre.

En el Hemisferio Norte, el viento circula alrededor de las depresiones en sentido inverso al movimiento de las agujas del reloj. Lo contrario sucede en el Hemisferio Sur. La fuerza de fricción tiende a crear en las capas bajas un cierto flujo de aire hacia las bajas presiones a través de las isobáricas.

La Figura 17.3 representa la circulación que se establece alrededor de las depresiones en cada uno de los dos hemisferios.

Una vaguada designa una configuración isobárica en la que, a partir de un centro depresionario, las isobáricas están más alejadas de este centro que en las demás direcciones. La línea que une los puntos de las isobáricas más alejadas del centro es el eje de la vaguada. Suele representarse en los mapas por una línea de trazos. A lo largo de este eje la presión es más baja que en los puntos situados a uno y otro lado del mismo. La Figura 17.4 representa la configuración isobárica de una vaguada.

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur

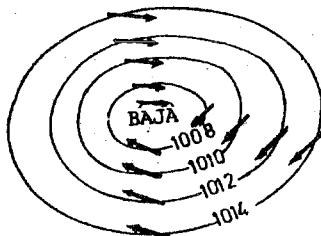
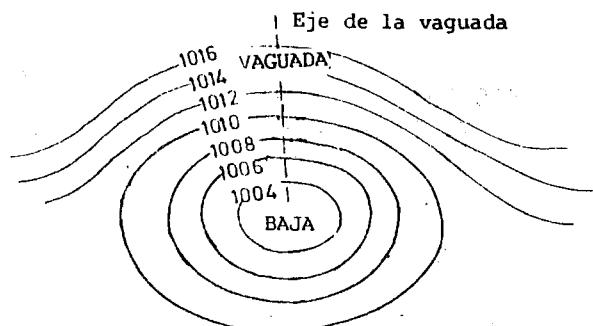


Figura 17.3  
Baja o depresión (ciclón)

Figura 17.4

Una vaguada de baja presión



Una convergencia en las capas bajas asociada con un ascenso de aire suele producirse en las depresiones y a lo largo de las vaguadas. Si el aire está húmedo o inestable puede, por ello, dar lugar a nubes y precipitaciones.

#### 17.6 Otras configuraciones isobáricas

Un collado es la región que separa a la vez dos depresiones y dos anticiclones. El centro del collado está situado en la intersección de un eje de una vaguada y del eje de una dorsal. Al atravesar un collado, el gradiente de presión cambia de sentido progresivamente así como de dirección después de haberse anulado; el viento es allí muy débil y de dirección variable. La Figura 17.5 representa un collado y la configuración isobárica correspondiente.

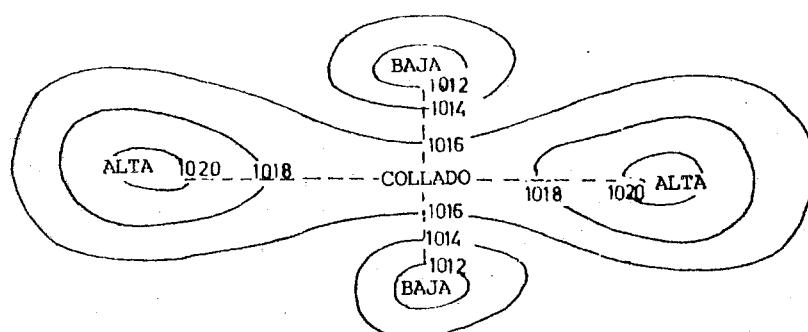
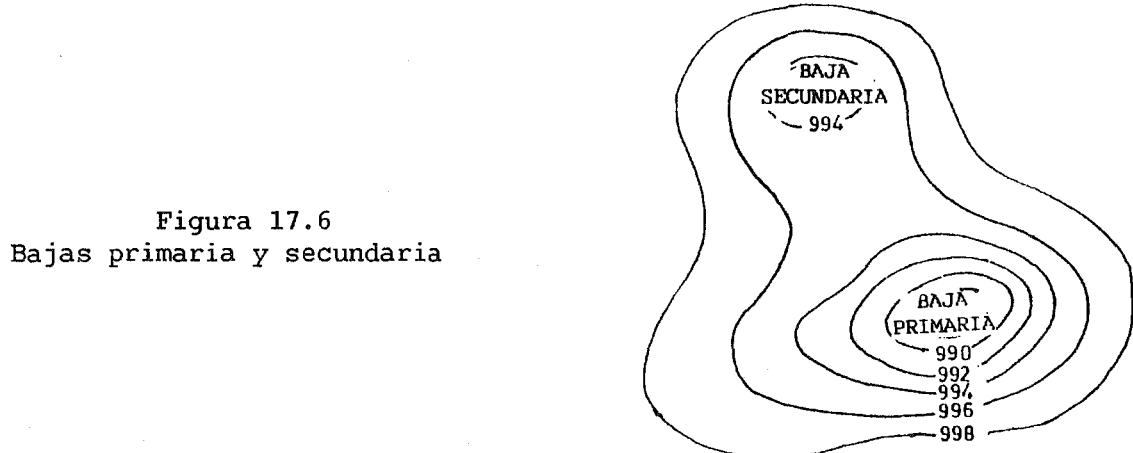


Figura 17.5  
Un collado

Otra configuración isobárica compleja resulta de la formación de una depresión en la proximidad de una depresión primaria preexistente o de una combinación con ésta. Se la conoce por la expresión depresión secundaria. Esta forma parte, por lo general, de la circulación establecida alrededor de la depresión inicial (o primaria), pero puede luego desarrollarse y convertirse a su vez en una depresión primaria. La Figura 17.6 muestra la disposición de las isobaras y las relaciones que existen entre las dos.



Las isobaras presentan, a veces, una configuración ondulada formada por la yuxtaposición alterna de dorsales y vaguadas. Estas ondulaciones pueden presentarse sobre largas distancias siguiendo, aproximadamente, los paralelos y, según el caso, se les da el nombre de ondas del Oeste o del Este. La Figura 17.7 representa una configuración ondulada de las isobaras.

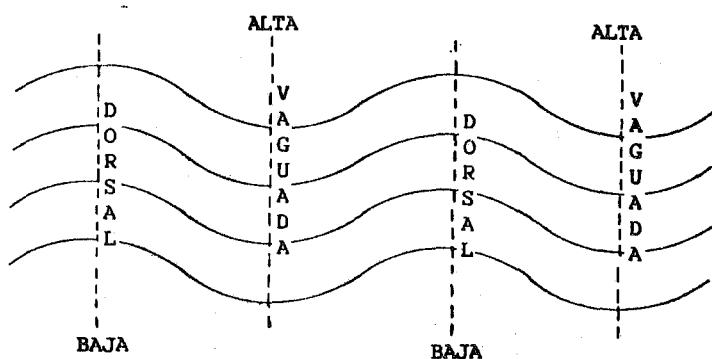


Figura 17.7  
Isobaras onduladas

#### 17.7 Sistemas frontológicos en el mapa al nivel del mar

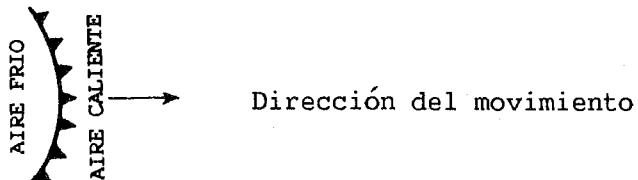
La zona de transición entre dos masas de aire se llama superficie frontal o simplemente frente. Cuando el frente está bien definido, la región donde la zona frontal, que está inclinada, encuentra a la superficie terrestre, tiene una extensión que varía de unos pocos kilómetros, y un centenar de kilómetros cuando se trata de un frente difuso. En la escala utilizada para los mapas sinópticos se representa un frente por una línea.

Uno de los factores más importantes que influyen en la densidad del aire es la temperatura y las masas de aire separadas por un frente tienen, en general, temperaturas diferentes. Lo más frecuente es que también estén asociadas a un frente ciertas diferencias de humedad, de estabilidad, así como formaciones nubosas y precipitaciones.

Una vaguada puede, a menudo, estar situada en el interior de una masa de aire y, en este caso, no está asociada a un frente. Sin embargo, si la vaguada está asociada a un frente en movimiento es porque intervienen dos masas de aire.

Cuando un frente se desplaza hacia el aire caliente (es decir, que el aire frío remplaza al aire caliente) se le llama frente frío. En un mapa sinóptico se representa un frente frío por una línea con triángulos cuyas bases se apoyan en la línea y sus vértices se dirige en el sentido del movimiento, como se ve en la Figura 17.8.

Figura 17.8  
Representación de un frente frío en un mapa sinóptico al nivel del mar



Un frente caliente se desplaza hacia el aire frío (es decir que el aire caliente remplaza al aire frío). Se representa por una línea de semicírculos dirigidos en el sentido del movimiento. La Figura 17.9 muestra cómo se representa en un mapa sinóptico.

Dirección del movimiento

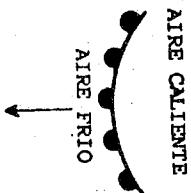
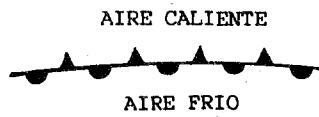


Figura 17.9  
Representación de un frente caliente en un mapa sinóptico al nivel del mar

Un frente que no se desplaza, se llama frente estacionario. En este caso, el viento sopla paralelamente a la zona frontal y no hay vaguada a lo largo del frente, que es paralelo a las isobaras. Se representa con semicírculos dirigidos hacia el aire frío y triángulos dirigidos hacia el aire caliente.

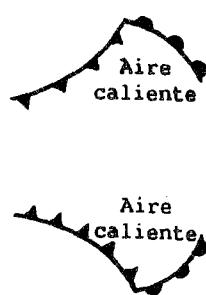
Figura 17.10  
Representación de un frente estacionario en el mapa al nivel del mar



En la práctica, generalmente este tipo de frente tiene ligeros movimientos y entonces se le denomina frente casi estacionario. El vocablo "casi" proviene de la palabra latina "quasi" que, entre otras acepciones, significa "aproximadamente".

Ya hemos indicado en el párrafo 16.12 que puede formarse una ondulación frontal o perturbación acompañada de una depresión extratropical o ciclón extratropical. La Figura 17.11 muestra cómo se representa esta ondulación frontal en un mapa sinóptico.

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur

Figura 17.11  
Representación de una onda frontal en el mapa al nivel del mar

En el transcurso de la evolución de una depresión ondulatoria, el frente frío tiende a alcanzar al frente caliente. Hay entonces oclusión y el sector caliente es empujado cada vez a mayor altura. Un frente ocluido se representa por una línea en la que alternan semicírculos y triángulos indicando la dirección del movimiento. En la Figura 17.12, la parte del frente señalada por AB es una oclusión.

a) Hemisferio norte



Figura 17.12  
Oclusión de una onda frontal

b) Hemisferio sur



#### 17.8 Mapas de presión constante

Las radiosondas proporcionan medidas de la temperatura y de la humedad en altura a niveles de presión dados. Es, pues, conveniente trazar mapas para ciertos niveles de presión constante, por ejemplo, para 1000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hectopascales.

En los mapas de presión constante o mapas isobáricos se pueden trazar líneas que unen los puntos de la misma altura sobre el nivel del mar. Son las líneas de nivel a isohipsas. Configuraciones de isohipsas tales como anticlones, depresiones, ondulaciones, dorsales, etc., aparecen en los mapas de superficie isobáricas.

#### 17.9 Análisis de las líneas de corriente

El viento es una de las variables esenciales del análisis sinóptico. El análisis del campo de viento en las regiones extratropicales se hace más fácil a causa del equilibrio aproximado entre la fuerza Coriolis y la fuerza debida al gradiente de presión.

La circulación por encima de la capa límite (es decir, hasta 1 km de altura) puede, por lo tanto, determinarse con la ayuda del mapa al nivel del mar utilizando las isobaras. De igual modo, se puede calcular el viento en altura con la ayuda de las isohipsas de los mapas de superficie isobáricas en las regiones extratropicales. Para ello se suelen utilizar ábacos de viento geostrófico, cuando las isobaras o las isohipsas son rectilíneas.

Sin embargo, en las latitudes bajas, como la fuerza de Coriolis es débil y el viento sopla atravesando las isobaras o las isohipsas, no se pueden utilizar ábacos del viento geostrófico. Para latitudes menores de 20°,

aproximadamente, los mapas isobáricos al nivel del mar o las isohipsas de los mapas de superficies isobáricos pierden gran parte de su valor para el análisis del viento.

Para soslayar esta dificultad, se emplea a menudo en las regiones tropicales el análisis de las líneas de corriente. Esta técnica puede utilizarse en cualquier nivel.

Sobre un mapa sinóptico se puede representar la dirección del viento por una línea, siempre que su dirección sea la de la tangente a dicha línea en toda su longitud. A esta línea se le llama línea de corriente. La Figura 17.13 muestra la relación entre la dirección real del viento y la línea de corriente (se dice también línea de flujo).



Figura 17.13  
Indicación de la dirección del viento en un instante dado por medio de una línea de corriente

A diferencia de las isobaras e isohipsas, las líneas de corriente no se acotan y, por lo tanto, la noción de intervalo entre ellas no tiene significado. Sencillamente se trazan tantas líneas de corriente como sean precisas para representar convenientemente el campo de viento y, desde luego, no tienen relación alguna con la intensidad del viento.

#### 17.10 Configuraciones de las líneas de corriente

En los mapas sinópticos de líneas de corriente se observan diversas configuraciones, de las cuales las más importantes están representadas en la Figura 17.14.

Los centros de confluencia y de difluencia corresponden al mismo tipo de circulaciones que están asociadas a las depresiones y a los anticiclones en los mapas isobáricos al nivel del mar. Un punto neutro es el equivalente de un collado.

Los puntos singulares son aquellos en que la dirección del viento está indeterminada, por ser allí la intensidad del viento nula (calma). Puntos singulares se encuentran en los centros de difluencia y de confluencia, así como en los puntos neutros.

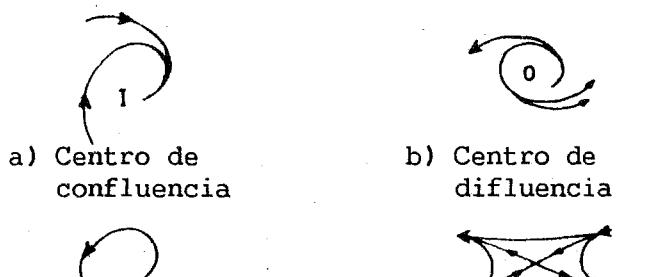
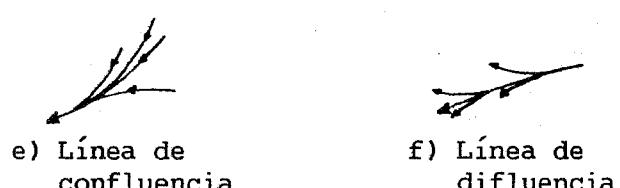


Figura 17.14  
Configuraciones características de las líneas de corriente



### 17.11 Análisis de isotacas

Las líneas de corriente no dan indicación alguna sobre la intensidad del viento, de ahí que se utilice otro procedimiento para representarlo: el análisis de isotacas.

Un mapa de isotacas consiste en líneas que unen los puntos de igual intensidad del viento. Cada una de estas líneas es una isotaca (palabra derivada del griego que significa "velocidad exacta"). Para trazarlas se utiliza un mapa donde está anotada la intensidad del viento (generalmente en nudos).

Normalmente, las isotacas se trazan mediante línea de trazos. La Figura 17.15 es un ejemplo de isotacas acotadas de 10, 20 y 30 nudos.

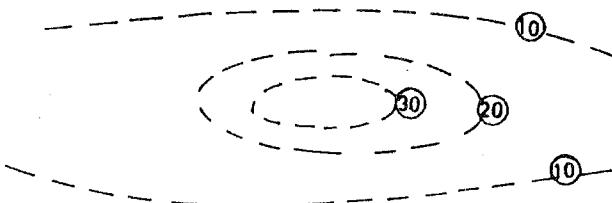


Figura 17.15  
Isotacas acotadas en nudos

Aunque el análisis de las isotacas se puede trazar por separado en un mapa isobárico, es, sin embargo, más frecuente representar las líneas de corriente y las isotacas en un mismo mapa.

En este capítulo se ha tratado de los mapas sinópticos más utilizados en los centros de pronóstico. También se hace necesario utilizar otros tipos de mapas para efectuar pronósticos, pero se puede obtener mucha información del estudio de los que se han descrito. En el próximo capítulo se estudiarán las características del tiempo que están relacionadas a las configuraciones sinópticas que se encuentran en los mapas meteorológicos.

#### CUESTIONARIO

1. Hágase la distinción entre los mapas del nivel constante y los mapas de presión constante. Describáse un mapa al nivel medio del mar.
2. Represéntese, utilizando esquemas, cuál es la circulación del aire asociado a:
  - a) un anticiclón;
  - b) una depresión.
3. Redáctense breves notas, ilustradas con esquemas, sobre:
  - a) las isobaras;
  - b) la dorsal;

El esquema se referirá al hemisferio donde se encuentre el lector.

- c) eje de la vanguardia;
  - d) el collado;
  - e) las ondas del Oeste.
4. Dibújense esquemas que muestren cómo se representan en los mapas sinópticos al nivel del mar los siguientes tipos de frente:
- a) frente frío;
  - b) frente caliente;
  - c) frente casi estacionario;
  - d) frente ocluido.
- En el caso de frentes móviles, indíquese con una flecha la dirección del desplazamiento.
5. ¿Por qué se utiliza frecuentemente el análisis de las líneas de corriente en los trópicos? Dibújense esquemas que muestren la circulación del viento en los casos siguientes:
- a) centro de confluencia;
  - b) línea de confluencia.
6. ¿Qué es una isotaca? Hágase un esquema.
-

## CAPITULO XVIII

### RELACIONES ENTRE LAS CONFIGURACIONES SINOPTICAS Y CARACTERISTICAS DEL TIEMPO

En los mapas sinópticos se observa un cierto número de situaciones a las cuales están ligadas, en general, características particulares del tiempo. Estas características resultan de la acción de un cierto número de causas, tales como el movimiento vertical provocado por los frentes, el relieve, la convergencia, etc., o de la evolución en el propio seno de las masas de aire cuando se desplazan.

Un mapa sinóptico proporciona una imagen de conjunto de la situación en un momento dado. En las regiones extratropicales las isobaras indican la dirección del viento, y la separación de dichas isobaras la intensidad del mismo. En las regiones tropicales los mapas de líneas de corriente y de isotacas proporcionan la misma información, las líneas de corriente dan la dirección y las isotacas la intensidad del viento.

#### 18.1 Circulación del aire en la proximidad de la superficie terrestre

En las regiones extratropicales los mapas isobáricos al nivel del mar se utilizan para la determinación del viento en la proximidad de la superficie de la Tierra. Sin embargo, como interviene la fuerza de fricción provocando un cierto flujo a través de las isobaras, éstas representan mejor el viento que hay en el nivel superior de la capa límite (hasta 1 km). Cuando el viento es el viento del gradiente (es decir, que es horizontal y que su intensidad es constante), se pueden considerar las isobaras como si fueran líneas de corriente.

A latitudes menores que  $20^{\circ}$ , la fuerza de Coriolis es demasiado débil para que se establezca el viento del gradiente y, por ello, las isobaras difieren notablemente de las líneas de corriente.

La trayectoria de una partícula de aire no coincide, necesariamente, con las isobaras o las líneas de corriente. Cuando el campo de presión es estacionario y el viento es el viento del gradiente, las isobaras pueden ser líneas de corriente, pero ésta es una situación excepcional.

La disposición de las isobaras y de las líneas de corriente evolucionan progresivamente; las situaciones características a escala sinóptica se desplazan, se intensifican o se debilitan. Nuevos sistemas isobáricos aparecen y prosiguen su evolución.

Es muy grande el número de situaciones meteorológicas posibles. Se examinarán únicamente las características del tiempo que están asociadas a un cierto número de fenómenos a escala sinóptica.

#### 18.2 Anticiclones

Los anticiclones se pueden observar en los mapas isobáricos al nivel del mar. En las capas bajas, la fricción provoca un cierto flujo de aire hacia el exterior que atraviesa las isobaras cerradas que rodean el centro del anticiclón. A menudo, este efecto está ligado con la subsidencia en altitud si la presión al nivel del mar aumenta como consecuencia de una convergencia

en el aire superior. En consecuencia, disminuye el gradiente térmico vertical, aumenta la estabilidad y se forma una inversión.

El máximo de estabilidad está situado cerca del centro del anticiclón. Si el aire es seco, el cielo puede estar despejado y, si los vientos son débiles o hay calma, es posible la formación de rocío o de escarcha durante la noche.

Cuando el aire es húmedo, se pueden observar neblinas o nieblas matinales. Durante el día, es posible la formación de una inversión por turbulencia con cielo cubierto por Stratus o Stratocumulus, y puede caer llovizna.

En las ciudades, la presencia de una inversión en la parte central de un anticiclón limita la dispersión vertical de la contaminación atmosférica, la cual tiende a permanecer cerca de sus lugares de origen, por ser el viento débil. Con cielo cubierto y aire muy contaminado, las condiciones atmosféricas son desagradables. A veces se dice "cielo opaco".

Las condiciones son diferentes más lejos del centro de los anticiclo-nes. Los vientos son más fuertes y el aire es menos estable. Entonces el tiempo depende en gran parte de las propiedades de la superficie subyacente, que actúan sobre la humedad y la estabilidad del aire. Sin embargo, la subsidencia en altura limita el desarrollo de las nubes.

#### 18.3 Dorsales

El aire en las dorsales es asimismo bastante estable, debido a la subsidencia. Las características del tiempo que predominan en los anticiclo-nes se encuentran también en las proximidades de las dorsales.

#### 18.4 Depresiones

Las bajas presiones están vinculadas a movimientos verticales ascendentes del aire, lo cual es el resultado de una divergencia en altura, ligada a un flujo convergente que atraviesa las isobaras en la proximidad de la superficie terrestre.

En general, las depresiones ligadas a los frentes resultan de la formación de una ondulación sobre un frente ya existente. La formación y evolución de estas perturbaciones que las acompañan, han sido ya estudiadas y el tiempo característico de los frentes calientes, frío y ocluido también han sido ya descritos. Sin embargo, se recordará que allí solamente se trató de estas características en líneas generales y que, en el caso particular de cada perturbación, el tiempo observado depende de ciertas circunstancias.

Las depresiones pueden no estar ligadas a frentes. El tiempo observado en las distintas zonas de la depresión depende de las características de los diversos flujos que en ellas se encuentran y del ascenso del aire en ellas.

Debido a un calentamiento intenso del suelo continental, se forman depresiones no ligadas a frentes, que son depresiones térmicas. A menudo estas depresiones no representan más que una circulación del aire, ya que la humedad del mismo es insuficiente para que puedan producirse formaciones nubosas importantes.

Sin embargo, también puede observarse otro tipo de depresión no frontal, a menudo acompañada de extensas lluvias. Una fuerte divergencia en la alta troposfera provoca un descenso de la presión en la superficie y entonces aparece una depresión en los mapas sinópticos al nivel del mar. Esta depresión va acompañada de un movimiento ascendente lento pero de gran extensión horizontal, que reduce la estabilidad del aire. Cuando éste es húmedo, puede producirse en una gran extensión la formación de nubes y precipitaciones.

Las depresiones y los ciclones tropicales se estudiarán en el capítulo siguiente. Los ciclones tropicales tienen una estructura que los caracteriza.

#### 18.5 Vaguadas

Las vaguadas están ligadas frecuentemente a los frentes, y ya se ha visto en los capítulos anteriores el tiempo que les corresponde.

Es muy frecuente observar vaguadas sin frentes. Sin embargo, en este caso, se trata de regiones donde la presión es relativamente baja y donde la convergencia y ascenso del aire provocan a menudo la formación de nubes y mal tiempo.

#### 18.6 Collados

Un collado es una región donde los vientos son muy débiles. Las condiciones meteorológicas del mismo dependen sobre todo de las características de la masa de aire que en él se encuentra. Frecuentemente la variación diurna ejerce en el collado una gran influencia.

#### 18.7 Tiempo asociado a los flujos de aire frío o caliente

Un flujo de aire frío es el paso de una masa de aire, cuyas capas bajas son más frías que la superficie sobre la que se desliza. Por consiguiente, se calienta desde abajo y se hace inestable.

El espesor de la capa donde se desarrolla la inestabilidad depende de varios factores, tales como el calentamiento y la inestabilidad inicial del aire. Las nubes características de un flujo de aire frío son los Cumulos y a menudo los Cumulonimbus. También son frecuentes los chubascos.

Un flujo de aire caliente resulta del deslizamiento, sobre una superficie más fría, del aire que ha permanecido durante un cierto tiempo en una región caliente. Entonces pierde calor que cede a la superficie subyacente, volviéndose de este modo más estable. Cuando el flujo de aire caliente pasa sobre una superficie oceánica, sus capas bajas pueden llegar a saturarse y por ello producir niebla o Stratus bajos.

#### 18.8 Configuraciones de líneas de corrientes y de isotacas

La convergencia en las capas bajas de la troposfera acompañada de divergencia en altura provoca un movimiento ascendente del aire. Este ascenso puede producir a su vez la formación de nubes y precipitaciones.

Inversamente, una divergencia cerca de la superficie terrestre asociada a una convergencia en la alta troposfera produce un movimiento descendente del aire. Esta subsidencia aumenta la estabilidad y reduce el desarrollo de nubes.

Por lo tanto, es muy importante poder identificar las regiones de convergencia y de divergencia en todos los niveles. Para ello, en general, es necesario utilizar a la vez las líneas de corriente y las isotacas.

Se emplean técnicas particulares para determinar las zonas de convergencia y de divergencia. A veces, el tiempo observado suministra indicaciones valiosas para el análisis del campo de viento. Por ejemplo, el mal tiempo que resulta de un movimiento ascendente y la presencia de nubes cumuliformes implica una convergencia de las capas bajas acompañada de una divergencia en altura.

Habiendo descrito los tipos de análisis sinóptico que convienen para bajas latitudes, se estudiarán los fenómenos tropicales en el capítulo siguiente con más detalle.

#### CUESTIONARIO

1. Explíquense las afirmaciones siguientes:
  - a) las líneas de corriente y las isobaras difieren notablemente en las regiones tropicales;
  - b) la trayectoria de una partícula de aire no sigue necesariamente la dirección de las isobaras o de las líneas de corriente.
2. Coméntese, de modo breve, las características generales meteorológicas de los anticiclones.
3. Redáctense breves notas sobre:
  - a) las depresiones no ligadas a frentes;
  - b) el tiempo característico en los flujos de aire frío o caliente.
4. Describanse las características del tiempo en:
  - a) los collados;
  - b) las vaguadas;
  - c) las depresiones térmicas.
5. ¿Por qué es necesario identificar las zonas de convergencia y de divergencia?

## CAPITULO XIX

### METEOROLOGIA TROPICAL

Geográficamente, las regiones tropicales están situadas entre el Trópico de Cáncer ( $23^{\circ}27'N$ ) y el Trópico de Capricornio ( $23^{\circ}27'S$ ). Sin embargo, en Meteorología no es conveniente considerar de manera precisa a estos límites.

Por ejemplo: en el párrafo 9.3 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se estudió la celda de Hadley situada en las bajas latitudes de cada hemisferio, en la cual el aire descendente alcanza la superficie de la Tierra a los  $30^{\circ}$  de latitud aproximadamente. Generalmente, es necesario estudiar la circulación en cada celda como un todo en vez de limitarse a los trópicos geográficos.

En muchos casos, el tiempo meteorológico de las bajas latitudes no puede ser estudiado aisladamente. Existe una interacción entre las partes de la atmósfera situadas a diferentes latitudes y muy a menudo resulta ventajoso considerar la atmósfera en su totalidad. En este capítulo, se estudiarán principalmente los fenómenos que se producen en las regiones que interesan particularmente a los meteorólogos tropicales.

#### 19.1 Campo de la Meteorología Tropical

En el transcurso del año, cada celda de Hadley se desplaza hacia el norte y hacia el sur de acuerdo con el movimiento del Sol respecto a la Tierra. La situación de estas celdas también está influenciada por las diferencias de temperatura en cada hemisferio debidas a la desigual distribución de las superficies continentales y oceánicas. Como resultado de lo anterior, las celdas cambian de posición con el tiempo en forma variable a lo largo de los diversos meridianos.

El aire descendente en cada celda llega a la superficie de la Tierra en el cinturón de altas presiones subtropicales de los dos hemisferios ("latitudes del caballo"). Por lo tanto, el centro de estos cinturones de altas presiones debe desplazarse igualmente hacia el norte y hacia el sur a partir de una posición promedio que se sitúa a  $30^{\circ}$  de latitud aproximadamente.

En razón de lo anterior, se incluye en este estudio de la Meteorología Tropical la región situada entre los dos cinturones de altas presiones subtropicales; es decir, la zona comprendida entre los dos paralelos de latitud  $30^{\circ}$ .

En el párrafo 9.3 del Volumen "Ciencias de la Tierra", se había visto que el aire que llegaba a la superficie de la Tierra en los cinturones de altas presiones subtropicales se dirigía después hacia el ecuador, para formar allí los vientos alisios de los dos hemisferios. Por lo tanto, también se incluirán los alisios en la Meteorología Tropical.

#### 19.2 Vaguada ecuatorial

Los alisios de los dos hemisferios se dirigen hacia el ecuador desde el cinturón de las altas presiones subtropicales hacia una zona de presión relativamente baja que se conoce como vaguada ecuatorial.

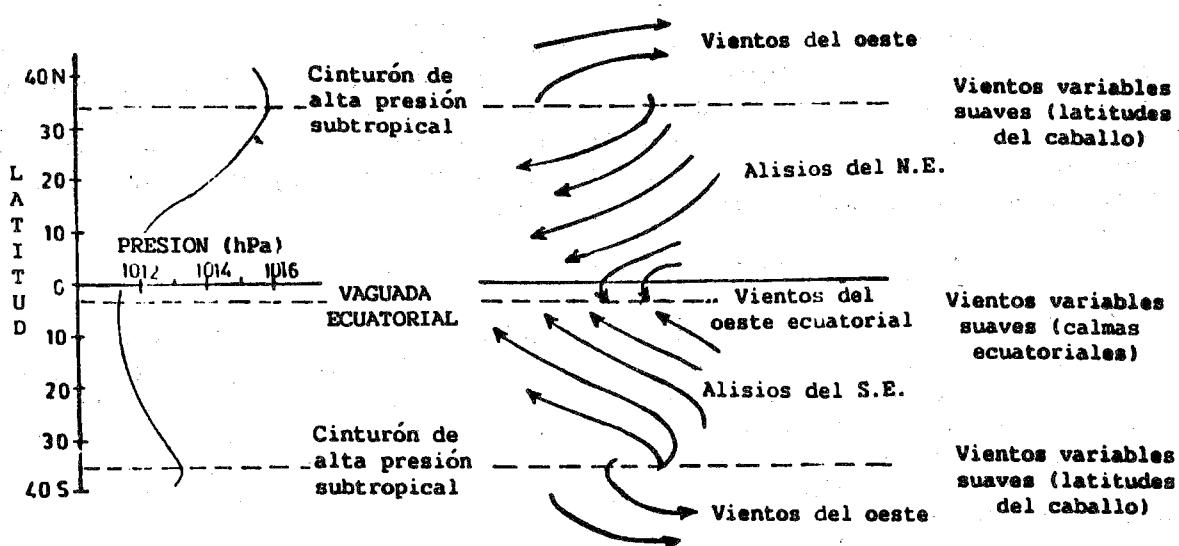
La posición promedio del centro de la vaguada ecuatorial no está en el ecuador geográfico, sino aproximadamente a la latitud de  $5^{\circ}N$  que, algunas veces, se llama ecuador meteorológico.

### 19.3 Esquema simplificado de la circulación al nivel del mar

La configuración de las presiones y de la circulación de los vientos se desplaza con la latitud en función del movimiento aparente del Sol respecto a la Tierra. Las posiciones extremas se alcanzan en enero y julio.

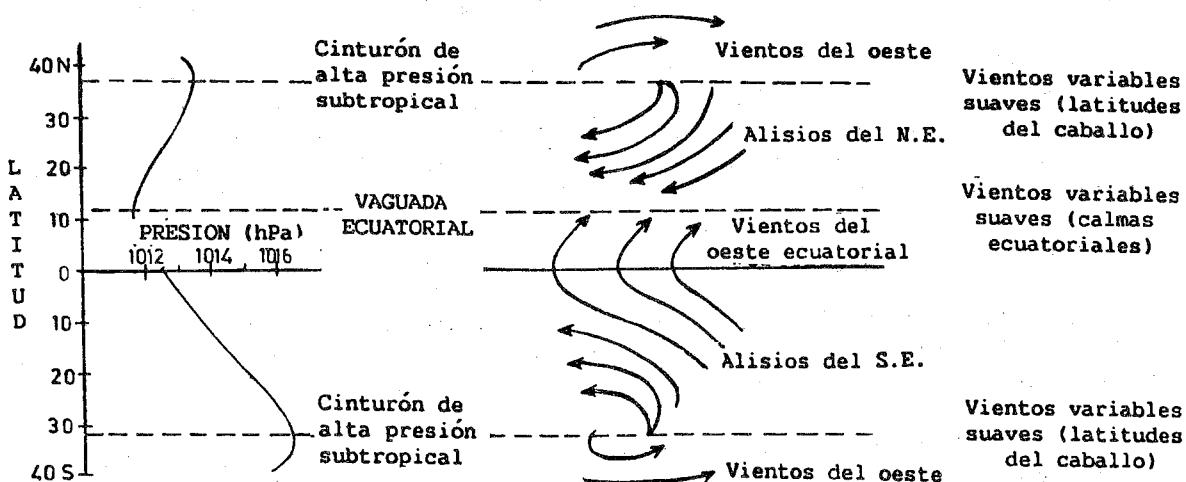
La Figura 19.1 muestra la distribución promedio de la presión al nivel del mar en enero, así como una representación esquemática de la circulación eólica al nivel del mar. En esta época del año, el centro de la vaguada ecuatorial se sitúa aproximadamente a los 5°S.

Figura 19.1 - Presión al nivel del mar  
y líneas de corriente en enero



La figura 19.2 representa la distribución de la presión y del viento en julio. El Sol se desplaza hacia el Norte y la vaguada ecuatorial se sitúa aproximadamente a los 12°N.

Figura 19.2 - Presión al nivel del mar  
y líneas de corriente en julio



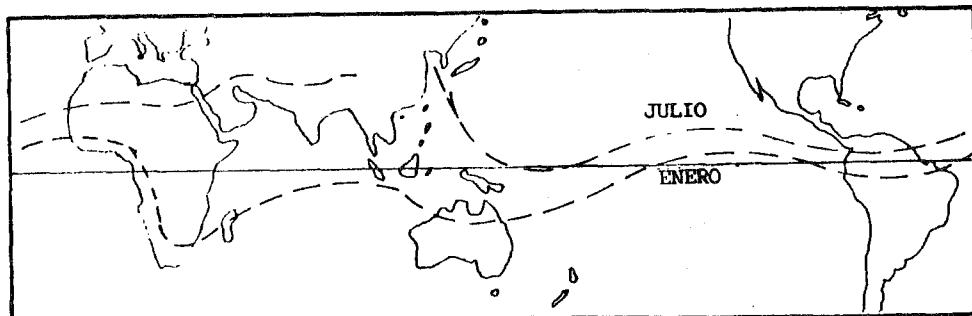
En las proximidades del ecuador, la fuerza de Coriolis se hace muy pequeña. El viento está muy influenciado por las condiciones locales y la fricción. Por lo tanto, la componente del viento atraviesa las isobaras de las altas a las bajas presiones, esto es, hacia la vaguada ecuatorial.

Al pasar al otro hemisferio, la fuerza de Coriolis aumenta con la latitud pero la desviación cambia de sentido. Los alisios tienden a transformarse en vientos ecuatoriales del oeste cuando pasan el ecuador dirigiéndose hacia la vaguada ecuatorial. Este aspecto está representado en las Figuras 19.1 y 19.2.

En ciertas regiones puede haber vientos del este en ambos lados de la vaguada ecuatorial, estando ausentes los vientos ecuatoriales del oeste.

Hasta ahora se ha visto la circulación promedio sobre toda la Tierra para los meses de enero y julio. En realidad, la posición de la vaguada ecuatorial varía según los meridianos.

Figura 19.3 - Posiciones promedio de la vaguada ecuatorial



La figura 19.3 representa la posición promedio de la vaguada ecuatorial según la longitud. Se observará que en enero pasa por el norte de Australia y el sur de África. En el transcurso del año se desplaza hacia el norte y en julio alcanza el sudeste de Asia y el norte de África. La amplitud del desplazamiento en estas regiones es más grande que en otra parte debido a la formación, sobre estos continentes, de presiones térmicas, así como a los bajos promedios mensuales de la presión al nivel del mar.

Estos promedios y los patrones correspondientes del viento ocultan las variaciones diarias que ocurren en los trópicos. Sin embargo, constituyen una base útil para los estudios de la Meteorología Tropical.

#### 19.4 Alisios

Los alisios soplan en casi todas las regiones comprendidas entre los cinturones de altas presiones subtropicales y la vaguada ecuatorial. En el Hemisferio norte, el aire que se dirige hacia el ecuador es desviado hacia la derecha por la fuerza de Coriolis y forma los alisios del nordeste. De la misma manera, en el Hemisferio Sur, la desviación hacia la izquierda origina los alisios del sudeste.

Los vientos no tienen siempre exactamente estas direcciones. Además de los efectos locales, debido a las desigualdades de la superficie subyacente, existen diferencias de gradientes de presión y la fuerza de Coriolis, que hacen que la dirección e intensidad del viento varíen de un instante a otro y de un sitio al otro.

Sin embargo, los alisios son conocidos por su persistencia y su regularidad. Sobre los océanos, se caracterizan por Cumulus cuya base está alrededor de un kilómetro y su cima a dos kilómetros aproximadamente.

Sobre los litorales frente al viento, el desarrollo vertical de la nube es mayor y existe la posibilidad de que ocurran chubascos, sobre todo cuando la intensidad del viento aumenta. A veces, sin embargo, las regiones de barlobento de las barreras montañosas casi están libres de nubes bajas.

El limitado desarrollo de las nubes y el tiempo generalmente bueno que está asociado a los alisios, dependen de la inversión de los alisios. La subsidencia en los cinturones de altas presiones subtropicales provoca la formación de una inversión que persiste en una parte del trayecto hacia el ecuador del aire que constituye los alisios. La inversión de los alisios actúa como una especie de "tapadera" que limita el desarrollo de las nubes, especialmente en los océanos.

Sin embargo, mientras el aire se mueve hacia el Oeste, dirigiéndose al ecuador, la inversión de los alisios empieza a debilitarse y su base llega a estar más alta. Esto permite que el desarrollo vertical de las nubes se extienda a mayores altitudes y que la precipitación sea más fuerte y más frecuente en las proximidades de la vanguardia ecuatorial.

#### 19.5      Monzones

La circulación del aire a gran escala está modificada por la presencia de superficies continentales y oceánicas, ya que la superficie de los continentes se calienta y se enfriá más rápidamente que la de los océanos, en razón de sus diferentes propiedades térmicas.

Los continentes tienden, pues, a calentarse rápidamente en verano y a enfriarse rápidamente en invierno, mientras que los océanos conservan una temperatura más o menos constante durante todo el año. En los párrafos 14.1 y 14.2 se ha estudiado el efecto de las diferencias de calentamiento entre las superficies continentales y las oceánicas. Cuando la extensión de estas superficies es grande, puede establecerse la circulación del aire a gran escala.

En verano, el aire tiende a fluir desde los océanos hacia los continentes calientes y al mismo tiempo a entrar en acción la fuerza de Coriolis y la de fricción. El aire marítimo húmedo que franquea las costas se hace cada vez más inestable debido a que se calienta por su base. El desarrollo vertical de las nubes es importante, sobre todo si está acentuado por la presencia de cadenas montañosas. Sobre una gran área del continente ocurren fuertes chubascos, tormentas eléctricas y turbonadas violentas.

En invierno, la situación se invierte, el aire fluye desde los continentes más fríos hacia el mar. La subsidencia es general y el aire está seco.

Estos vientos estacionales que resultan de las diferencias de temperatura entre los continentes y los océanos se llaman vientos de monzón o simplemente monzones, término derivado de una palabra árabe que significa "estación".

#### 19.6 Regiones de monzón

El monzón se manifiesta con la máxima intensidad sobre el sur y el este de Asia. En invierno, el aire que fluye del anticiclón siberiano forma un flujo del noroeste que franquea las costas del Pacífico y otro flujo del norte que atraviesa la China, Birmania y la India. Este aire se mueve, a través del Océano Indico, hacia la vaguada ecuatorial situada al sur del ecuador.

El anticiclón siberiano se debilita en marzo, cuando la temperatura del suelo comienza a aumentar. Sin embargo, el monzón del sudoeste de la India se produce hasta junio. Sobre el oeste del Océano Pacífico, el monzón de verano viene del sur o del sudeste.

También existe el monzón en otros continentes. En el norte de Australia, la "estación seca" se manifiesta durante el invierno del hemisferio austral cuando los alisios del sudeste predominan sobre esta región. Cuando los alisios se debilitan, el aumento de la temperatura provoca la formación progresiva de una baja térmica.

Hacia el fin del año empieza la "estación húmeda" acompañada de tormentas eléctricas aisladas sobre la parte norte del continente. Cuando el monzón del noroeste propiamente dicho llega al norte de Australia en diciembre, pueden persistir fuertes lluvias durante varios días. Las tormentas eléctricas, las turbonadas violentas y las fuertes precipitaciones generalmente alcanzan su máximo en enero y febrero, cuando la vaguada ecuatorial se establece en el norte del continente.

Sobre África, el alisio del sudoeste atraviesa el ecuador y se extiende hacia el interior del continente tanto como el monzón del sudoeste en el verano del hemisferio septentrional. Sobre las costas tropicales del este, los vientos del sudeste o sur en invierno ceden su sitio a los vientos del noroeste en el verano del hemisferio austral. Este efecto está algo influenciado por las variaciones de la presión sobre Asia.

Sobre América del Norte, el régimen del monzón no es tan completo como en Asia. Sin embargo, hay un marcado cambio en los vientos dominantes, particularmente al norte del Golfo de México.

#### 19.7 El tiempo en las regiones tropicales

En las regiones tropicales, la variación de temperatura entre el invierno y el verano es menor que en las regiones templadas. Esto proviene principalmente de que el Sol no se aleja mucho del céntit al mediodía.

Consultando un mapamundi también se puede comprobar que los océanos ocupan la mayor parte de las regiones tropicales. Las variaciones de temperatura de los océanos son muy pequeñas, menores que 3°C en casi todas las regiones tropicales. Incluso, sobre los continentes, la amplitud de la variación de la temperatura promedio mensual es menor que 10°C. A título de comparación, esta amplitud es igual o incluso mayor que 15°C en las regiones situadas fuera de los trópicos.

Los diagramas del párrafo 8.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" muestran que, en casi todos los lugares situados en las regiones tropicales, el Sol pasa por el céntit dos veces al año. Esto hace que a menudo existan dos períodos con temperatura mayor que el promedio. Sin embargo, algunas veces las nubes y las precipitaciones reducen la temperatura durante ciertos períodos produciendo el mismo efecto.

En general, en las regiones situadas entre los dos cinturones de altas presiones subtropicales, los gradientes térmicos horizontales son muy débiles. De donde resulta la imposibilidad de detectar frentes bien definidos como los que se observan en las latitudes medias. Los frentes que penetran en el borde de las regiones tropicales, y que vienen de latitudes más altas, se disipan rápidamente debido a la disminución del contraste de temperatura entre las masas de aire.

La cantidad de precipitación en cada estación depende a la vez de fenómenos a escala sinóptica y a mesoescala. En la escala sinóptica, las depresiones y las vaguadas ejercen una influencia marcada sobre las lluvias. Sin embargo, una gran parte de las precipitaciones se produce en forma de chubascos y las tormentas eléctricas que provienen de efectos locales, tales como la orografía y el calentamiento de la superficie.

#### 19.8 Zonas de convergencia

Aunque los frentes activos se manifiestan rara vez en los trópicos, debido a los débiles gradientes térmicos horizontales, se observa frecuentemente la formación de nubes y de precipitaciones sobre grandes regiones. La convergencia a bajo nivel en las depresiones o a lo largo de los ejes de vaguada, provoca movimientos ascendentes que van acompañados de formación de nubes y precipitaciones. Este efecto es más acentuado si se produce divergencia en la alta troposfera.

También puede producirse convergencia cuando se acercan dos flujos de aire que vienen de direcciones diferentes. Si el aire tropical húmedo se ve forzado a elevarse pueden formarse, en la proximidad de la zona de convergencia, líneas organizadas de Cumulus o de Cumulonimbus y bandas de Cirrostratus.

#### 19.9 El tiempo en la vaguada ecuatorial

La vaguada ecuatorial se llama también zona de calmas ecuatoriales. Aunque sea en general una región de vientos débiles y de dirección variable, pueden formarse tormentas eléctricas locales debidas al calentamiento de la superficie subyacente y a la orografía. Además, pueden producirse turbonadas locales acompañadas de chubascos.

Las zonas de convergencia en la región de la vaguada ecuatorial pueden provocar la formación de nubes y de precipitaciones de gran extensión. Las cimas de los Cumulus y de los Cumulonimbus se despliegan a niveles muy altos, formando capas de Altostratus y de Cirrostratus. Mientras se desarrollan tormentas eléctricas en las celdas convectivas puede caer lluvia de los Altostratus sobre una gran superficie. El ancho de la banda de mal tiempo varía en función de la escala de convergencia.

#### 19.10 Zona intertropical de convergencia

La convergencia se produce en gran escala cuando los alisios de los dos hemisferios concurren en una estrecha zona. Es la zona intertropical de convergencia. En general, los alisios de los dos hemisferios están separados por una zona ancha de calmas ecuatoriales, pero en ciertas regiones los alisios del noreste y del sudeste circulan próximos unos a otros.

La zona intertropical de convergencia se caracteriza por un tiempo muy malo que se manifiesta en una gran superficie. El desarrollo vertical de las nubes se extiende a todo el espesor de la troposfera hasta la tropopausa de las regiones tropicales a altitudes de 17 Km o más. La base de las nubes puede descender a algunos cientos de metros, e incluso bajar algunas veces casi hasta la superficie. En general, se producen fuertes lluvias, frecuentes tormentas eléctricas y turbonadas violentas.

#### 19.11 Variación diurna y efectos locales

Los efectos de la variación diurna y los efectos locales son muy importantes en los trópicos. A menudo, ejercen una influencia más grande que las perturbaciones a escala sinóptica. La variación diurna de la temperatura, del viento y de la lluvia se acentúa por los efectos orográficos.

La variación diurna de la temperatura depende mucho de la dirección de los vientos dominantes. Cuando existen vientos que soplan regularmente del mar hacia la costa, la variación diurna de la temperatura es pequeña. Por el contrario, el clima puede tener un carácter más o menos continental cuando los vientos dominantes soplan hacia el mar. La amplitud de la variación diurna puede ser entonces relativamente grande.

La brisa de mar tiene importantes efectos sobre la temperatura y sobre el tiempo en muchos lugares de las regiones tropicales. También puede reforzar los vientos dominantes cuando vienen del mar. Si las costas son accidentadas, la brisa de mar puede combinarse con el efecto anabático estudiado en el párrafo 14.4.

En las regiones donde el aire es húmedo e inestable, la brisa de mar puede favorecer los movimientos verticales, provocando chubascos o tormentas eléctricas por la tarde. De la misma manera, la brisa de tierra puede producir tormentas eléctricas en el mar al amanecer.

#### 19.12 Perturbaciones tropicales

Los mapas cotidianos de líneas de corriente muestran numerosos fenómenos que no aparecen en los mapas de promedio mensuales o anuales. Esto resulta de cierta uniformidad que se produce cuando se utilizan los promedios.

Las configuraciones que aparecen en los mapas sinópticos diarios incluyen diversos tipos de torbellinos, ondulaciones y zonas de convergencia. Estas últimas pueden estar asociadas a la convergencia y a la divergencia. El ascenso y descenso del aire tienen consecuencias sobre el tiempo a escala sinóptica. Los efectos locales pueden también modificar el tiempo a escala más pequeña.

El término perturbación tropical se emplea para designar cualquier elemento de flujo que perturba las corrientes tropicales normales. En ausencia

de perturbaciones tropicales, el flujo vendría casi representado por las líneas de corriente más o menos alisadas, casi rectilíneas.

Las perturbaciones tropicales más activas son los violentos ciclones tropicales que se forman sobre los océanos cálidos de las regiones tropicales y que se describen en el párrafo siguiente.

#### 19.13 Cyclones tropicales

En ciertas regiones tropicales se observan circulaciones ciclónicas violentas que producen vientos que sobrepasan en fuerza a todos los que pueden provocar las otras perturbaciones a escala sinóptica.

Según la localidad en que se originan, estas perturbaciones ciclónicas tienen nombres diferentes tales como huracanes, tifones o sencillamente cyclones tropicales.

Los cyclones tropicales pueden formarse en la mayoría de los océanos a latitudes intertropicales, generalmente a más de  $5^{\circ}$  del ecuador. Alcanzan su máxima intensidad cuando se desplazan sobre las aguas cálidas tropicales. Tan pronto como entran en los continentes empiezan a debilitarse, no sin haber causado antes enormes daños.

Un cyclón tropical aparece primeramente en los mapas a nivel del mar como una débil perturbación tropical. Cuando se establece una circulación ciclónica clara y el viento ha aumentado, pero sin llegar todavía al viento fuerte ( $17 \text{ ms}^{-1}$  ó 34 nudos), se le llama depresión tropical.

Cuando la fuerza del viento alcanza la de viento fuerte o más, la perturbación se clasifica como cyclón tropical. Sin embargo, en ciertos países se distingue entre una tempestad tropical (34 a 63 nudos) y un huracán que es un cyclón tropical violento con vientos aún más fuertes.

La presión al nivel del mar en un cyclón tropical es frecuentemente del orden de 960 hPa, pero es también posible encontrarla más baja. A menudo, la profundidad es igual o mayor que la de un profundo cyclón extratropical; pero, mientras que en este último caso el diámetro puede alcanzar hasta 3.000 Km, el de un cyclón tropical es a veces cuatro veces más pequeño, y otras menor que 100 km.

Pueden producirse gradientes de presión horizontales extremadamente grandes y el viento en superficie alcanzar la fuerza de huracán. Generalmente acompañan al cyclón lluvias torrenciales, gran cantidad de tormentas eléctricas y formación de nubes sobre una gran extensión.

El típico cyclón tropical tiene una zona más o menos circular de vientos que alcanzan la fuerza de huracán (es decir, que pasan de  $32 \text{ ms}^{-1}$  ó 63 nudos), pudiendo tener cerca de 80 km de radio. Fuera de esta zona, la intensidad del viento disminuye rápidamente. A 150 ó 200 km del centro, la intensidad del viento puede ser menor que 15 ó 20  $\text{ms}^{-1}$  (30 ó 40 nudos).

El mínimo de presión se sitúa en el centro, que se conoce con el nombre de ojo del cyclón. Esta región, que algunas veces no tiene más que algunos kilómetros de diámetro, se caracteriza por vientos débiles, ausencia de lluvia y a menudo muy poca nubosidad. Se distingue perfectamente de la zona que le rodea de vientos fuertes, lluvias y abundante nubosidad.

El ojo del ciclón está rodeado de una espectacular muralla de nubes que se elevan casi verticalmente hasta altitudes de 10 o más kilómetros y que señala el comienzo de la zona anular de vientos violentos, que algunas veces sobrepasan  $300 \text{ kmh}^{-1}$ , y constituye el límite de la zona de Cumulonimbus, que se manifiestan por tormentas eléctricas y lluvias torrenciales. Estos vientos y lluvias que le están asociados tienen su máxima intensidad en los cuadrantes delanteros del ciclón cuando éste se desplaza.

Las nubes y las zonas de lluvia forman espirales que se arrollan alrededor del muro de nubes. A menudo, se puede detectar las zonas de lluvia sobre la pantalla del radar donde forman bandas de lluvia en espiral.

Los ciclones tropicales pueden desplazarse en cualquier dirección. Sin embargo, generalmente, lo hacen hacia el Oeste y un poco en la dirección del polo, después de que se forman.

Los vientos fuertes de los ciclones tropicales generan grandes olas que se alejan en todas las direcciones a una velocidad promedio de más de 1.500 km por día. Esta velocidad es varias veces mayor que la del desplazamiento del ciclón. La llegada de un fuerte mar de fondo puede indicar la proximidad de un ciclón tropical, al mismo tiempo que la dirección de donde viene puede dar indicaciones sobre la posición de su centro.

El ciclón tropical toma su energía del calor almacenado en las aguas tropicales y del calor latente liberado por la condensación del vapor de agua de la atmósfera tropical húmeda. Esto representa uno de los procesos físicos en los cuales cantidades considerables de energía solar son transformadas en energía cinética.

Los fenómenos meteorológicos que se manifiestan en las regiones tropicales están directa e indirectamente relacionados con los acontecimientos que se producen en la atmósfera, fuera de los trópicos. En el próximo capítulo se estudiará la atmósfera a escala global.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué ventajas tiene incluir toda la región comprendida entre los cinturones de altas presiones subtropicales en el estudio de la Meteorología Tropical?
2. Redáctese un breve estudio sobre los alisios.
3. Redáctense breves notas sobre:
  - a) el ecuador meteorológico;
  - b) la zona de convergencia;
  - c) el tiempo en la vaguada ecuatorial.
4. Explíquese como se forman los monzones. Describanse los cambios estacionales del tiempo que se producen en regiones sometidas a los monzones.
5. Describanse brevemente las características más importantes de las variaciones de temperatura y de precipitación en los trópicos.

6. Explíquense las expresiones siguientes:
- a) la zona intertropical de convergencia;
  - b) la perturbación tropical.
7. Describanse los efectos de la variación diurna y los efectos locales que se manifiestan en las regiones tropicales.
8. Redáctese un estudio sobre los ciclones tropicales, en particular sobre los puntos siguientes:
- a) nombres que se les dan;
  - b) región de formación;
  - c) mínimo de presión al nivel del mar;
  - d) intensidades del viento;
  - e) características del tiempo;
  - f) ojo del ciclón;
  - g) bandas de lluvia en espiral;
  - h) olas oceánicas generadas por el ciclón.
-

## CAPITULO XX

### LA CIRCULACION GENERAL

En los capítulos anteriores se ha tratado más particularmente del estado de la atmósfera de una zona limitada en un momento dado. Sin embargo, es necesario considerar también la atmósfera en su conjunto y su evolución durante un período bastante largo para comprender los diversos acontecimientos que en ella se producen. Este conocimiento es esencial si se quiere pronosticar el estado futuro de la atmósfera.

Uno de los métodos que se pueden utilizar para estudiar la atmósfera en su conjunto consiste en determinar su movimiento promedio durante un período de días. Este movimiento promedio se llama circulación general de la atmósfera.

Trabajando con promedios respecto al tiempo, necesariamente se hará desaparecer o suavizar una buena parte de las configuraciones de circulación que se presentan en los mapas sinópticos diarios. Sin embargo, se consigue un punto de partida interesante para el estudio de las situaciones sinópticas permanentes o semipermanentes que rigen el tiempo atmosférico en las diversas partes del mundo.

En el párrafo 9.5 de "Ciencias de la Tierra" se ha descrito brevemente cierto número de elementos de la circulación general. En este capítulo se estudiarán otros aspectos de esta circulación.

#### 20.1 El movimiento promedio en la troposfera y en la baja estratosfera

Los mapas de presión promedio al nivel del mar en enero y julio muestran la existencia de un cinturón de bajas presiones hacia los  $60^{\circ}$  de latitud y otro cinturón de altas presiones situado a, aproximadamente,  $30^{\circ}$  de latitud. Estas configuraciones existen en los dos hemisferios y se les conoce, respectivamente, por las expresiones zona de bajas presiones subpolares y zona de altas presiones subtropicales.

En el capítulo anterior se ha visto también que existe en la proximidad del ecuador la vaguada ecuatorial.

La Figura 20.1 representa un esquema simplificado de la distribución de la presión promedio, válido únicamente si se supone que la superficie terrestre es uniforme, ya que no presenta las deformaciones correspondientes a la desigual distribución de los océanos y de los continentes. Asimismo, en este esquema se indica la dirección del viento en superficie que correspondería a esa situación ideal.

Un estudio más profundo de la zona de bajas presiones subpolares muestra que contiene un cierto número de celdas y que estos centros de baja presión se sitúan en verano algo más cerca de los polos que en invierno en cada hemisferio.

Del mismo modo, la zona de altas presiones subtropicales en cada hemisferio contiene un cierto número de celdas de altas presiones, algunos de los cuales ocupan frecuentemente posiciones privilegiadas. Son los anticiclones semipermanentes que también se desplazan hacia los polos cuando, en verano, el Sol está sobre el hemisferio considerado.

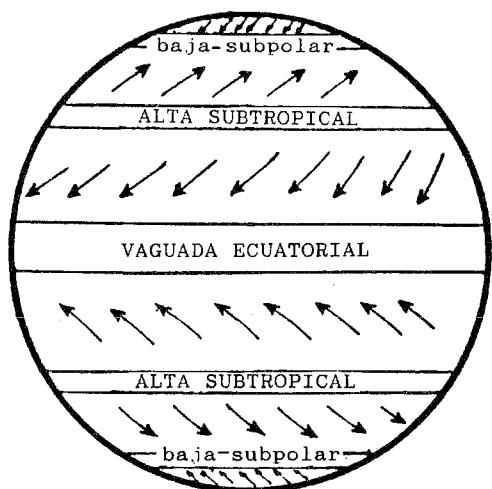


Figura 20.1  
Circulación al nivel del mar, suponiendo  
la superficie de la Tierra uniforme

Los mapas de presión constante de 700 hPa representan la configuración sinóptica a una altitud aproximada de 3 km. Los mapas promedio de 700 hPa de enero y julio muestran que la estructura visible en los mapas al nivel del mar ha desaparecido a esta altitud. El mapa presenta más bien una depresión central en la proximidad del polo, mientras que las zonas de nivel más alto están desplazadas hacia el ecuador con respecto a los anticiclones subtropicales del mapa al nivel del mar. La Figura 20.2 representa un mapa de 700 hPa típico para un hemisferio, visto desde encima del polo.

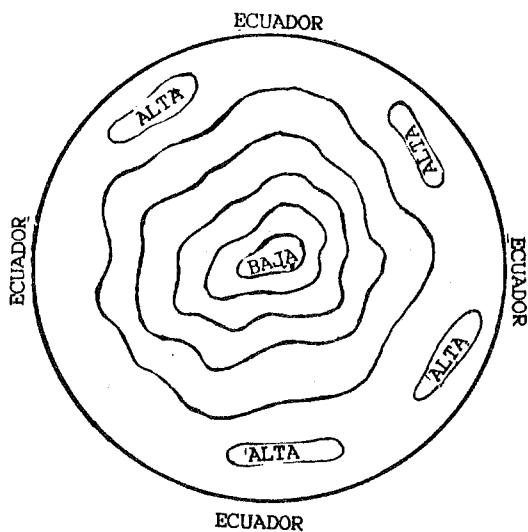


Figura 20.2  
Mapa de la superficie isobárica  
de 700 hPa en un hemisferio

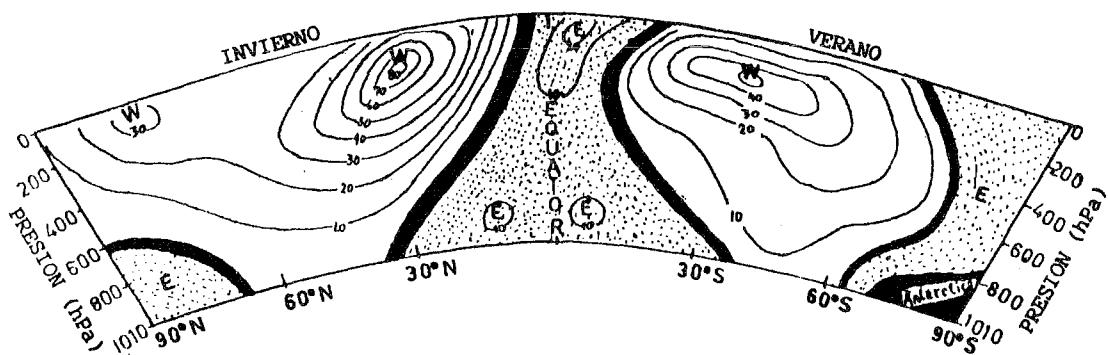
Cuando el viento sopla a lo largo de los paralelos, el movimiento es un flujo zonal. En realidad, el viento varía de un punto a otro pero es posible calcular la componente zonal promedio del este o del oeste del viento en un paralelo cualquiera. Es lo que se llama viento zonal promedio.

También es posible calcular el viento zonal promedio a varios niveles en la troposfera y la baja estratosfera. La Figura 20.3 es una sección en la que se ha representado el perfil del viento zonal promedio.

El centro de la zona de bajas presiones subpolares está situado próximo a los  $60^{\circ}$  de latitud en superficie. Su posición en altura se desplaza rápidamente hacia el polo en el límite entre los vientos del oeste y los circumpolares del este.

El eje vertical de las altas presiones subtropicales está inclinado hacia el ecuador, partiendo de la superficie, aproximadamente en los  $30^{\circ}$  de latitud. Este eje forma el límite entre los vientos del oeste y los vientos del este tropicales que, en las capas bajas, son el componente promedio zonal de los alisios.

Figura 20.3  
Viento zonal promedio (en nudos)



## 20.2 Corrientes en chorro

La Figura 20.3 muestra, asimismo, que los vientos del oeste ocupan en la alta troposfera un área de mayor extensión comparada con la del nivel del mar. La componente oeste del viento también aumenta en intensidad hasta, aproximadamente, 200 hPa (unos 12 km) y luego, por encima, disminuye. La intensidad máxima del viento durante el invierno en el corte vertical es casi doble de la del verano.

La distribución vertical de la intensidad del viento presenta una corriente en chorro, es decir una fuerte corriente de aire que circula en un "tubo" relativamente estrecho.

La Organización Meteorológica Mundial ha dado la siguiente definición de corriente en chorro:

"La corriente en chorro es una corriente estrecha de viento fuerte, cuyo eje es casi horizontal situado en la alta troposfera o en la estratosfera, caracterizada por un fuerte cizallamiento horizontal y vertical y que puede presentar uno o varios máximos de intensidad. La intensidad del viento debe ser superior a 60 nudos".

La corriente en chorro que figura en el perfil del viento zonal promedio es debida a la combinación de dos corrientes que se pueden observar en los mapas diarios. Una de ellas es la corriente en chorro subtropical que está situada cerca de los 200 hPa en la proximidad de las altas presiones subtropicales a  $30^{\circ}$  de latitud, aproximadamente.

La otra corriente en chorro perceptible en los mapas diarios es la corriente en chorro del frente polar que se sitúa inmediatamente debajo de la tropopausa, casi exactamente por encima de la posición del frente polar a 500 hPa.

Su posición en latitud es muy variable debido a que sigue los desplazamientos del frente polar hacia los polos o hacia el ecuador. En ciertas partes se confunde periódicamente con la corriente en chorro subtropical cuya posición es más constante. También se confunde con esta corriente en chorro en los perfiles de viento zonal promedio tal como se indica en la Figura 20.3.

### 20.3 Modelos de la circulación general

Para estudiar la circulación general es ventajoso referirse a un esquema que representa sus características principales. Es lo que se llama un modelo de la circulación general.

El primer modelo de la circulación general fue propuesto por Hadley en 1735. Comprendía, para cada hemisferio, una sola celda de circulación análoga a la que se ha representado en la Figura 20.4. Numerosas objeciones de orden científico se oponen a este tipo de circulación que, además, no está de acuerdo con los datos de observación actualmente disponibles.

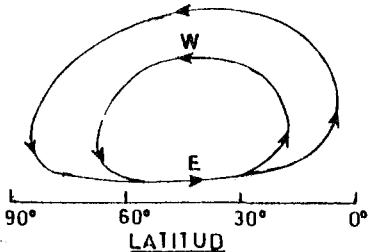
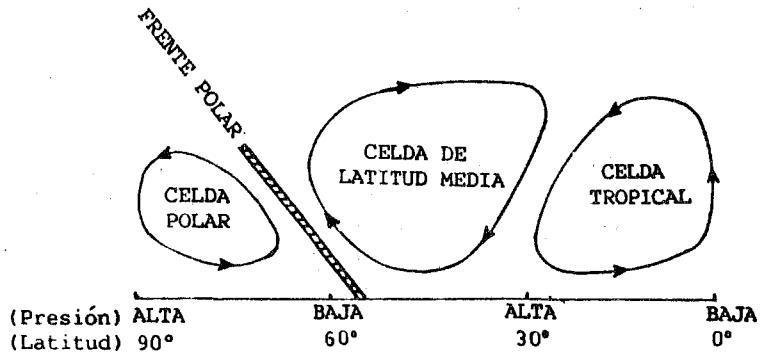


Figura 20.4  
Corte meridional que representa la circulación general de Hadley

En 1928, un modelo de circulación que consta de tres celdas fue propuesto por el meteorólogo sueco T. Bergeron. Este modelo fue modificado por C.G. Rossby en 1947 y está representado en la Figura 20.5.

Figura 20.5  
Modelo de circulación meridional que incluye tres celdas



La ventaja de este modelo es que tiene en cuenta la existencia de una zona de subsidencia y de calmas encima de la posición promedio del cinturón de las altas presiones subtropicales. Explica igualmente los movimientos ascendentes y el tiempo nuboso y lluvioso alrededor de la posición promedio de las bajas presiones subpolares y la vaguada ecuatorial.

Durante los dos últimos decenios se han obtenido suficientes datos del aire superior que han hecho necesario revisar el modelo de circulación de tres celdas. Por ejemplo, en 1952, E. Palmén sugirió que los mapas de

circulación promedio tendían a ocultar algunas de las características más importantes de la circulación general.

La Figura 20.6 representa la circulación general meridional revisada de acuerdo con las sugerencias de Palmén. Las corrientes en chorro del frente polar y subtropicales están en ella representadas por una cruz dentro de un círculo.

Las tres celdas de la Figura 20.6 comprenden:

- a) una celda tropical análoga a la de la Figura 20.5;
- b) una celda extratropical o celda del frente polar;
- c) las regiones situadas del lado polar de las bajas presiones subpolares.

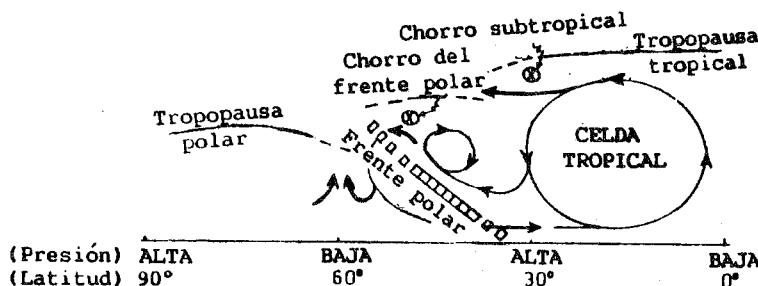


Figura 20.6  
La circulación meridional  
de invierno según Palmén

La celda tropical está de acuerdo con la descripción de la circulación dada en el Capítulo XIX.

La celda extratropical es más compleja que la celda tropical, en particular debido a las complicaciones que introduce la naturaleza migratoria del frente polar. Además, la circulación promedio en esta celda es mucho más débil que en la celda tropical.

Las partes del frente polar representadas con trazos corresponden a alturas cuyos contrastes frontales están a menudo atenuados. Esto es debido, en parte, a las corrientes meridionales de ruptura del frente polar que penetran hacia el Norte o al Sur al atravesar las latitudes medias en estos niveles.

En particular, una mezcla de aire polar se produce en las porciones más bajas del frente polar, sobre todo cuando éste penetra en las regiones subtropicales. Este proceso provoca la disolución de los frentes polares cuando llegan a estas regiones.

En la región comprendida entre las tropopausas tropicales y polares se observará que puede irrumpir una tercera corriente que arrastra aire troposférico en la baja estratosfera.

La circulación meridional del lado polar a una latitud de  $60^{\circ}$  es aún mal conocida. De la observación parece deducirse que la circulación meridional sea allí más débil que a latitudes medias y bajas. Sin embargo, se puede esperar que se produzcan movimientos ascendentes en la proximidad de las bajas presiones subpolares en relación con la convergencia de las capas bajas alrededor de los  $60^{\circ}$  de latitud.

Experimentalmente se ha tratado de imitar la circulación general con la ayuda de recipientes planos circulares que contienen una capa delgada de agua y se calientan por su periferia y enfrián por el centro. La circulación del agua se observa con la ayuda de colorantes, una vez puestos en rotación. La circulación se organiza de varias maneras en función de la velocidad de rotación y presenta, a veces, aspectos que se parecen a la circulación de la atmósfera.

Más recientemente, la utilización de calculadoras electrónicas ha permitido realizar el considerable volumen de cálculos necesarios para determinar el estado futuro de la atmósfera partiendo de condiciones iniciales conocidas. Sin embargo, es necesario hacer hipótesis simplificadas sobre los procesos que se producen en la atmósfera. Se han obtenido resultados bastante satisfactorios y se espera conseguir en el futuro una imagen mucho más detallada de la circulación atmosférica.

El éxito de estas tentativas dependerá, en gran parte, de la posibilidad de disponer de observaciones correctas suministradas por los observadores meteorólogistas y con estaciones automáticas instaladas por muchos países. La Organización Meteorológica Mundial se ocupa activamente de obtener este resultado a través de la Vigilancia Meteorológica Mundial.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Cuál es el significado de las expresiones siguientes?:
  - a) circulación general de la atmósfera;
  - b) bajas subpolares;
  - c) altas presiones subtropicales;
  - d) viento promedio zonal;
  - e) anticiclones semipermanentes.
2. Redáctese un texto breve sobre las corrientes en chorro.
3. Dibújese un esquema de la circulación meridional de invierno según Palmén.

PARTE II - INSTRUMENTOS Y OBSERVACIONES  
METEOROLOGICAS DE SUPERFICIE

INTRODUCCION

Las observaciones meteorológicas de superficie se efectúan al nivel del suelo, al nivel del mar, o bien en sus proximidades, por un observador que dispone para esta tarea de instrumentos colocados a su nivel. Esta parte del manual está dedicada, principalmente, a los diferentes métodos y prácticas relativas a las observaciones sinópticas de superficie. Pero la mayor parte de estos métodos también se pueden aplicar a otro tipo de observaciones de superficie.

En los capítulos siguientes se exponen los principios generales en que se basan los instrumentos meteorológicos más comunes. Es evidente que estos instrumentos experimentan modificaciones más o menos importantes en los diferentes Servicios Meteorológicos del mundo entero, pero estas modificaciones son demasiado numerosas para que puedan ser examinadas con detalle en esta publicación. Sin embargo, cabe esperar que el lector encontrará en esta parte información que le será útil para su formación; incluso si más tarde debe utilizar aparatos más perfeccionados para efectuar las observaciones de superficie.

En los Capítulos I y II se estudian, respectivamente, la naturaleza de las observaciones meteorológicas y las características generales de las observaciones instrumentales de superficie. En el Capítulo III se exponen los principales criterios adoptados para la clasificación internacional de las nubes.

Del Capítulo IV al VII se estudian, respectivamente, la medida de la temperatura, la medida de la presión, la medida de la humedad atmosférica y la medida del viento en superficie. En cada uno de estos capítulos se describen los instrumentos que se deben utilizar así como los métodos empleados para observar el elemento considerado.

En los Capítulos VIII y IX se estudian, respectivamente, la observación de las nubes y la observación del tiempo en superficie, que en gran parte se hace sin instrumentos. A continuación, del Capítulo X al XIII se analizan la medida de la precipitación, la medida de la visibilidad, de la medida de la evaporación y de la medida de la duración de la insolación. Estos capítulos están dedicados principalmente a la observación instrumental de estos elementos, salvo el de la visibilidad que trata también de las observaciones no instrumentales.

Los dos últimos capítulos tienen un carácter más particular. En el Capítulo XIV se estudia la observación del estado del suelo que se efectúa en ciertos Servicios Meteorológicos. Por último, en el Capítulo XV se exponen, principalmente, las observaciones en la superficie del mar, pero también se incluyen ciertos aspectos que interesan a los observadores que efectúan su labor en las estaciones costeras.



## CAPITULO I

### NATURALEZA DE LAS OBSERVACIONES METEOROLOGICAS

Todo estudio científico de la atmósfera supone disponer, ante todo, de datos meteorológicos adecuados. Nuestros sentidos y principalmente la vista nos permiten hacer un gran número de observaciones. Por ejemplo, podemos observar la cantidad de nubes presentes en el cielo. Estas observaciones se denominan observaciones sensoriales.

Sin embargo, sucede a menudo que nuestros sentidos no bastan y tenemos que recurrir a los instrumentos. Por ejemplo, es necesario leer un termómetro para determinar la temperatura del aire. En este caso, las observaciones se llaman observaciones instrumentales.

La observación de los diversos elementos meteorológicos se hace en las estaciones meteorológicas de observación. En este capítulo se examina precisamente la naturaleza de las observaciones efectuadas en estas estaciones.

#### 1.1 Clasificación de las estaciones

Las diferentes categorías de estaciones meteorológicas son las siguientes:

- a) estaciones sinópticas (terrestres y marítimas);
- b) estaciones climatológicas;
- c) estaciones meteorológicas aeronáuticas;
- e) estaciones especiales.

Una estación sinóptica es aquella donde se efectúan observaciones meteorológicas para las necesidades de la meteorología sinóptica. Esta rama de la meteorología se refiere al estudio del tiempo real basado en observaciones anotadas en mapas geográficos. El objeto de este estudio es pronosticar la futura evolución del tiempo. Las estaciones sinópticas comprenden, por una parte, las estaciones de observación de superficie y, por otra parte, las estaciones de observación del aire superior.

Los datos meteorológicos utilizados en los estudios climatológicos son suministrados por las estaciones climatológicas. El clima corresponde a las condiciones meteorológicas consideradas en un largo período de tiempo. Ciertas estaciones como, por ejemplo, las estaciones sinópticas, no han sido instaladas para proporcionar esta clase de datos. Sin embargo, las informaciones que suministran pueden ser útiles a la climatología y, por esta razón, se las considera también como estaciones climatológicas.

Las estaciones meteorológicas aeronáuticas están situadas en los aeródromos. En principio han sido creadas para cubrir las necesidades particulares de la aviación pero pueden también efectuar observaciones sinópticas y climatológicas.

Las estaciones meteorológicas agrícolas se instalan con el fin de proporcionar asistencia a la agricultura. Aquí, el término agricultura se utiliza en su más amplio sentido, es decir incluye particularmente la

horticultura, la ganadería y la silvicultura. Las estaciones meteorológicas agrícolas hacen observaciones particulares sobre el medio físico así como observaciones de carácter biológico. Además, utilizan las observaciones de los fenómenos meteorológicos que se hacen en las estaciones meteorológicas de todo tipo.

Las estaciones especiales se establecen para evaluar fenómenos meteorológicos particulares. Comprenden las estaciones para los fines siguientes: observación de parásitos atmosféricos, electricidad atmosférica, localización con radar de nubes e hidrometeoros, hidrología, medida de la radiación, medida del ozono, etc.

### 1.2 Las redes de estaciones

En el mundo entero han sido establecidas redes de estaciones sinópticas y climatológicas. La OMM ha recomendado que el intervalo entre las estaciones terrestres de la red sinóptica de base no debería pasar de 150 km y que el intervalo entre las estaciones terrestres de observación del aire superior no debería ser mayor de 300 km.

### 1.3 Los diferentes tipos de observaciones

Los diferentes elementos meteorológicos observados en las estaciones meteorológicas vienen determinados en función del fin para el cual se efectúan las observaciones. Estos elementos son los siguientes:

#### a) Observaciones sinópticas

Las observaciones hechas en todas las redes de estaciones sinópticas tienen en cuenta los siguientes elementos:

- i) tiempo presente y tiempo pasado;
- ii) dirección e intensidad del viento;
- iii) nubosidad, tipos de nubes y altura de la base de las nubes;
- iv) visibilidad;
- v) temperatura del aire y temperatura del punto de rocío;
- vi) humedad;
- vii) presión atmosférica.

Ciertas estaciones sinópticas terrestres observan también los elementos siguientes:

- i) tendencia de la presión atmosférica y características de dicha tendencia;
- ii) temperaturas extremas;
- iii) cantidad de precipitación;
- iv) estado del suelo;
- v) dirección del movimiento de las nubes;
- vi) fenómenos especiales.

Las observaciones hechas en las estaciones meteorológicas oceánicas comprenden, además, los siguientes elementos:

- i) rumbo y velocidad del buque;
- ii) temperatura de la superficie del mar;
- iii) dirección del desplazamiento, período y altura de las olas;
- iv) hielo en el mar;
- v) fenómenos especiales.

b) Observaciones climatológicas

Las observaciones hechas por una estación climatológica principal comprenden todos los elementos siguientes o la mayor parte de ellos:

- i) tiempo;
- ii) viento;
- iii) nubosidad, tipo de nubes y altura de la base de las nubes;
- iv) visibilidad;
- v) temperatura del aire (incluidas las temperaturas extremas);
- vi) humedad;
- vii) presión atmosférica;
- viii) precipitación;
- ix) suelo nevado;
- x) insolación;
- xi) temperatura del suelo.

c) Observaciones meteorológicas para la aeronáutica

Las observaciones hechas en los aeródromos tienen por objeto cubrir las necesidades de la aviación y se estudiarán en la parte relativa a la meteorología aeronáutica. Pero las estaciones situadas en los aeródromos pueden también hacer observaciones sinópticas y climatológicas.

d) Observaciones meteorológicas para la agricultura

El programa de observación de una estación meteorológica agrícola comprende observaciones del medio ambiente tales como:

- i) temperatura y humedad del aire a diferentes niveles;
- ii) temperatura del suelo;
- iii) contenido de humedad en el suelo a diversas profundidades;
- iv) turbulencia y mezcla de aire en las capas más bajas;
- v) hidrometeoros y otros factores del balance higrométrico;
- vi) insolación y radiación.

Este programa comprende asimismo observaciones de carácter biológico referentes, principalmente, al crecimiento y rendimiento de las plantas y de los animales. Finalmente, la estación de meteorología agrícola registra los daños provocados directamente por los fenómenos meteorológicos, y los causados por enfermedades y plagas.

e) Observaciones especiales

La naturaleza de los elementos meteorológicos observados en cada estación de observación creada para fines especiales depende del objetivo para el cual ha sido creada la estación.

Es de notar que el programa de observación de un cierto número de estaciones sinópticas y climatológicas prevé:

- i) el registro de la duración de la insolación, con la ayuda de un equipo sencillo;

- ii) medidas de evaporación;
- iii) el registro continuo de la radiación global del Sol y del cielo sobre la superficie horizontal.

#### 1.4 Horas de las observaciones

Por regla general, es necesario efectuar lo más rápidamente posible la estimación o la medida de los elementos meteorológicos considerados en una observación sinóptica de superficie. Para este tipo de estaciones, la hora real de observación es la de la lectura del barómetro.

La hora normal de observación es la hora adoptada internacionalmente en las resoluciones de la OMM.

La hora oficial de observación es la hora oficial fijada por la dirección del Servicio Meteorológico interesado. Es deseable que esta hora sea la más próximo posible de la hora normal de observación.

Por razones prácticas es costumbre, en Meteorología, utilizar el ciclo de 24 horas. Medianoche o el comienzo del día están señalados por 00.00. Para las seis de la mañana se indica 06.00, mientras que 18.00 corresponde a las seis de la tarde. Se observará que no se utiliza 24.00 para indicar medianoche.

Las observaciones sinópticas deberán ser hechas en todo el mundo respecto al tiempo universal. Se ha visto, en el párrafo 14.6 del Volumen I de "Ciencias de la Tierra", que la OMM admite que el tiempo universal corresponde al tiempo medio local del meridiano de Greenwich (es decir, a la longitud 0°) que también se conoce con el nombre de tiempo medio de Greenwich (TMG). Las horas normales especificadas para efectuar las observaciones son, por lo tanto, horas TMG y no horas locales u horas del uso horario.

Las horas normales principales para las observaciones sinópticas de superficie son 00.00, 06.00, 12.00 y 18.00 TMG y las horas normales intermedias son 03.00, 09.00, 15.00 y 21.00 TMG. Por lo tanto, a estas horas precisas se deberá efectuar la lectura del barómetro. La observación de los otros elementos distintos de la presión atmosférica deberá hacerse durante los diez minutos que preceden a cada una de estas horas.

#### 1.5 Medida de las distancias verticales

En un sitio apropiado del edificio en que se halle la estación meteorológica o sobre un objetivo fijo en su proximidad, debería establecerse una señal o marca como nivel de referencia para las distancias verticales medidas en la estación o en sus alrededores inmediatos.

Los diferentes términos empleados por la OMM para mencionar las distancias verticales tienen los siguientes significados:

a) Altura (h)

Distancia vertical entre un nivel, punto u objeto considerado como punto, y una referencia especificada.

b) Altitud (Z)

Distancia vertical entre un nivel, punto u objeto considerado como punto, y un nivel medio del mar.

c) Elevación (H)

Distancia vertical entre un nivel, o punto sobre o agregado a la superficie terrestre, y el nivel medio del mar.

El término altura se emplea igualmente para indicar la dimensión vertical de un objeto.

Los símbolos  $h$ ,  $Z$  y  $H$  son utilizados para referirse a la altura, a la altitud y a la elevación, respectivamente. En particular, el símbolo  $H$ , empleado sin índice, representa la distancia vertical entre el suelo de la estación meteorológica y el nivel del mar.

Para indicar a qué instrumento, nivel, etc., se refiere la distancia vertical indicada se adjunta un índice a los símbolos  $H$  y  $h$ . Por ejemplo:

- a - para aeródromo (dato oficial del nivel del aeródromo);
- p - para la presión (indicación del nivel de referencia de las observaciones hechas en la estación);
- z - para el punto cero de la escala del barómetro.

Por lo tanto:

$H_p$  - indica la distancia vertical sobre el nivel medio del mar que ha sido adoptada para fijar el nivel de referencia de las observaciones hechas en la estación.  $H_p$  designa, a menudo, la elevación de la estación; la presión atmosférica a este nivel se llama presión de la estación;

$H_z$  - indica la distancia vertical entre el punto del barómetro y el nivel medio del mar. Esta distancia también se llama elevación del punto cero del barómetro.

En ciertas estaciones, la señal correspondiente al nivel de referencia de las observaciones se sitúa al nivel del punto cero del barómetro. En este caso,  $H_p$  y  $H_z$  son iguales.

#### 1.6 Funciones de los observadores

Los observadores competentes deben desempeñar las siguientes misiones:

- a) mantener los instrumentos en buen estado de funcionamiento;
- b) cambiar las bandas de los instrumentos registradores;
- c) hacer las observaciones sinópticas y climatológicas con la debida precisión;
- d) cifrar y transmitir las observaciones;
- e) hacer los resúmenes semanales y/o mensuales de los datos climatológicos.

1.7 Observaciones de superficie

Esta parte del manual está dedicada a las observaciones meteorológicas que están hechas al nivel del suelo o en su proximidad con ayuda de instrumentos situados exclusivamente a este nivel. Estas observaciones se llaman de superficie; se efectúan tanto en las estaciones terrestres como en las estaciones marítimas.

Las observaciones de superficie pueden ser observaciones sensoriales o instrumentales. Antes de examinar cuáles son los diferentes elementos meteorológicos que forman parte de las observaciones de superficie se estudiarán, en primer lugar, las características de los instrumentos meteorológicos utilizados para efectuar tales observaciones. Este tema será examinado en el próximo capítulo.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué diferencia hay entre una observación sensorial y una instrumental? Cítese un ejemplo de cada uno de estos tipos de observación.
2. Expónganse las características esenciales de las siguientes estaciones meteorológicas:
  - a) estación sinóptica;
  - b) estación climatológica.
3. Explíquese la diferencia entre:
  - a) la hora real de observación;
  - b) la hora normal de observación;
  - c) la hora oficial de observación.Cítese el elemento meteorológico que debe ser observado exactamente a la hora real de observación.
4. Defínanse los términos "altura" y "altitud" ¿Qué significa la expresión "presión de la estación"?
5. ¿Qué es una observación de superficie? Cítense tres ejemplos.

## CAPITULO II

### CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS OBSERVACIONES INSTRUMENTALES DE SUPERFICIE

Este capítulo trata de las observaciones de superficie, que se hacen valiéndose de instrumentos meteorológicos. Los elementos que se miden con ayuda de estos instrumentos son los siguientes:

- a) duración de la insolación;
- b) temperatura del aire, del agua y del suelo;
- c) presión atmosférica;
- d) humedad;
- e) intensidad y dirección del viento en superficie;
- f) altura a la base de las nubes;
- g) precipitación;
- h) evaporación.

En primer lugar, se examinarán los problemas que plantea la elección del emplazamiento y exposición de los instrumentos meteorológicos. A continuación, se estudiarán ciertas características de estos instrumentos y se terminará este capítulo con un examen general de los métodos que se aplican para efectuar las observaciones instrumentales en la superficie de la Tierra o en sus proximidades.

#### 2.1 Emplazamiento y exposición de los instrumentos

La medida de ciertos elementos meteorológicos depende de la instalación de los instrumentos. Para que las observaciones efectuadas en estaciones diferentes sean comparables es necesario que la instalación de los instrumentos sea semejante.

Un terreno nivelado, recubierto de césped y que tenga aproximadamente 9 m de largo por 6 m de ancho, es satisfactorio para la instalación en el exterior de los instrumentos de medida de la temperatura y de la humedad, a condición de que esté convenientemente situado.

La elección de este terreno deberá ser tal que sea representativa de las condiciones del medio que le rodea. Por tanto, será necesario evitar toda influencia inmediata de árboles o edificios y, en lo posible, este terreno no deberá estar situado sobre fuertes pendientes, ni sobre las cimas, ni sobre acantilados ni barrancos.

Esta regla no se aplica a los instrumentos de medida de la precipitación. Estos deben estar rodeados de árboles y arbustos u obstáculos análogos, repartidos de forma apropiada, para protegerlos de la influencia del viento. Sin embargo, aunque estos obstáculos sean necesarios, es indispensable que no produzcan efecto de turbulencia que sería justamente lo contrario del fin perseguido.

Una estación sinóptica deberá estar situada de tal manera que pueda proporcionar datos meteorológicos representativos de la región en la cual se encuentra.

Por regla general, una estación climatológica deberá estar situada en un lugar y en unas condiciones que garanticen la continua operación de la estación durante un período de diez años por lo menos. La instalación de la estación no deberá ser modificada durante un largo período de tiempo.

El emplazamiento de los instrumentos en una estación de meteorología aeronáutica deberá ser elegido con el fin de obtener, en la medida de lo posible, datos representativos de las condiciones que prevalecen en el aeródromo o en sus proximidades. Por la misma razón, una estación de meteorología agrícola deberá estar situada en un lugar representativo de las condiciones agrícolas y naturales de la región.

## 2.2 Características generales que han de reunir los instrumentos meteorológicos

Las principales características que deben reunir los instrumentos meteorológicos son:

- a) regularidad en el funcionamiento;
- b) precisión;
- c) sencillez en el diseño;
- d) comodidad de manejo y de mantenimiento;
- e) solidez de construcción.

En condiciones de operación el instrumento debe tener una cierta precisión por un largo período de tiempo. La sencillez, la facilidad de manejo y el mantenimiento tienen gran importancia ya que la mayor parte de los instrumentos meteorológicos están funcionando continuamente año tras año y alejados de los centros de reparación. De modo particular, los instrumentos expuestos, total o parcialmente, al aire libre deben ser de construcción robusta.

## 2.3 Clases fundamentales de los instrumentos meteorológicos

Los instrumentos meteorológicos pueden dividirse en dos categorías fundamentales:

- a) instrumentos de lectura directa;
- b) instrumentos registradores.

Los instrumentos de lectura directa son más precisos, pero cada medida de los elementos meteorológicos necesita una lectura. Si deseamos obtener medidas, a horas distintas de las de lectura directa, es necesario utilizar instrumentos que registren las medidas de una manera continua. A estos instrumentos se les llama instrumentos registradores.

Se puede aumentar la precisión de un instrumento registrador comparando regularmente la medida registrada con la obtenida por la medida del

elemento meteorológico considerado, efectuada con un instrumento preciso de lectura directa. Si estas dos medidas son diferentes, se regula el instrumento registrador para que marque el valor correcto.

#### 2.4 Instrumentos registradores

La mayor parte de los instrumentos registradores utilizados en Meteorología son del tipo que corresponde a los instrumentos en los cuales el movimiento de las partes móviles se amplía por palancas, que actúan a su vez sobre una plumilla que inscribe en una banda de papel enrollada alrededor de un tambor movido por un mecanismo de relojería.

En estos registradores no debe haber, en la medida de lo posible, fricción alguna en las articulaciones, ni en los ejes, ni entre la plumilla y el papel. También debe disponerse de algún medio para regular la presión de la pluma sobre el papel, de modo que se reduzca al mínimo compatible con la inscripción de un trazo continuo bien legible.

Cuando el tambor registrador esté movido por un mecanismo de relojería, es esencial que se pueda determinar la hora exacta de cada punto de la curva registrada. Con el fin de evitar cualquier error eventual en esta cuestión es indispensable hacer sobre la curva misma, en el momento de la observación, marcas que indiquen la hora exacta.

Estas marcas deberán hacerse por lo menos una vez al día tanto en los aparatos de registros diarios como en los de registros semanales. La hora exacta de cada marca se anotará con la aproximación de un minuto.

La curva de registro ideal es la más fina posible, siendo siempre visible y sin que se produzcan rasguños en el papel. Para obtener una curva de este tipo, es necesario manipular la pluma con mucho cuidado. Esta se limpiará regularmente con la ayuda de un disolvente a base de alcohol si la tinta la ha obstruido.

#### 2.5 Tambores registradores y mecanismos de relojería

Las dos combinaciones posibles de estos elementos son las siguientes:

- a) el mecanismo de relojería va fijo al instrumento y solamente gira el tambor;
- b) el mecanismo de relojería está fijado en el interior del tambor y gira con este último.

En el primer caso, es más fácil eliminar el movimiento de las piezas mal articuladas que constituye una de las causas principales de errores cronométricos. También en este tipo es menor el riesgo de deteriorar el mecanismo de relojería, ya que sólo hay que retirar el tambor para cambiar las bandas.

La velocidad del mecanismo de relojería debe ser ajustada por medio del regulador, normalmente previsto para este efecto, de modo que la velocidad de rotación del tambor concuerda con la graduación horaria de las bandas.

## 2.6 Bandas para instrumentos registradores

En un gran número de instrumentos la plumilla de registro va sujetada a una palanca (es decir, a un estilete) que está montada sobre un eje en uno de sus extremos. El mecanismo del aparato sigue las variaciones del elemento (temperatura, presión, etc.). Debido a esto, el estilete se desplaza alrededor de su eje y la pluma que está en su extremo registra las variaciones en forma de curva.

Las líneas que sobre las bandas indican las horas tienen forma de arco de circunferencia. La separación de estas líneas curvas, que aparecen en sentido "vertical" sobre el diagrama, es función de la velocidad de rotación del tambor. Las líneas "horizontales" del diagrama representan los valores del elemento que se mide y su separación viene determinada por la amplitud del movimiento de la plumilla.

Existen dos procedimientos para fijar la banda al tambor registrador. En el primero, la fijación está asegurada por dos grapas situadas respectivamente en la parte superior e inferior del tambor. En el segundo, la banda se fija por medio de una barrita metálica que está sujetada a la base del cilindro por una bisagra o por una hendidura, en la cual se inserta, y en la parte superior del cilindro por un gancho.

La banda no debe colocarse de una manera cualquiera. Debe adherirse completamente al tambor.

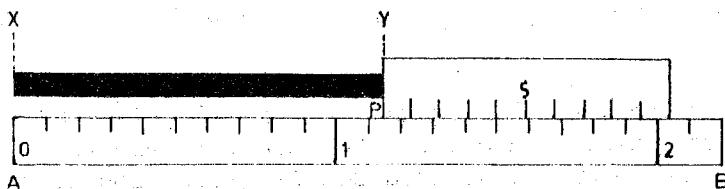
Por otra parte, es esencial emplear la banda que corresponda a cada aparato. La escala del tiempo puede ser incorrecta, incluso si la escala de medida parece correcta. Por la misma razón, si la banda es demasiado ancha o demasiado angosta, la escala de medidas podrá ser diferente de la escala para la cual el estilete del instrumento ha sido ajustado.

## 2.7 Nonio (Vernier)

Ciertos instrumentos meteorológicos, como por ejemplo los barómetros, llevan un pequeño dispositivo móvil graduado a una escala menor que la del instrumento. Este dispositivo, conocido con el nombre de nonio, permite apreciar una distancia menor que la comprendida entre dos graduaciones de la escala de medida del instrumento.

El principio del nonio se ilustra en la Figura 2.1. Supóngase que se quiere medir la longitud de un objeto XY colocando la extremidad X de este objeto en el punto cero de la escala de medida AB. Cada división grande de la escala AB tiene la longitud de un centímetro y está dividida en milímetros. En la Figura 2.1, la longitud del objeto considerado está entre 1,1 cm y 1,2 cm.

Figura 2.1  
El nonio



Si se quiere obtener una medida más precisa se hará deslizar, a lo largo de la escala fija, el nonio de manera que uno de sus extremos coincida con el extremo Y del objeto. Despues buscaremos sobre la escala del nonio cuál es la división que coincide con una división de la escala principal AB.

En la figura, es la cuarta división del nonio la que cumple esta condición. La cifra decimal siguiente es pues 4, y la medida exacta del objeto es 1,14 cm. ¿Cómo se ha llegado a este resultado?

La longitud del nonio no es más que de 9 mm y como está dividida en 10 partes iguales, cada división es, pues, de 0,9 mm. En cambio, la longitud de cada división pequeña de la escala principal es de 1 mm. Hay, pues, una diferencia de  $1/10$  mm entre la longitud de una división de la escala del nonio y la de una división de la escala principal.

Obsérvese que en la Figura 2.1 el objeto sobrepasa la graduación 1,1 cm de la escala principal en una longitud PY. Esta longitud PY es, pues, igual a la diferencia entre cuatro divisiones de la escala del nonio y cuatro subdivisiones de la escala principal, es decir  $4 \times 1/10$  mm. La longitud que deberá sumarse a 1,1 cm es pues 0,4 mm, es decir 0,04 cm. Por lo tanto, la longitud exacta de XY es de 1,14 cm.

La razón entre las divisiones de las dos escalas no tiene que ser obligatoriamente  $9/10$ . También se utilizan nonios con escalas proporcionalmente diferentes de las escalas principales, por ejemplo  $19/20$  ó  $49/50$ .

Sin embargo, en cada caso, el nonio permite obtener un grado de precisión igual a la diferencia entre una división de la escala principal y una del nonio. Esta diferencia se llama "precisión de lectura" del instrumento.

## 2.8 Lectura de los instrumentos meteorológicos

Es completamente indispensable que las observaciones meteorológicas sean hechas con puntualidad. No es posible observar todos los elementos simultáneamente, pero las observaciones de la presión atmosférica deberán ser hechas exactamente a las horas prescritas. Los otros elementos se observarán inmediatamente antes de la lectura del barómetro. Diez minutos bastarán para efectuar una observación completa en una estación sinóptica.

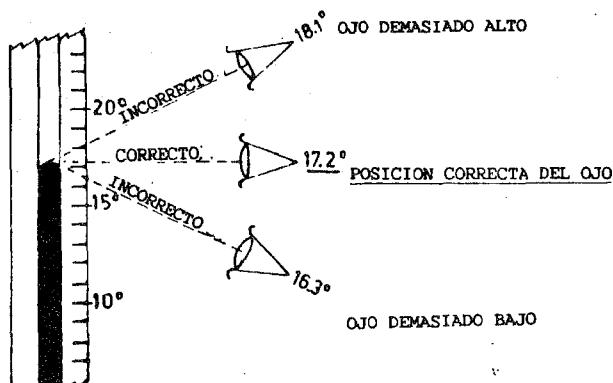


Figura 2.2  
Lectura de un termómetro

Es indispensable comprobar las lecturas efectuadas en el curso de una observación. Esto no significa necesariamente que todas las lecturas tengan que repetirse. El control tiene por objeto asegurarse de que no se han producido omisiones o grandes errores. Por ejemplo, debido a la posición incorrecta del ojo (error de paralaje) o, más específicamente, a la falta de atención, es posible cometer errores de 5 ó 10 grados cuando se lee el termómetro, o de 5 ó 10 hectopascales cuando se lee la presión. También es conveniente comprobar que todas las lecturas efectuadas concuerden entre sí.

El observador deberá estar seguro de que sus observaciones serán aceptadas sin reservas por el personal que utiliza los datos. Las informaciones que el observador proporciona pueden ser utilizadas inmediatamente para el pronóstico o, años más tarde, para estudios climatológicos. Sin embargo, conviene no olvidar que las condiciones en las cuales se hace cada observación no pueden reconstruirse jamás.

En los próximos capítulos de esta parte, se estudiarán los instrumentos y los métodos utilizados para las observaciones meteorológicas de superficie.

#### CUESTIONARIO

1. Dígase cuáles son los diferentes factores que hay que tener en cuenta para determinar el emplazamiento y la exposición de los instrumentos meteorológicos de una estación sinóptica.
  2. Expóngase brevemente el conocimiento adquirido sobre la precisión de las medidas hechas por lectura directa y las realizadas con ayuda de las bandas de los aparatos registradores.
  3. Indíquese brevemente lo que se entiende por:
    - a) período durante el cual se hace la observación;
    - b) marcas horarias;
    - c) bandas de los instrumentos registradores.
  4. Expóngase con ayuda de una figura el principio de nonio.
  5. ¿Qué es un error de paralaje? Ilústrese, con ayuda de una figura, el método correcto para leer un termómetro.
-

## CAPITULO III

### CLASIFICACION DE LAS NUBES

En el Capítulo VIII se examinarán las diferentes partes que comprende una observación de nubes. Una de estas partes trata de la identificación de las formas de las nubes presentes en el cielo.

La identificación de las formas de las nubes se debe basar en las definiciones, las especificaciones y las descripciones que figuran en el Atlas Internacional de Nubes. Este Atlas contiene también ilustraciones de las diversas formas de las nubes que permiten establecer comparaciones y ciertas instrucciones detalladas para su cifrado.

La versión abreviada de este Atlas Internacional es una guía muy práctica para el uso normal de las estaciones donde las observaciones de nubes se realizan regularmente. Por otra parte, esta versión se ha editado especialmente para facilitar la tarea de los observadores.

En este capítulo, se limitará el estudio a la clasificación de las nubes. Se verá, por lo tanto, como las nubes han sido clasificadas por grupos, y se recomienda que al estudiar cada definición se haga a la vista de las fotografías o de las diapositivas que representan las nubes características de cada grupo.

Cuando se haya estudiado la clasificación de las nubes en su conjunto, será necesario revisar las definiciones de los diez géneros de nubes, de tal modo que se las conozca bien. Después, cuando se llegue al capítulo VIII, se examinarán determinadas características que permitan distinguir los diferentes géneros de nubes observadas.

#### 3.1 Clasificación de las nubes

Las nubes están en constante evolución y se presentan, por lo tanto, bajo una infinita variedad de formas. Es posible, sin embargo, definir un número limitado de formas características que se pueden observar frecuentemente en todas partes del mundo y que permiten clasificar las nubes en diferentes grupos.

La clasificación de las formas características que se ha establecido comprende una subdivisión en géneros, especies y variedades.

##### a) Géneros

La clasificación de las nubes está basada esencialmente en la existencia de diez grupos principales llamados géneros. Estos grupos, que se excluyen mutuamente, son los siguientes:

- i) CIRRUS
- ii) CIRROCUMULUS
- iii) CIRROSTRATUS
- iv) ALTOCUMULUS
- v) ALTOSTRATUS
- vi) NIMBOSTRATUS
- vii) STRATOCUMULUS
- viii) STRATUS

- ix) CUMULUS
- x) CUMULONIMBUS

Estos diez géneros se definen en el párrafo 8.2 de la parte titulada Meteorología General. Sus definiciones se deberán estudiar en relación con las fotografías o con los diapositivas que representan las nubes características de cada género.

b) Especies

La mayor parte de los géneros comprenden una subdivisión en especies. Esta subdivisión se basa en la forma de las nubes o en su estructura interna. Una nube observada en el cielo, perteneciente a un género determinado, no puede ser clasificada más que en una sola especie, lo que significa que las especies se excluyen mutuamente. Por el contrario, hay especies que pueden pertenecer a varios géneros.

Hay catorce especies que se definen en el párrafo 3.3 de este capítulo:

- |                  |                    |
|------------------|--------------------|
| i) Fibratus      | viii) Lenticularis |
| ii) Uncinus      | ix) Fractus        |
| iii) Spissatus   | x) Humilis         |
| iv) Castellanus  | xi) Mediocris      |
| v) Floccus       | xii) Congestus     |
| vi) Stratiformis | xiii) Calvus       |
| vii) Nebulosus   | xiv) Capillatus    |

c) Variedades

Las nubes pueden presentar características especiales que determinen sus variedades. Estas características se refieren:

- a las diferentes disposiciones de los elementos macroscópicos de las nubes (los elementos macroscópicos son los elementos visibles a simple vista);
- al grado de transparencia de las nubes.

Una variedad determinada puede aparecer en varios géneros. Por otra parte, una misma nube puede reunir las características de diversas variedades.

En este caso, el nombre de la nube debe reunir todas las calificaciones apropiadas de las variedades observadas.

Hay nueve variedades que se definen en el párrafo 3.4 de este capítulo:

- |                 |                   |
|-----------------|-------------------|
| i) Intortus     | vi) Duplicatus    |
| ii) Vertebratus | vii) Translucidus |
| iii) Undulatus  | viii) Perlucidus  |
| iv) Radiatus    | ix) Opacus        |
| v) Lacunosus    |                   |

Cuadro 3.1

Clasificación de las nubes

GENEROS	ESPECIES	VARIEDADES	PARTICULARIDADES SUPLEMENTARIAS Y NUBES ANEJAS	NUBES MADRES	
				GENITUS	MUTATUS
Cirrus	fibratus uncinus spissatus castellanus floccus	intortus radiatus vertebratus duplicatus	mamma	Cirrocumulus Altocumulus Cumulonimbus	Cirrostratus
Cirrocumulus	stratiformis lenticularis castellanus floccus	undulatus lacunosus	virga mamma	-	Cirrus
Cirrostratus	fibratus nebulosus	duplicatus ondulatus	-	Cirrocumulus Cumulonimbus	Cirrus Cirrocumulus Altocstratus
Altocumulus	stratiformis lenticularis castellanus floccus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	virga mamma	Cumulus Cumulonimbus	Cirrocumulus Altocstratus Nimbostratus Stratocumulus
Altocstratus	-	translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus	virga praecipitatio pannus mamma	Altocumulus Cumulonimbus	Cirrostratus Nimbostratus
Nimbostratus	-	-	praecipitatio virga pannus	Cumulus Cumulonimbus	Altocumulus Altocstratus Stratocumulus
Stratocumulus	Stratiformis lenticularis castellanus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	mamma virga praecipitatio	Altocstratus Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus	Altocumulus Nimbostratus Stratus
Stratus	nebulosus fractus	opacus translucidus undulatus	praecipitatio	Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus	Stratocumulus
Cumulus	humilis mediocris congestus fractus	radiatus	pileus velum virga praecipitatio arcus pannus tuba	Altocumulus Stratocumulus	Stratocumulus Stratus
Cumulonimbus	Calvus capillatus	-	praecipitatio virga pannus incus mamma pileus velum arcus tuba	Altocumulus Altocstratus Nimbostratus Stratocumulus Cumulus	Cumulus

d) Particularidades suplementarias y nubes anejas

La indicación del género, de la especie y de las variedades no es siempre suficiente para describir completamente una nube determinada. Por ejemplo, las nubes pueden algunas veces tener otras características:

- que presenten particularidades suplementarias unidas a ellas;
- que estén acompañadas de nubes más pequeñas, llamadas nubes anejas, que están separadas de su parte principal o parcialmente unidas con ella.

Es posible observar simultáneamente, en una misma nube, una o varias particularidades suplementarias, o una o varias nubes anejas. Lo que significa que las particularidades suplementarias y las nubes anejas no se excluyen mutuamente. Las diferentes particularidades suplementarias y las nubes anejas se definen en el párrafo 3.5 de este capítulo.

e) Nubes madres

Algunas veces sucede que las nubes nacen o se desarrollan a partir de nubes ya existentes llamadas nubes madres. Esto será objeto del párrafo 3.6.

3.2 Resumen de la clasificación de las nubes

La clasificación de las nubes se presenta en el Cuadro 3.1; especies, variedades, particularidades suplementarias y nubes anejas están anotadas, aproximadamente, en orden decreciente de su frecuencia de aparición. Se observan algunas veces, aunque muy raramente, nubes madres que no están mencionadas en este cuadro.

3.3 Especies

Como se indicó en el párrafo 3.1 antes mencionado, la mayor parte de los diez géneros de nubes comprenden una subdivisión en 14 especies. Las definiciones de estas especies son las siguientes:

a) Fibratus

Nubes separadas o velo nuboso delgado, compuestas de filamentos sensiblemente rectilíneos o curvados más o menos irregularmente, sin que terminen en ganchos ni en penachos. Este término se aplica principalmente a los Cirrus y a los Cirrostratus.

b) Uncinus

Cirrus, a menudo en forma de comas, terminados hacia arriba por un gancho o por un penacho, cuya parte superior no tienen la forma de protuberancia redondeada.

c) Spissatus

Cirrus, cuyo espesor óptico es suficiente para que parezcan grisáceos cuando se encuentran en dirección del Sol.

d) Castellanus

Nubes que presentan, al menos en una parte de su región superior, protuberancias cumuliformes en forma de pequeñas torres lo que da generalmente a estas nubes un aspecto almenado. Estas pequeñas torres, de las cuales algunas son más altas que anchas, se asientan sobre una base común y parecen dispuestas en líneas. El carácter castellanus aparece especialmente cuando las nubes se observan de perfil. Este término se aplica a los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus y a los Stratocumulus.

e) Floccus

Especie en la que cada elemento nuboso está constituido por un pequeño penacho de aspecto cumuliforme, cuya parte inferior, más o menos desgarrada, va a menudo acompañada de virga. Este término se aplica a los Cirrus, a los Cirrocumulus y a los Altocumulus.

f) Stratiformis

Nubes extendidas en capa o en manto horizontal de gran extensión. Este término se aplica a los Altocumulus, a los Stratocumulus y, raras veces, a los Cirrocumulus.

g) Nebulosus

Nubes con el aspecto de una capa o de un velo nuboso, que no presentan detalles aparentes. Este término se aplica principalmente a los Cirrostratus y a los Stratus.

h) Lenticularis

Nubes en forma de lentes o de almendras, a menudo muy alargadas, y cuyos contornos están generalmente bien delimitados; a veces presentan irisaciones. Estas nubes aparecen con mayor frecuencia en las formaciones nubosas de origen orográfico, pero pueden igualmente ser observadas por encima de regiones sin orografía pronunciada. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus, Altocumulus y a los Stratocumulus.

i) Fractus

Nubes en forma de jirones irregulares, con aspecto claramente desgarrado. Este término se aplica solamente a los Stratus y a los Cumulus.

j) Humilis

Cumulus que tienen poca dimensión vertical y generalmente aparecen como aplastados.

k) Mediocris

Cumulus de dimensión vertical moderada y cuyas cimas presentan protuberancias poco desarrolladas.

l) Congestus

Cumulus que presentan protuberancias fuertemente desarrolladas y a menudo gran dimensión vertical; su región superior protuberosa tiene frecuentemente aspecto de una coliflor.

m) Calvus

Cumulonimbus en los cuales algunas protuberancias, al menos de su región superior, han comenzado a perder sus contornos cumuliformes, pero en la que no puede distinguirse ninguna parte cirriforme. Las protuberancias y las convexidades tienen tendencia a formar una masa blanquesina con estrías más o menos verticales.

n) Capillatus

Cumulonimbus caracterizados por la presencia, principalmente en su región superior, de porciones netamente cirriformes de estructura manifiestamente fibrosa o estriada, que tiene a menudo la forma de un yunque, de un penacho o de una amplia cabellera más o menos desordenada. Este tipo de nube generalmente da lugar a chubascos o a tormentas eléctricas acompañadas algunas veces de turbonadas y otras de granizo; frecuentemente produce virga bien definida.

3.4 Variedades

Como ya se ha indicado en el Párrafo 3.1, existen nueve variedades diferentes de nubes. A continuación se definen estas variedades. Las seis primeras se refieren a los elementos macroscópicos de las nubes, mientras que las variedades translucidus, perlucidus y opacus hacen referencia a su grado de transparencia.

a) Intortus

Cirrus, cuyos filamentos están curvados muy irregularmente y aparecen a menudo enmarañados de forma caprichosa.

b) Vertebratus

Nubes cuyos elementos están dispuestos de tal manera que su aspecto recuerda el de los vertebrados, costillas o el de un esqueleto de pez. Este término se aplica principalmente a los Cirrus.

c) Undulatus

Nubes en bancos, mantos o capas que presentan ondulaciones. Estas ondulaciones pueden ser observadas en una capa nubosa bastante uniforme o en nubes compuestas de elementos unidos o no. Algunas veces presentan un sistema doble de ondulaciones.

d) Radiatus

Nubes que presentan anchas bandas paralelas que, a consecuencia del efecto de perspectiva, parecen converger hacia un punto del horizonte o, cuando las bandas atraviesan enteramente el cielo, hacia dos puntos opuestos llamados "puntos de radiación". Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y a los Cumulos

e) Lacunosus

Nubes en bancos, mantos o capas, generalmente bastante delgadas caracterizadas por la presencia de huecos limpios y redondos, repartidos más o menos regularmente, y de los que muchos tienen bordes irregulares. Los elementos nubosos y las partes despejadas están a menudo dispuestas de tal manera que su aspecto recuerda el de una malla o el de un panal de miel. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus y a los Altocumulus; igualmente puede aplicarse, aunque rara vez, a los Stratocumulus.

f) Duplicatus

Nubes en bancos, mantos o capas superpuestas, situadas a niveles poco diferentes y a veces parcialmente unidos. Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus y Stratocumulus.

g) Translucidus

Nubes en un extenso banco, manto o capa, cuya mayor parte es suficientemente translúcida para dejar percibir la posición del Sol o de la Luna. Este término se aplica a los Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Stratus.

h) Perlucidus

Nubes en un extenso banco, manto o capa que presentan intersticios bien marcados, pero a veces muy pequeños entre sus elementos. Estos intersticios permiten percibir el Sol, la Luna, el azul del cielo o nubes situadas por encima. Este término se aplica a los Altocumulus y a los Stratocumulus.

i) Opacus

Nubes en un extenso banco, manto o capa, cuya mayor parte es lo suficientemente opaca para ocultar completamente el Sol o la Luna. Este término se aplica a los Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y a los Stratus.

3.5. Particularidades suplementarias y nubes anejas

Como se ha indicado en el párrafo 3.1, una nube puede presentar particularidades suplementarias o estar acompañada de nubes anejas. Estos elementos pueden ser utilizados para identificar la nube cuando ésta no puede ser descrita de una manera suficientemente precisa, utilizando únicamente géneros, especies y variedades. Las definiciones de las particularidades suplementarias y de las nubes anejas son las siguientes:

a) Particularidades suplementarias

i) Incus

Región superior de un Cumulonimbus, estratificado en forma de yunque, de aspecto liso, fibroso o estriado.

ii) Mamma

Protuberancias colgantes de la superficie inferior de una nube y con aspecto de mamas. Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y los Cumulonimbus.

iii) Virga

Precipitación, vertical u oblicua, contigua a la superficie inferior de una nube y que no alcanza la superficie del suelo. Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Cirrocumulus, los Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus y los Cumulonimbus.

iv) Praecipitatio

Precipitación (lluvia, llovizna, nieve, hielo granulado, granizo menudo y duro, granizo, etc.), que cae de una nube y llega a la superficie del suelo. Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Altostratus, los Nimbostratus, los Stratocumulus, los Stratus, los Cumulus y los Cumulonimbus.

v) Arcus

Rulo horizontal y denso que tiene los bordes más o menos desordenados, situado por delante de la parte inferior de ciertas nubes, y presenta cuando es extenso el aspecto de un arco sombrío y amenazador. Esta particularidad suplementaria se presenta con los Cumulonimbus y rara vez con los Cumulus.

vi) Tuba

Columna o cono nuboso invertido en forma de embudo que sale de la base de una nube; constituye la manifestación nubosa de un torbellino más o menos intenso. Esta particularidad suplementaria se presenta con los Cumulonimbus y muy rara vez con los Cumulus.

b) Nubes anejas

i) Fileus

Nube aneja de poca extensión horizontal, en forma de gorro o de capuchón; esta nube se sitúa sobre la cima de una nube cumuliforme o está contigua a su región superior que,

a menudo, la traspasa. Con bastante frecuencia se puede observar varios pileus superpuestos. Los pileus se presentan principalmente con los Cumulus y los Cumulonimbus.

ii) Velum

Velo nuboso anejo de gran extensión horizontal, situado ligeramente arriba de las cimas de una o varias nubes cumuliformes o contiguo a sus regiones altas que, con frecuencia, lo perforan. El velum se presenta principalmente con los Cumulus y los Cumulonimbus.

iii) Pannus

Jirones desgarrados que constituyen a veces una capa continua que aparecen por debajo de otra nube y puede unirse con ella. Esta nube aneja se presenta con frecuencia con los Altostratus, Nimbostratus, Cumulus y los Cumulonimbus.

3.6 Nubes madres

Las nubes pueden desarrollarse de dos formas:

- pueden formarse en aire despejado;
- pueden formarse y desarrollarse a partir de nubes ya existentes llamadas nubes madres.

El desarrollo de las nubes a partir de nubes madres puede ser debido a uno de los procesos siguientes:

- a) Una parte de una nube puede desarrollarse y formar prolongaciones. Estas prolongaciones de las nubes pueden transformarse en un género distinto que el de la nube madre. Pueden ser agregados o no de la nube madre.

Se le da entonces el nombre del género apropiado, seguido del nombre del género de la nube madre, al que se añade el sufijo "genitus"; por ejemplo, Stratocumulus Cumulogenitus;

- b) La totalidad o una parte importante de una nube es la sede de una transformación interna total que produce el paso de un género a otro. Entonces se le da a la nueva el nombre del género apropiado seguido del nombre del género de la nube madre al que se añade el sufijo "mutatus"; por ejemplo Stratus Stratocumulomutatus.

La identificación sensorial de las nubes se hace a través de la observación. No es una tarea fácil, pues el paso de una forma de nube a otra se hace gradualmente.

Difícilmente se llegará a ser un buen observador de las nubes sin conocer bien, por experiencia, las situaciones meteorológicas características. Es también útil tener buenos conocimientos de Meteorología General, pues permiten comprender mejor el desarrollo y la disipación de las nubes.

En una estación meteorológica el personal debe estudiar la situación sinóptica y enterarse de los pronósticos más recientes del tiempo para obtener un indicativo de las condiciones atmosféricas esperadas. Además, la evolución de las nubes debe ser objeto de una vigilancia atenta y continua.

La transformación de las nubes está indirectamente ligada a los cambios de temperatura que se producen en la parte de la atmósfera próxima a la superficie terrestre. Las medidas de estos cambios de temperatura se hacen utilizando instrumentos y, en el próximo capítulo, se estudiarán las observaciones instrumentales de superficie de este tipo.

#### CUESTIONARIO

1. Con respecto a las definiciones de los géneros de nubes que se mencionan en el párrafo 8.2, de la parte titulada Meteorología General, indíquese brevemente cómo se distinguen entre sí los géneros de las nubes siguientes:
  - a) Stratocumulus y Altostratus;
  - b) Stratocumulus y Cirrocumulus;
  - c) Nimbostratus y Cumulonimbus;
  - d) Stratus y Altostratus;
  - e) Stratocumulus y Cirrocumulus;
  - f) Altostratus y Cirrostratus.
2. ¿Qué significa el término "especie" en la clasificación de las nubes? Describanse las especies de las nubes siguientes:
  - a) Castellanus;
  - b) Lenticularis;
  - c) Fractus;
  - d) Calvus;
  - e) Congestus.Indíquense los géneros de nubes a los que se aplica cada una de estas especies.
3. Ciertas nubes presentan particularidades suplementarias. Describanse las particularidades siguientes:
  - a) Virga;
  - b) Mamma;
  - c) Incus.

Indíquese con qué géneros de nubes se presentan cada una de estas particularidades suplementarias.

4. ¿A qué se llama nubes madres? ¿Cómo se desarrollan estas nubes? ¿Qué es un Stratocumulus Cumulogenitus?
  5. ¿A qué se llama nube aneja? Describase la nube aneja conocida con el nombre de "pannus". ¿Con qué género de nubes se presenta más frecuentemente esta nube aneja?
-



## CAPITULO IV

### MEDIDA DE LA TEMPERATURA

A los meteorólogos les interesa la temperatura del aire, la del suelo y la de las grandes extensiones de agua. Este capítulo trata principalmente de la medida de la temperatura del aire en la proximidad de la superficie terrestre y de la medida de la temperatura del suelo, pero gran parte de la información que contiene se aplica igualmente a la medida de la temperatura de la superficie del mar, cuestión que se estudiará con más detalles en el Capítulo XV.

#### 4.1 Escalas de temperatura

La escala de temperatura utilizada en meteorología es la escala Celsius ( $t^{\circ}\text{C}$ ), cuyos dos puntos fijos son el punto de fusión del hielo ( $0^{\circ}\text{C}$ ) y el punto de ebullición normal del agua ( $100^{\circ}\text{C}$ ).

En ciertos países, aún se mide la temperatura con la escala Fahrenheit ( $t^{\circ}\text{F}$ ) cuyos puntos fijos son  $32^{\circ}\text{F}$  ( fusión del hielo) y  $212^{\circ}\text{F}$  (ebullición del agua).

Pero para el cifrado de los mensajes de observación que se intercambian en el plano internacional, la OMM ha adoptado oficialmente la escala Celsius. La ecuación que permite convertir los grados Fahrenheit en grados Celsius es la siguiente:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (t^{\circ}\text{F} - 32) \quad \dots\dots (4.1)$$

En un gran número de estudios científicos se utiliza la escala termodinámica absoluta Kelvin de temperatura ( $T^{\circ}\text{K}$ ), cuyo punto fijo fundamental es el punto triple del agua pura, es decir el punto de equilibrio entre el estado sólido, el líquido y el gaseoso del agua. La ecuación que permite convertir los grados Kelvin en grados Celsius, es la siguiente:

$$t^{\circ}\text{C} = T\text{ K} - 273,15 \quad \dots\dots (4.2)$$

#### 4.2 Temperatura del aire en superficie

En lenguaje meteorológico, se entiende por temperatura del aire en superficie la temperatura del aire libre a una altura comprendida entre 1.25 y 2 metros sobre el nivel del suelo.

Sin embargo, hay que señalar que para las necesidades de la agricultura puede ser necesario medir la temperatura a diferentes niveles comprendidos entre la superficie del suelo y 10 m aproximadamente por encima del límite superior de la vegetación predominante.

Las lecturas de temperaturas, incluidas las de los valores extremos alcanzados durante el día, se hacen generalmente a horas fijas.

#### 4.3 Exposición de los termómetros

Para que los térmometros indiquen una lectura representativa de la temperatura del aire deben estar protegidos de la radiación del Sol, del

cielo, de la Tierra y de todos los cuerpos que les rodean. También es necesario que estén convenientemente ventilados.

Los dos medios de protección que generalmente se emplean actualmente son:

- a) El abrigo meteorológico de persianas;
- b) las pantallas de metal brñido, como las que protegen el psicrómetro Assmann.

Estos dispositivos de protección se describen con detalle en la Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación de la OMM.

Es importante que el abrigo meteorológico esté bien orientado. Para evitar, en la medida de lo posible, la influencia directa de los rayos directos del Sol sobre el depósito del termómetro cuando se abra la puerta del abrigo, se recomienda orientar éste de modo que la puerta quede al norte en el Hemisferio norte y al sur en el Hemisferio sur.

#### 4.4 Termómetros de líquido en tubo de vidrio

Para las observaciones de rutina de la temperatura del aire, comprendidas las de las temperaturas máximas y mínimas, se utilizan casi siempre termómetros de líquido en tubo de vidrio. El mercurio no puede ser empleado como líquido termométrico más que para temperaturas mayores que  $-36^{\circ}\text{C}$  aproximadamente, pues su punto de congelación está justamente por debajo de esta temperatura.

Para temperaturas más bajas, el alcohol etílico da buenos resultados. También se utiliza en la actualidad, para temperaturas hasta  $-58^{\circ}\text{C}$ , un líquido compuesto de mercurio y talio (thallium).

#### 4.5 Lectura de los termómetros de líquido en tubo de vidrio

La temperatura del aire es la que indica el termómetro de bulbo seco del psicrómetro. Véase cómo debe hacerse la lectura de un termómetro de líquido en un tubo de vidrio. Ante todo, es necesario que esta lectura se haga lo más rápidamente posible, compatible con la precisión, para evitar cambios de temperatura debidos a la presencia del observador.

La parte superior de la columna de mercurio es una superficie curva llamada menisco. La lectura correcta corresponde al extremo superior del menisco, es decir al punto A de la Figura 4.1. La curvatura del menisco es la indicada en la figura cuando el líquido, como en el caso del mercurio, no moja al vidrio.

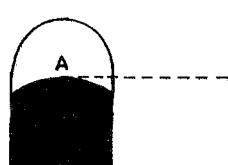


Figura 4.1  
Menisco de un termómetro de mercurio  
en tubo de vidrio

La escala del termómetro está grabada sobre la varilla de vidrio, de modo que se encuentra más cerca del ojo que la columna de mercurio. Por lo tanto, la posición del extremo de la columna de mercurio con relación a la graduación de la escala varía en función del ángulo desde el cual se observa. Hay que tener gran cuidado para no cometer un error de paralaje. Para esto es necesario que el observador vea el extremo del menisco según una perpendicular al tubo del termómetro.

La lectura de la temperatura del aire debe ser hecha lo más próximo a la décima de grado. Esta precisión es necesaria para determinar la humedad del aire. Si el termómetro está graduado en medios grados o en quintos de grado, las lecturas de las décimas deben ser calculadas.

#### 4.6 Termómetro de máxima

El termómetro de máxima más común es un termómetro de mercurio en tubo de vidrio, cuyo tubo capilar está estrangulado a la salida del depósito. Cuando la temperatura disminuye, después de haber alcanzado su valor máximo, el mercurio no baja más allá de la estrangulación, siempre que el termómetro esté casi horizontal. La Figura 4.2 muestra cómo es esta estrangulación.

Figura 4.2  
Estrangulación de la columna  
de un termómetro de máxima



En la práctica, el termómetro de máxima se coloca casi horizontalmente, con el depósito ligeramente hacia abajo, en un ángulo de 2° aproximadamente con el horizonte. Esta ligera inclinación tiene por objeto impedir que la columna de mercurio se deslice hacia el fondo del capilar. Esto puede producirse por efecto de vibraciones como, por ejemplo, cuando el instrumento se vuelve a colocar en su sitio después de su puesta en estación.

#### 4.7 Lectura y puesta en estación del termómetro de máxima

En general el termómetro de máxima se lee dos veces al día. La temperatura leída debe ser igual o mayor que la temperatura más alta que ha sido observada en el térmometro de bulbo seco después de la última puesta en estación del termómetro de máxima. Hay que tener gran cuidado en evitar los errores de paralaje.

Cuando la lectura del termómetro de máxima ha sido efectuada a la hora reglamentaria prevista para esta lectura, el instrumento debe volverse a poner en estado de funcionamiento. Esta operación constituye la puesta en estación, que en este caso consiste en hacer entrar de nuevo el mercurio en el depósito a través de la estrangulación y formar así una columna continua.

Para esto se sujetta el termómetro firmemente con la mano, el depósito debe estar colocado hacia abajo y se le sacude vigorosamente, realizando con el brazo una o dos oscilaciones rápidas de manera que el termómetro describa cada vez un semicírculo. Naturalmente, hay que tener gran cuidado en evitar que el instrumento se deslice de la mano (o no se salga del soporte sobre la cual está montado). También será necesario evitar los choques con cualquier obstáculo, incluidos el observador y sus prendas de vestir.

Después de su puesta en estación, la temperatura indicada por el termómetro de máxima debe ser idéntica a la del termómetro de bulbo seco. A continuación se coloca el instrumento sobre su soporte. Primero se fija el depósito y luego se desliza el tubo termométrico con cuidado hasta que el extremo quede enganchado al soporte. El termómetro debe inclinarse ligeramente con el fin de colocar el depósito un poco más bajo que el tubo.

#### 4.8 Termómetro de mínima

El tipo de instrumento más común es el termómetro de alcohol que contiene en el interior del tubo capilar un índice de vidrio, de color oscuro y muy ligero, en forma de pesas de gimnasia. Este índice se desplaza libremente en el líquido, pero no emerge debido a la tensión superficial. La Figura 4.3 muestra como está dispuesto este índice de vidrio en el líquido de un termómetro de mínima. La curva del menisco es diferente a la de los termómetros de mercurio. En efecto, contrariamente al mercurio, el alcohol moja el vidrio.

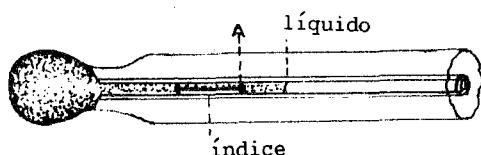


Figura 4.3  
Índice de un termómetro de mínima

Si se inclina ligeramente el termómetro manteniendo el depósito hacia arriba, el índice se desliza a lo largo del tubo capilar hasta alcanzar el menisco del extremo de la columna de alcohol en donde se detiene, debido a la tensión superficial del menisco.

Por lo tanto, el termómetro debe colocarse en el abrigo meteorológico en una posición casi horizontal. Si la temperatura disminuye, la columna de alcohol se contrae y el índice es arrastrado hacia el depósito del instrumento.

Cuando la temperatura aumenta, la columna de alcohol se alarga, pero no ejerce ninguna fuerza sobre el índice, que permanece estacionario.

Existen varios líquidos que pueden ser utilizados en los termómetros de mínima, pero el más comúnmente empleado es el alcohol etílico.

En la práctica, el termómetro de mínima se coloca en el abrigo meteorológico sobre un soporte que lo mantiene ligeramente inclinado con el depósito hacia abajo. De esta forma, el deslizamiento del índice hacia el depósito lo facilita la gravedad.

#### 4.9 Lectura y puesta en estación de un termómetro de mínima

En general, el termómetro de mínima se lee dos veces por día. La temperatura leída debe ser igual o menor que la más baja que se haya observado en el termómetro de bulbo seco, después de la última puesta en estación del termómetro de mínima.

El extremo del índice más alejado del depósito es el que indica la temperatura mínima. En el caso de la Figura 4.3, esta temperatura corresponde a la lectura del punto A. Esta lectura debe hacerse evitando todo error de paralaje. Es, pues, necesario que el observador vea el punto A de manera que la línea recta que va desde su ojo a este punto sea perpendicular al tubo termométrico.

Cuando se ha realizado la lectura del termómetro de mínima, a la hora reglamentaria prevista para esa lectura, el instrumento debe ser puesto en estación nuevamente. Esta puesta en estación se efectúa inclinando ligeramente el termómetro, con el depósito hacia arriba, de forma que el índice se deslice hasta que esté en contacto con el menisco.

La temperatura que entonces indica el extremo del índice más alejado del depósito debe coincidir con la temperatura del aire en el momento considerado. Esta temperatura debe ser la misma que indica el termómetro de bulbo seco. Es necesario que el observador ponga mucho cuidado en evitar cualquier clase de calentamiento del depósito, sea por contacto con sus manos, sea por la radiación solar, etc.

Para volver a colocar el termómetro de mínima en su lugar dentro del abrigo meteorológico, es necesario tenerlo ligeramente inclinado con el depósito hacia arriba. Primero se fija al soporte el extremo opuesto al depósito y después se baja lentamente el depósito teniendo cuidado de que el índice no se deslice.

#### 4.10 Termógrafo de lámina bimetálica

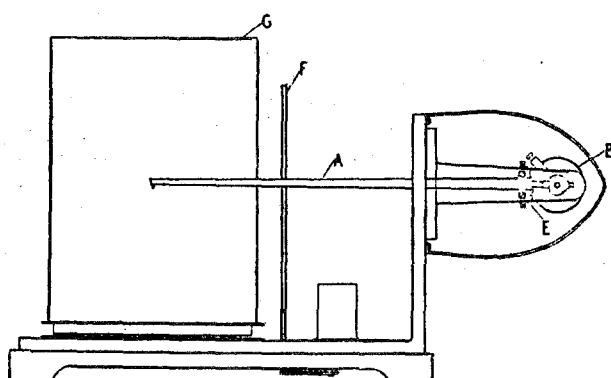
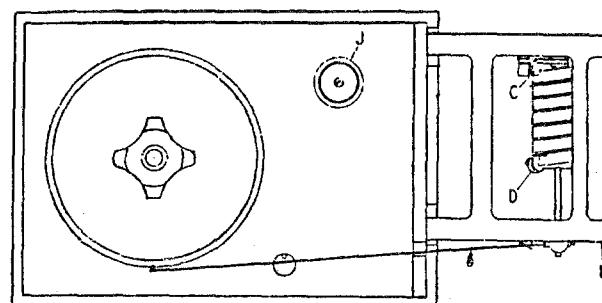
Ya se ha visto en el párrafo 4.6, de la parte relativa a la Meteorología General, cuál era el principio del termómetro bimetalico. Este principio se aplica comúnmente en los termógrafos para obtener un registro continuo de la temperatura.

El funcionamiento del instrumento se basa en que los coeficientes de dilatación y de contracción de los metales varían con la naturaleza de éstos. Las dos tiras metálicas están soldadas una encima de otra y en general arrolladas en forma de espiral. La tira metálica exterior (en general de invar) se dilata mucho menos que la tira interior (comúnmente de latón), de tal forma que, cuando la temperatura aumenta, la espiral tiende a desenrollarse. Este movimiento se amplifica por un sistema simple de palancas al cual está unido un largo brazo portapluma. Un dispositivo adecuado permite regular este brazo con precisión, modificando, si fuese necesario, la posición del cero del instrumento. En la Figura 4.4 se representan los principales elementos del termógrafo.

Figura 4.4

Termógrafo de lámina bimetálica

- A - Brazo portapluma
- B - Lámina bimetálica en espiral
- C - Tornillo de ajuste del punto cero
- D - Varilla de transmisión
- E - Sistema de ampliación y fijación del brazo por portapluma
- F - Palanca para separar la pluma
- G - Tambor con movimiento de relojería
- H - Protección del órgano sensible
- I - Botella de tinta



#### 4.11 Mantenimiento y calibración del termógrafo de lámina bimetálica

El termógrafo de lámina bimetálica es un instrumento robusto que soporta cualquier manipulación razonable. No se le debe poner nunca aceite; basta simplemente limpiar, según el caso, el órgano sensible y el sistema de amplificación utilizando un poco de petróleo u otro líquido detergente.

El brazo portapluma está fijo al sistema de amplificación, de tal modo que la pluma roce lo menos posible sobre el diagrama. En efecto, ésta debe tocar simplemente la banda que rodea al tambor, dejando sobre el papel un trazo fino y regular. La calibración se hace valiéndose de un tornillo con cabeza estriada que está situado en el extremo de fijación del brazo.

Si la banda está correctamente colocada no es necesario ningún otro ajuste. Sin embargo, puede que la posición del cero no sea correcta (es decir, los dos extremos de la variación de la temperatura indicada en el diagrama pueden, por ejemplo, estar desplazados  $1.5^{\circ}$  con relación a las verdaderas temperaturas). En este caso, la calibración se efectúa por medio del tornillo de cabeza estriada C que permite levantar o bajar la pluma. Este ajuste, sin embargo, sólo debe hacerse cuando las diferencias pasan de  $3^{\circ}\text{C}$ . También hay que tener cuidado de que el muelle del tornillo de ajuste del punto cero quede siempre suficientemente estirado sobre su soporte después de cada ajuste.

Cuando las diferencias exceden de  $3^{\circ}\text{C}$ , el ajuste se efectúa aflojando el tornillo que retiene el brazo a su soporte. A continuación se hace girar este brazo con el fin de colocar la pluma en la posición que corresponde aproximadamente a la temperatura correcta. Luego se aprieta el tornillo y se procede a un ajuste más fino con la ayuda del tornillo C.

Se recomienda hacer cada día una marca horaria sobre la banda. Para esto es suficiente golpear ligeramente el brazo alrededor de su punto de fijación. La hora exacta de la marca debe ser anotada con la aproximación del minuto sobre el cuaderno de observaciones y después inscribirla en el mismo diagrama.

#### 4.12 Procedimiento para el cambio de las bandas del termógrafo

El movimiento de relojería está diseñado para que el tambor efectúe una vuelta completa en un tiempo ligeramente mayor que una semana. El papel de la banda lleva un cuadriculado impreso para registrar las temperaturas durante un período de siete días. Para cambiar la banda se deben hacer las siguientes operaciones:

- a) separar la pluma de la banda, actuando sobre una pequeña palanca que existe para este objeto;
- b) anotar la hora exacta y retirar con precaución la tapa del instrumento;
- c) quitar el tambor de su eje, aflojar la varilla que sujetla la banda y retirar esta última;
- d) dar cuerda al mecanismo de relojería y, si es necesario, regularlo adelantándolo o atrasándolo;
- e) llenar la pluma de tinta después de haberla limpiado, si la última curva registrada tiene un espesor muy grande, u otras imperfecciones; en caso necesario, cambiar la pluma;

- f) colocar una nueva banda sobre el tambor. Tener cuidado de que quede bien adherida a éste. Asegurarse de que su borde inferior esté bien aplicado contra el reborde del tambor, que los trazos de la graduación de los dos extremos coincidan y que el final de la banda recubra el principio (y no lo contrario);
- g) volver a colocar el tambor sobre su eje. Acercar la pluma a la banda y poner el tambor a la hora exacta, haciéndolo girar en sentido contrario al que tiene cuando se mueve por el mecanismo de relojería;
- h) cerrar con cuidado la tapadera del instrumento;
- i) Poner la pluma en contacto con la banda por medio de la palanca especial;
- j) vigilar el funcionamiento del instrumento para asegurarse que el trazo de la curva sea correcto;
- k) inscribir sobre la banda que acaba de retirarse las indicaciones particulares, principalmente las fechas y horas de comienzo y fin del registro y las marcas horarias. También deben figurar en la banda el nombre, el indicativo y las características principales de la estación donde se efectuó el registro.

4.13 Termógrafo de tubo Bourdon

Este tipo es muy semejante, en su disposición general, al bimetálico, pero su elemento sensible está constituido por un tubo metálico curvado, cuya sección tiene la forma de una elipse alargada lleno de alcohol.

El tubo de Bourdon es menos sensible que el elemento bimetálico, y generalmente requiere un sistema amplificador de palancas para dar valores de escala suficiente.

4.14 Termógrafo de mercurio en tubo de acero

Este instrumento lleva también un tubo Bourdon que actúa sobre la plumilla registradora, pero el termómetro propiamente dicho es un depósito de acero lleno con mercurio a alta presión. Está conectado con el tubo Bourdon por medio de un tubo capilar. Este instrumento es muy útil para registros a distancias hasta alrededor de unos 50 m.

4.15 Termómetro de mínima junto al suelo cubierto de césped

Este termómetro, conocido a veces con el nombre de termómetro de radiación terrestre, indica la temperatura mínima del aire en la superficie del suelo y permite obtener información sobre las escarchas nocturnas.

En general, consiste en un termómetro de mínima de alcohol que debe colocarse en posición horizontal sobre césped de poca altura, con su depósito tocando justamente la punta de las hojas de hierba, como indica la Figura 4.5. Cuando el suelo está cubierto de nieve, el termómetro se debe disponer inmediatamente por encima de aquélla, pero sin que llegue a tocarla.



Figura 4.5  
Termómetro de mínima  
junto al suelo cubierto de césped

Algunas veces sucede que, cuando hace mucho frío o cuando el termómetro ha sido expuesto al Sol, se forman pequeñas burbujas en el líquido del tubo capilar. Para evitar en lo posible la condensación del alcohol es conveniente no exponer el termómetro al aire libre durante el día. Para esto se recomienda meterlo en el abrigo meteorológico por la mañana después de haber efectuado la lectura y volverlo a colocar en su sitio al final de la tarde después de haberlo puesto en estación. En el momento, este termómetro debe indicar una temperatura igual a la que señala el termómetro de bulbo seco en el abrigo meteorológico.

También puede evitarse la condensación, o reducirla al mínimo, disponiendo en la parte superior del tubo una funda negra de metal de unos 5 cm de longitud, la cual al absorber la radiación mantiene esta parte del tubo termométrico algo más caliente que el depósito.

#### 4.16 Temperatura del suelo

Para medir la temperatura del terreno a profundidades dadas se utilizan termómetros que han sido introducidos en la tierra a diferentes profundidades.

Hay dos normas para exponerlos:

- a) en suelo sin hierba;
- b) bajo el suelo con hierba corta.

En la medida de lo posible, se harán simultáneamente los dos tipos de observación para hacer comparaciones. Las profundidades tipo para efectuar las medidas de la temperatura del suelo son 5, 10, 20, 50 y 100 cm por debajo de la superficie. También pueden hacerse medidas suplementarias a otras profundidades. Cuando el suelo esté cubierto de nieve, se recomienda medir también la temperatura de la capa de nieve.

En las estaciones meteorológicas agrícolas es conveniente hacer registros continuos de la temperatura del suelo y de la temperatura del aire a diferentes niveles en la capa adyacente al suelo. Estos niveles están situados entre la superficie del suelo y 10 m aproximadamente por encima del límite superior de la vegetación predominante.

Se debe elegir el emplazamiento de los termómetros de manera que el terreno sea representativo de la localidad. Cuando ya se ha hecho esta elección, deberá redactarse un informe con las indicaciones relativas a la naturaleza del suelo, a su cubierta vegetal, a la pendiente del terreno y a su orientación.

#### 4.17 Termómetros en el suelo

Para medir la temperatura del terreno se emplean generalmente termómetros de mercurio en tubos de vidrio. Para profundidades de 5, 10 y 20 cm, los termómetros más prácticos son los que tienen el tubo doblado en

ángulo recto o en otro ángulo apropiado. En efecto, sus escalas situadas hacia arriba permiten leer la temperatura sin desplazar el instrumento. Si la parte saliente del tubo se expone a la luz del Sol pueden producirse errores pequeños, aunque no despreciables. La Figura 4.6 muestra cómo se instala en el suelo un termómetro de tubo doblado.

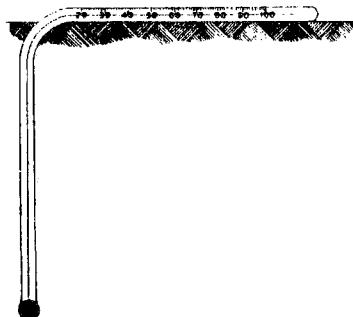


Figura 4.6  
Termómetro de suelo con el tubo curvado

Para profundidades mayores de 50 y 100 cm, se recomienda el uso de termómetros suspendidos en el interior de tubos de hierro clavados en el terreno a la profundidad deseada. Estos termómetros deben ir dentro de unas fundas de vidrio y sus depósitos sumergidos en cera, como muestra la Figura 4.7. De esta forma, la fuerte protección permite sacarlos de los tubos y leerlos antes que la temperatura pueda cambiar apreciablemente. Como la temperatura del suelo en profundidad varía lentamente, la disminución de sensibilidad que resulta de este dispositivo no supone ninguna inexactitud en las lecturas de la temperatura.

Para evitar que el agua se acumule en los tubos de hierro, éstos tienen pequeñas tapa metálicas a las cuales están fijadas las pequeñas cadenas que sostienen los termómetros.

También se puede medir la temperatura del suelo por medio de termómetros eléctricos, algunos de los cuales permiten las medidas a distancia.

#### 4.18 Colocación de los termómetros en el suelo

Los termómetros de tubo doblado son muy frágiles y deben ser manipulados con mucho cuidado. Se recomienda tomar las siguientes precauciones al colocarlos en su sitio:

- a) el codo del tubo no deberá sufrir ninguna presión pues esta parte del termómetro es la más frágil;
- b) el suelo deberá estar muy poco removido con el fin de que las lecturas sean representativas de las condiciones del suelo intacto de los alrededores.

En las estaciones meteorológicas agrícolas será necesario instalar una serie de termómetros bajo un suelo sin hierba y otra bajo un suelo cubierto de hierba corta.



Figura 4.7  
Termómetro de suelo en un tubo de hierro

Para hacer los agujeros en el suelo, se utiliza una varilla de hierro con un diámetro igual al de los depósitos de los termómetros. Despues se escoge un momento en que el suelo está húmedo y compacto. Se hace cada agujero dándole una profundidad ligeramente mayor que la necesaria. Luego se introduce un poco de tierra, en la cual debe hundirse el depósito del termómetro cuando, al colocarlo, la parte horizontal graduada del tubo se encuentra en contacto con el suelo. Al introducir el termómetro en el suelo debe tenerse mucho cuidado de no romper la columna de mercurio del capilar, cuando se mete.

Después se vuelven a tapar los agujeros con tierra que se ha pasado por un tamiz, apisonándola suavemente con una plancha de madera para volver la superficie del suelo a su estado inicial.

Para colocar los termómetros en los tubos de hierro se hacen primeramente agujeros guías con la ayuda de un taladro. Luego se colocan los tubos sin dificultad por medio de algunos golpes de martillo o mazo de madera. Con el fin de evitar la deformación del tubo con los golpes del martillo, se recomienda hacer esta operación colocando un pequeño trozo de madera sobre el extremo superior del tubo. También hay que asegurarse que los tubos queden bien verticales.

#### 4.19 Lectura de los termómetros en el suelo

Los termómetros de tubo doblado no tienen soporte ni funda de protección. Se pueden leer sin desplazarlos de su posición en el suelo. Las lecturas se hacen con la aproximación de la décima de grado.

En tiempo seco se forman grietas en el suelo, principalmente en terrenos arcillosos, y puede suceder que la parte vertical de un termómetro se encuentre en una de estas grietas.

Cuando se espera un período de sequía, es posible retardar la formación de grietas, rastillando ligeramente la superficie del suelo. Esto puede hacerse sin modificar prácticamente esta superficie, después de la lluvia, cuando el terreno está seco y en condiciones apropiadas.

Sin embargo, si el período de sequía se prolonga no hay nada que hacer. Es necesario aceptar las lecturas y eventualmente anotar que existen grietas. Estas indicaciones deben ser anotadas en la columna reservada a observaciones del cuaderno de notas, así como en los impresos mensuales apropiados.

Para leer un termómetro en el suelo, colocado en suspensión dentro de un tubo de hierro, se trae a la superficie el tubo de vidrio dentro del cual está el termómetro, teniendo cuidado de elevarlo al nivel del ojo, para evitar todo error de paralaje. Luego se procede a su lectura, que debe ser hecha con aproximación a la décima de grado y lo más rápidamente posible, protegiendo el instrumento de la influencia directa de la radiación solar.

Las diferentes medidas de temperatura que han sido tratadas en este capítulo se refieren a los efectos directos o indirectos de la absorción de la energía solar. La energía que llega a la atmósfera produce variaciones de temperatura que influyen en la densidad del aire. La presión atmosférica varía en función del peso del aire situado encima de un área unitaria dada. En el próximo capítulo se examinará cómo se mide la presión atmosférica en la proximidad de la superficie de la Tierra.

CUESTIONARIO

1. ¿A qué altura sobre el nivel del suelo debe medirse la temperatura del aire en superficie? Indíquense las razones por las cuales es indispensable escoger una exposición apropiada para los termómetros.
2. Expónganse las características principales de los termómetros de líquido en tubo de vidrio. Dígase cuáles son las precauciones que hay que tomar en la lectura de un termómetro de mercurio en tubo de vidrio que se utiliza para medir la temperatura del aire.
3. Valiéndose de una figura, describáse el principio del funcionamiento del termómetro de máxima de mercurio en tubo de vidrio. Dígase cómo se efectúa la puesta en estación de este termómetro.
4. Hágase un esquema mostrando cómo está situado el índice de vidrio en el líquido de un termómetro de mínima. Describáse el funcionamiento de este termómetro. ¿Sobre qué extremo del índice se lee la temperatura? Dígase cómo se efectúa la puesta en estación del termómetro de mínima.
5. Expóngase en pocas líneas:
  - a) el principio del funcionamiento del termógrafo de lámina bimetálica;
  - b) el ajuste que se puede efectuar en este instrumento cuando el cero está desplazado;
  - c) las operaciones que hay que efectuar para cambiar la banda de este instrumento.
6. Indíquese brevemente:
  - a) ¿para qué fines se utilizan los termómetros de mínima junto al suelo cubierto de césped?;
  - b) ¿en qué consisten los termómetros en el suelo con el tubo curvado?;
  - c) ¿cómo se efectúa la lectura de los termómetros en el suelo colocados en tubos de hierro?



## CAPITULO V

### MEDIDA DE LA PRESION

La presión atmosférica sobre una superficie dada es la fuerza que la atmósfera ejerce, en razón de su peso, por unidad de superficie. Por consiguiente, es igual al peso de una columna vertical de aire de base igual a la unidad de superficie que se extiende desde la superficie considerada hasta el límite superior de la atmósfera.

Para fines meteorológicos la presión atmosférica se mide generalmente con barómetros de mercurio y barómetros aneroides. En este capítulo se examinará el modo en que se utilizan estos instrumentos para medir la presión atmosférica cerca de la superficie terrestre.

#### 5.1 Unidades de presión atmosférica

Cerca de la superficie terrestre la presión atmosférica es aproximadamente  $10^5$  pascales (= un bar).

$$10^5 \text{ pascales} (= \text{un bar}) = 10^5 \text{ N m}^{-2}$$

Debido a las pequeñas variaciones de la presión que se producen en el transcurso del día, se utiliza una unidad más pequeña denominada hectopascal (= un milibar). La abreviatura de hectopascal es hPa. Todas las escalas de los barómetros deberán estar graduadas en hectopascales (milibares)

$$1 \text{ hectopascal} (= \text{un milibar}) = 100 \text{ pascales}$$

Muchos barómetros están graduados en milímetros o en pulgadas de mercurio bajo condiciones normales. Cuando es evidente que las medidas se hacen en condiciones normales se pueden utilizar abreviadas las expresiones "milímetro de mercurio" o "pulgada de mercurio" con respecto a estas unidades.

En condiciones normales una columna de mercurio de 760 mm de altura verdadera ejerce una presión de 1013.250 hPa. Por lo tanto, se pueden aplicar los factores de conversión siguientes:

- a)  $1 \text{ hPa} = 0,750062 \text{ mm de mercurio normal (mm Hg)}_n;$
- b)  $1 (\text{mm Hg})_n = 1,333224 \text{ hPa}.$

Puesto que una pulgada es igual a 25,4 mm se obtienen los factores de conversión siguientes:

- a)  $1 \text{ hPa} = 0,0295300 \text{ pulgadas de mercurio normal (in.Hg)}_n;$
- b)  $1 (\text{in Hg})_n = 33,8639 \text{ hPa};$
- c)  $1 (\text{mm Hg})_n = 0,03937008 (\text{in.Hg})_n.$

Los datos barométricos deberán ser expresados con preferencia en hectopascales. Sin embargo, si se necesita expresarlos en otras unidades, se utilizarán preferentemente las unidades que se acaban de indicar, es decir el milímetro de mercurio normal ( $\text{mm Hg}$ )<sub>n</sub> o la pulgada de mercurio normal ( $\text{in.Hg}$ )<sub>n</sub>.

## 5.2 Barómetros de mercurio

El principio en que se basa el barómetro de mercurio consiste en que la presión de la atmósfera se equilibra con el peso de una columna de mercurio. En general, la altura de la columna de mercurio se mide sobre una escala graduada en unidades de presión.

Los dos tipos de barómetros de mercurio más comunes son:

- a) el barómetro de cubeta fija (llamado con frecuencia barómetro tipo Kew);
- b) el barómetro Fortin.

La altura que hay que medir es la distancia entre el extremo superior de la columna de mercurio y el nivel de la superficie del mercurio en la cubeta.

Toda variación de la altura de la columna de mercurio va acompañada de un cambio de nivel del mercurio de la cubeta. Por este motivo sucede que:

### a) En el barómetro tipo Kew

La escala grabada sobre el instrumento está diseñada para compensar las variaciones del nivel del mercurio en la cubeta. La Figura 5.1 muestra el esquema de este barómetro;

### b) En el barómetro Fortin

El nivel del mercurio en la cubeta puede regularse de modo que la superficie del mismo se ponga en contacto con un índice de marfil, cuya punta coincide con el plano horizontal del cero de la escala. Este sistema de ajuste está representado en la Figura 5.2.

## 5.3 Condiciones normales

La altura de la columna de mercurio no depende solamente de la presión atmosférica. También varía por la influencia de otros factores, especialmente la temperatura y la gravedad. Por lo tanto, es necesario especificar las condiciones normales en que deberá ser leído el barómetro para obtener medidas exactas de la presión.

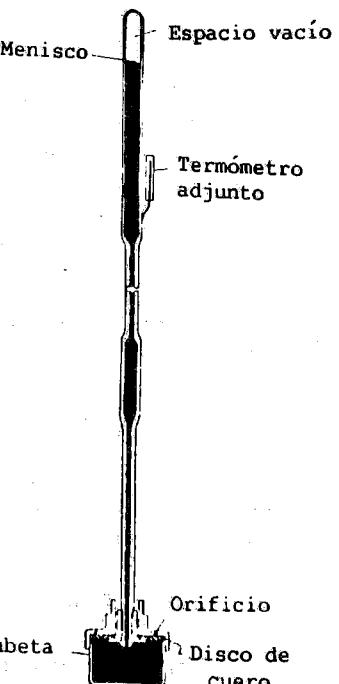
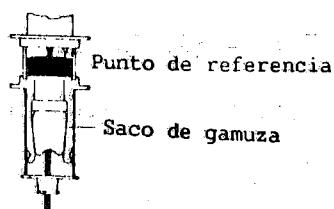


Figura 5.1  
Barómetro tipo Kew

Figura 5.2  
Sistema de ajuste del cero  
del barómetro Fortin



El valor de  $0^{\circ}\text{C}$  es la temperatura normal a la que hay que reducir las lecturas barométricas. De esta manera, la densidad del mercurio a la

temperatura observada está relacionada a la densidad normal del mercurio a 0°C. El valor admitido para la densidad normal del mercurio a 0° es de 13595,1 kg m<sup>-3</sup>.

Las presiones calculadas teniendo en cuenta el valor local de la aceleración de la gravedad deben reducirse al valor de la gravedad normal. El valor de la gravedad normal ( $g_n$ ) se considera como una constante convencional:

$$g_n = 9,80665 \text{ m s}^{-1}$$

Se observará que este número no representa el valor de la aceleración de la gravedad en la latitud 45° y al nivel medio del mar.

#### 5.4 Escalas barométricas

Las escalas de los barómetros de mercurio deben estar graduadas de modo que den directamente lecturas verdaderas de la presión en unidades normales y en condiciones normales, es decir cuando el instrumento entero está mantenido a la temperatura normal de 0°C y al valor de la gravedad normal, 9,80665 m s<sup>-1</sup>.

#### 5.5 Reducción de las lecturas barométricas a condiciones normales

Para que las lecturas barométricas hechas a diferentes horas y en distintos lugares sean comparables entre sí, hay que aplicar las siguientes correcciones:

- a) corrección instrumental;
- b) corrección por variación de gravedad;
- c) corrección por temperatura.

Para todo barómetro instalado en un lugar fijo, se puede combinar convenientemente estas correcciones en una sola tabla, con ayuda de la cual será después posible obtener el total de las correcciones a), b) y c) que hay que aplicar valiéndose solamente del valor de la temperatura leída en el termómetro del barómetro.

#### 5.6 Exposición de los barómetros

Es muy importante elegir cuidadosamente el sitio donde ha de instalarse el barómetro en una estación meteorológica. Es particularmente necesario que el instrumento esté instalado en un sitio bien iluminado de una habitación cuya temperatura varíe poco o lentamente y que esté sólidamente colgado, en posición vertical, sin peligro de choques considerables.

#### 5.7 Lectura de los barómetros de mercurio

El método que se debe seguir para efectuar una lectura correcta en un barómetro de mercurio de tipo Kew es el siguiente:

- a) leer la temperatura del termómetro adjunto. Esta lectura debe ser hecha lo más rápidamente posible, pues la temperatura del termómetro puede aumentar debido a la presencia del observador;
- b) golpear ligeramente el instrumento con el dedo, dos o tres veces, a fin de estabilizar la superficie del mercurio;

- c) si la luz normal no es suficiente, iluminar la pantalla o la hoja de papel blanco situada detrás del instrumento;
- d) colocar el nonio. Para esto el barómetro tiene a un lado un tornillo con cabeza estriada que acciona un cursor que lleva el nonio; es decir que éste puede subir o bajar actuando suavemente sobre este tornillo. El cursor debe ser llevado a una posición tal que su base posterior, su base anterior y el vértice del menisco de la columna de mercurio estén alineados. Cuando esta operación se realiza correctamente se debe ver un pequeño triángulo iluminado a cada lado del menisco, pero no se debe ver luz entre el nonio y el vértice del menisco. Hay que tener cuidado para no cometer error de paralaje en esta operación. La Figura 5.3 muestra cual debe ser la posición correcta del nonio.
- e) leer la escala:
  - i) leer en primer lugar el valor de la graduación de la escala que coincide con la base del nonio o que está inmediatamente debajo. La Figura 5.3 muestra como son las escalas en el caso de una graduación en hectopascales. En ciertos instrumentos, los números mostrados en la escala corresponden a decenas. Así, 101 corresponde a 1010 hPa.  
En la Figura 5.3 se ve que la graduación que se encuentra inmediatamente debajo del cero del nonio es 1012 hPa. Por lo tanto la lectura verdadera debe ser ligeramente mayor que 1012 hPa;
  - ii) después se debe buscar la división del nonio que coincide con un trazo de la graduación de la escala fija principal. En el caso de la Figura 5.3 es el trazo marcado con 7, esto significa que la lectura verdadera del barómetro es 0.7 hPa mayor que 1012 hPa;
  - iii) teniendo en cuenta i) y ii), se deduce que la lectura verdadera es 1012,7 hPa.

El barómetro Fortin lleva un índice de ajuste cónico o una hoja de cuchillo situada encima del mercurio de la cubeta. Este índice se llama punto de referencia y está representado en la Figura 5.2. Cuando la temperatura del termómetro adjunto al barómetro ha sido leída (antes de leer la escala del barómetro), el nivel del mercurio de la cubeta debe ponerse en contacto con la punta de referencia. Para esto se actúa sobre un tornillo con cabeza estriada que está en la base de la cubeta. Es conveniente disponer de una luz que permita ver claramente sobre la superficie del mercurio la imagen reflejada de la punta de referencia.

Cuando se ha efectuado la lectura del barómetro, es necesario reducirla a las condiciones normales, como se indicó en el anterior párrafo 5.5. La medida así conseguida representa la presión a la elevación ( $H_z$ ) del punto cero del barómetro.

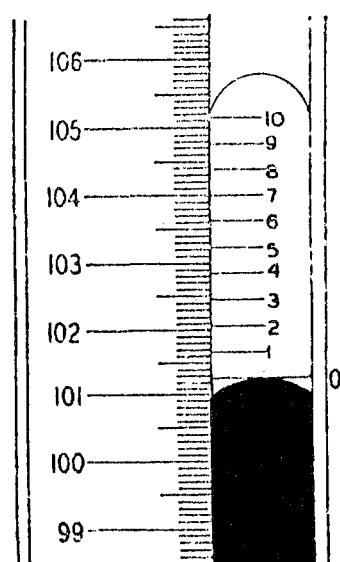


Figura 5.3  
Escala del nonio de  
un barómetro (Vernier)

#### 5.8 Barómetros aneroides

Aunque su funcionamiento sea menos confiable, los barómetros aneroides tienen sobre los de mercurio la gran ventaja de su solidez y de que son portátiles, lo que los hacen particularmente útiles para su empleo en el mar o en el campo.

Las dos partes esenciales de un barómetro aneroide son:

- a) una cápsula metálica cerrada, en el interior de la cual se ha hecho total o parcialmente el vacío;
- b) un resorte fuerte, para evitar que la cápsula se aplaste a causa de la presión atmosférica exterior.

En todo momento se establecerá el equilibrio entre la tensión del resorte y la fuerza ejercida por la presión atmosférica exterior. La cápsula aneroide puede ser de un material (como el acero o el cobre-berilio) que tenga tal elasticidad, de modo tal que la cápsula misma pueda servir de muelle.

Los barómetros aneroides deber ser calibrados con un barómetro de mercurio. Ya se habían visto en el párrafo 5.6 del Volumen II "Meteorología General" las principales causas de error en las medidas hechas con barómetros aneroides.

#### 5.9 Lectura de los barómetros aneroides

El instrumento deberá ser leído siempre en la misma posición (vertical u horizontal) en la cual ha sido calibrado. Antes de toda lectura deberá ser golpeado ligeramente con el dedo. En la medida de lo posible, cada medida deberá ser hecha con la aproximación de 0.1 hPa.

En general, el barómetro aneroide deberá ser regulado de forma tal que indique la presión al nivel en que se encuentra. Sin embargo, a bordo de los navíos o de las estaciones terrestres situadas a baja altitud, el instrumento puede estar regulado para que indique la presión al nivel medio del mar. Esto supone, claro está, que la diferencia entre la presión de la estación y la del nivel medio del mar pueda ser considerada como constante.

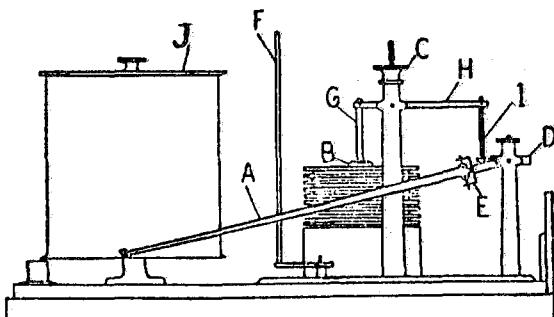
Los errores instrumentales deben corregirse. Para la temperatura, se estima generalmente que el instrumento está suficientemente compensado. Por otra parte, no es necesario ninguna corrección por gravedad.

#### 5.10 Barógrafo aneroide

El barógrafo es un instrumento que proporciona un registro continuo de la presión atmosférica. El elemento sensible está generalmente constituido por una serie de cápsulas en las que se ha hecho el vacío y que se dilatan cuando la presión atmosférica disminuye y se contraen cuando aumenta. Las cápsulas se mantienen separadas entre sí por medio de un resorte.

El movimiento resultante de la deformación del conjunto de estas cápsulas se amplifica por un sistema de palancas que accionan una pluma que, a su vez, inscribe sobre una banda de un cilindro que gira con movimiento uniforme alrededor de su eje. La Figura 5.4 muestra los elementos esenciales del barógrafo aneroide.

Figura 5.4  
Barógrafo aneroide



- |                            |                           |
|----------------------------|---------------------------|
| A - Brazo portapluma       | F - Palanca para separar  |
| B - Cápsula                | G)                        |
| C - Tornillo de ajuste     | H) Sistema de transmisión |
| del punto cero             | I)                        |
| D - Varilla de transmisión | J - Tambor con movimiento |
| E - Sistema de ampliación  | de relojería              |
| y fijación del brazo       |                           |
| portapluma                 |                           |

Si el barógrafo está compensado correctamente por temperatura y si no presenta defectos mecánicos, la curva del diagrama indica las variaciones de presión atmosférica al nivel de la estación. Es por lo que se recomienda efectuar la regulación del instrumento, refiriéndose primeramente a un barómetro de mercurio normal y después, reduciendo la lectura obtenida a las condiciones normales. El barógrafo así regulado indicará la presión al nivel de la estación.

#### 5.11 Mantenimiento y calibración de los barógrafos aneroides

El mantenimiento y calibración del barógrafo se hace de la misma manera que para el termógrafo (véase el párrafo 4.10). Los calibrados burdos se efectúan aflojando el tornillo que une el brazo portapluma a su eje. Los calibrados más finos se hacen actuando sobre el tornillo C de la Figura 5.4.

Las bandas se colocan sobre el tambor como se indicó en el párrafo 2.6. Cada día debe hacerse una marca horaria sobre la curva.

#### 5.12 Procedimiento para el cambio de las bandas del barógrafo

El cambio de banda se efectúa de la misma manera que en los termógrafos de lámina bimetálica (véase el párrafo 4.11). Los valores de la presión en el momento de colocar la banda y en el momento de retirarla deberán ser anotados sobre la misma.

#### 5.13 Variación barométrica

En las estaciones que efectúan observaciones cada tres horas, la variación de la presión en la estación puede ser determinada de dos maneras:

- a) la variación puede ser leída en el barógrafo;
- b) la variación puede ser determinada mediante lecturas apropiadas del barómetro de mercurio reducidas al nivel de la estación ( $H_p$ ), es decir con la ayuda de las presiones de la estación.

Cuando se dispone de un barógrafo de buena calidad se aplica el método a).

#### 5.14 Reducción de la presión a los niveles normales

Con el fin de poder comparar las observaciones barométricas hechas en estaciones diferentes, es necesario que las presiones estén reducidas al mismo nivel. En la mayoría de los países la presión atmosférica observada se reduce al nivel medio del mar (N.M.M.).

Para las estaciones que no se encuentran al nivel medio del mar, es necesario considerar una columna de aire vertical ficticia, de sección igual a la unidad de superficie y que va del punto cero del barómetro al nivel medio del mar. El aumento de presión resultante debido a esta columna de aire ficticio depende:

- a) de la altura de la columna, que es igual a la elevación ( $H_z$ ) del punto cero del barómetro sobre el nivel del mar;
- b) del valor promedio de la aceleración de la gravedad en la columna;
- c) de la densidad del aire en la columna. Esta depende, a su vez, de la temperatura promedio y del contenido de vapor de agua en el aire de la misma.

Es difícil hacer un cálculo de la densidad del aire en una columna ficticia. Es necesario hacer hipótesis sobre la temperatura promedio y sobre el contenido de vapor de agua de esta columna.

Para estaciones situadas a poca altitud, la OMM ha recomendado un método que está expuesto en su Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación.

Para las otras estaciones, la reducción de la presión al nivel medio del mar puede efectuarse según diferentes métodos. Es necesario que cada estación aplique el método que ha sido adoptado por el servicio nacional al cual pertenece.

Cuando las presiones han sido reducidas a un mismo nivel es posible compararlas. Las diferencias de presión son el origen de la circulación general de la atmósfera, a la cual está ligada la evolución del tiempo. Para pronosticar esta evolución, es necesario medir el contenido en vapor de agua del aire. Estas medidas serán el objeto del próximo capítulo.

#### CUESTIONARIO

1. Cada variación de la altura de la columna de mercurio de un barómetro va acompañada de un cambio del nivel en la cubeta del mismo. Dígase cómo se tiene en cuenta esta variación:
  - a) en el barómetro Fortin;
  - b) en el barómetro tipo Kew.

2. ¿Por qué es necesario especificar las condiciones normales para determinar la presión atmosférica verdadera? Dígase cuáles son las tres correcciones que deben efectuarse para obtener la presión de la estación en condiciones normales.
3. Expóngase el método que hay que seguir para efectuar una lectura correcta en un barómetro de mercurio tipo Kew.
4. Escribáse una breve nota sobre el barómetro aneroide referente a:
  - a) la estructura;
  - b) el método de lectura;
  - c) las correcciones de las lecturas.
5. Explíquese brevemente en qué consisten:
  - a) los métodos aplicados para determinar las variaciones de presión en la estación;
  - b) la calibración de un barógrafo aneroide;
  - c) la reducción al nivel medio del mar de la presión de la estación.
6. Dígase cómo se efectúan en los barógrafos aneroides:
  - a) el mantenimiento y la calibración;
  - b) el cambio de banda.

---

## CAPITULO VI

### MEDIDA DE LA HUMEDAD ATMOSFERICA

Cuando el aire está constituido por una mezcla de aire seco y de vapor de agua, se dice que es aire húmedo. Todas las muestras de aire tomadas en la proximidad de la superficie terrestre contienen una cierta cantidad de vapor de agua; pero, en general, ésta no es suficiente para que el aire esté saturado. En ciertas regiones esta cantidad de agua es tan pequeña que es difícil medirla por procedimientos sencillos.

En este capítulo se estudiarán ciertos instrumentos que se utilizan para medir la cantidad de vapor de agua contenida en el aire. También se examinarán la forma de efectuar las observaciones higrométricas y los métodos que se aplican para calcular la humedad atmosférica.

#### 6.1 Definiciones y unidades

La humedad relativa es la relación entre la masa del vapor de agua contenido en la unidad de volumen del aire y la del vapor de agua que sería necesario para saturar este volumen a la misma temperatura. Normalmente se expresa en porcentaje.

Si el aire no está saturado, la humedad relativa es aproximadamente igual a la relación entre la tensión real del vapor de agua en el aire y la tensión de saturación del vapor a la misma temperatura. La tensión de vapor se mide en hectopascales.

La temperatura del aire es la que indica el termómetro de bulbo seco, por lo tanto:

$$H.R.(\%) = \frac{\text{Tensión real del vapor de agua a la temperatura del termómetro de bulbo seco}}{\text{Tensión de saturación del vapor de agua a la temperatura del termómetro de bulbo seco}} \times 100 \quad \dots(6.1)$$

La tensión de saturación del vapor disminuye cuando la temperatura baja. La cantidad de vapor de agua necesario para saturar el aire es, pues, menor cuando la temperatura disminuye. Si la masa del vapor de agua contenido en el aire no varía puede ser suficiente para saturar el aire a una temperatura menor. Esta temperatura se llama punto de rocío. En este caso, se supone que el enfriamiento del aire se efectúa a presión constante, como se ha indicado en el párrafo 6.7 de la parte titulada Meteorología General.

La tensión de saturación del vapor en el punto de rocío es por lo tanto igual a la tensión de vapor de la temperatura inicial del termómetro de bulbo seco. La ecuación (6.1) anterior puede también escribirse:

$$H.R.(\%) = \frac{\text{Tensión de saturación del vapor a la temperatura del punto de rocío}}{\text{Tensión de saturación del vapor a la temperatura del termómetro de bulbo seco}} \times 100 \quad \dots(6.2)$$

#### 6.2 Instrumentos de medida de la humedad atmosférica en superficie

Los instrumentos utilizados para medir la humedad o el contenido de vapor de agua de la atmósfera se llaman higrómetros. Los dos tipos principales de instrumentos utilizados para hacer estas medidas en las proximidades de la superficie terrestre son:

- a) los higrómetros constituidos por un termómetro de bulbo seco y de un termómetro de bulbo húmedo;
- b) los higrómetros de cabello.

Los higrómetros constituidos por termómetros de bulbo seco y húmedo también son conocidos con el nombre de psicrómetros. Existen dos tipos de psicrómetros:

- a) el psicrómetro para abrigo meteorológico;
- b) el psicrómetro "de aspiración".

#### 6.3 Ventilación de los psicrómetros y tablas psicrométricas

El principio de funcionamiento del psicrómetro se basa en el hecho de que la evaporación supone disminución de temperatura. El termómetro de bulbo seco es un termómetro común que indica la temperatura real del aire en el momento de la observación.

El termómetro de bulbo húmedo es un termómetro similar al de bulbo seco pero cuyo depósito está envuelto con una muselina que se mantiene permanentemente humedecida por medio de una mecha de algodón cuyo extremo está sumergido en un recipiente de agua pura.

La rapidez de evaporación del agua de la muselina del termómetro de bulbo húmedo es tanto mayor cuanto más seco es el aire. El efecto de enfriamiento y, por lo tanto, la diferencia entre las indicaciones de los dos termómetros es proporcional a esta rapidez de evaporación.

Sin embargo, la diferencia entre la temperatura del termómetro de bulbo seco y la del bulbo húmedo (es decir, la diferencia psicrométrica) no depende únicamente de la humedad relativa del aire, sino que es función también de la ventilación alrededor de la muselina. Así, para determinar la humedad relativa y el punto de rocío por medio de las temperaturas de los termómetros de bulbo seco y húmedo hará, falta conocer también la intensidad del aire que circula alrededor del depósito del termómetro de bulbo húmedo. Existen tablas de cálculo apropiadas que han sido confeccionadas para diferentes intensidades de viento.

#### 6.4 Psicrómetro sencillo sin ventilación artificial

Los dos termómetros, el de bulbo seco y el de bulbo húmedo, están montados verticalmente dentro de un abrigo meteorológico. La Figura 6.1 muestra la colocación de la mecha y del recipiente de agua utilizados para mantener constantemente húmeda la muselina que rodea el depósito del termómetro de bulbo húmedo. El recipiente se coloca preferentemente al lado del termómetro de manera que su boca esté al mismo nivel o algo más bajo que el extremo del depósito del termómetro.

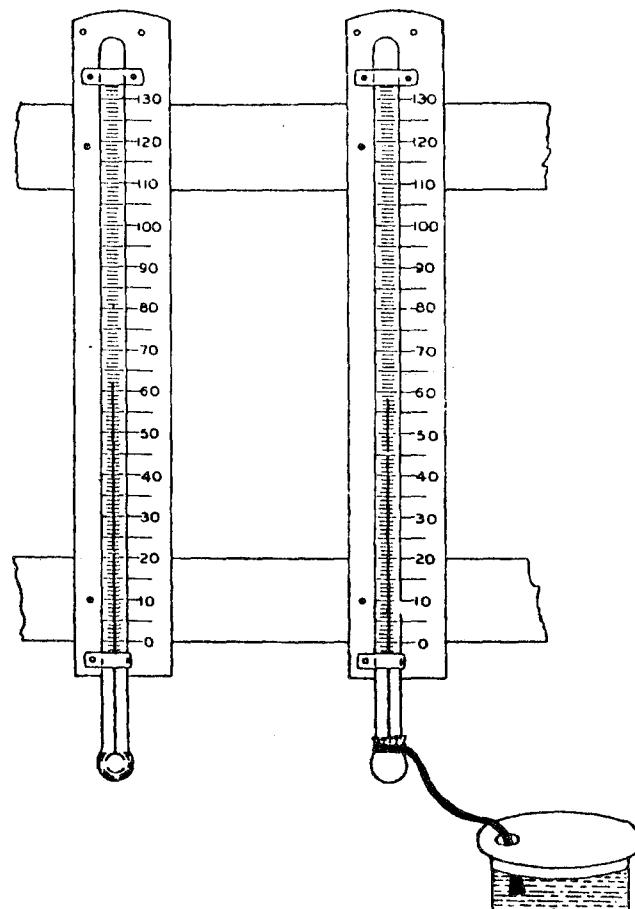
Salvo que se trate de un recipiente con cuello estrecho, éste deberá tener una tapadera provista de un pequeño orificio para dejar pasar la mecha. Esta tapadera tiene por objeto evitar que se evapore el agua del recipiente y, por lo tanto, evitar asimismo que se humedezca el aire en el abrigo meteorológico.

El recipiente deberá estar colocado lejos de los depósitos de los otros termómetros que se encuentran en el abrigo meteorológico. Sin embargo, no deberá estar ni demasiado lejos, ni demasiado bajo, con relación al termómetro de bulbo húmedo, pues es indispensable que pueda llegar a la muselina, en tiempo seco, agua en cantidad suficiente. Para que la muselina y la mecha estén siempre húmedas, es necesario que estén siempre limpias y que no tengan ningún depósito de materias grasas.

Hay que tener cuidado de que la muselina esté extendida sobre el depósito y que no forme en lo posible arrugas. Debe ser fina y de dimensiones suficientes para recubrir completamente el depósito dejando sobresalir una estrecha banda.

La muselina se fija al depósito por medio de la mecha que se anuda alrededor de la parte superior del depósito de manera tal que sus dos extremos puedan sumergirse en el recipiente con agua (véase la Figura 6.1). La mecha está formada por cuatro cordones trenzados que conducen el agua del depósito al bulbo. Después de fijarla al depósito, la muselina debe ser igualada con cuidado y las partes superfluas deben ser cortadas con tijeras.

Figura 6.1  
Psicrómetro para abrigo  
meteorológico



La mecha debe estar siempre lo más tensa posible y su longitud ha de ser tal que el agua llegue al bulbo en cantidad suficiente. Si se deja que la mecha haga una curva demasiado pronunciada, el agua puede gotear por la parte inferior y el recipiente puede vaciarse rápidamente.

Tanto la muselina como la mecha deben estar siempre limpias y húmedas. Por lo tanto, es necesario remplazarlas periódicamente. El polvo de la atmósfera y las sales disueltas en el agua tienden a depositarse en la mecha y en la muselina provocando obstrucciones en el flujo de agua, por lo cual, después de unos días, las temperaturas indicadas en el termómetro pueden ser erróneas.

El suministro de agua en el psicrómetro debe ser frecuentemente vigilado y renovado. El agua debe ser dulce; preferentemente se utiliza agua destilada o agua de lluvia. Con agua dura, se forma rápidamente una costra sobre la mecha y sobre la muselina. No debe utilizarse nunca agua de mar.

#### 6.5 Lectura del psicrómetro sencillo

Las temperaturas indicadas por los termómetros se deben leer con una aproximación de una décima de grado. Es necesario evitar cometer errores de paralaje.

Si hay que cambiar la muselina, la mecha y el agua del recipiente, debe hacerse inmediatamente después o mucho tiempo antes de hacer la lectura. Suponiendo que el agua que se vierte en el vaso del psicrómetro está a la misma temperatura que el aire, el depósito del termómetro de bulbo húmedo alcanzará la temperatura correcta en unos 15 minutos. Si la temperatura del agua difiere considerablemente de la del aire, puede ser necesario esperar hasta media hora.

Al hacer una observación deben hacerse las lecturas de los dos termómetros lo más simultáneamente que sea posible; pero antes hay que asegurarse de que el bulbo húmedo recibe suficiente cantidad de agua.

#### 6.6 Procedimientos particulares para la lectura del psicrómetro sencillo en los climas fríos

En las regiones de clima frío es necesario prestar una atención especial durante los períodos de helada o cuando la temperatura del termómetro de bulbo húmedo es menor que la del punto de congelación. La congelación del agua en la mecha y en la muselina puede interrumpir la humidificación del depósito del termómetro. Para obtener una lectura satisfactoria, el depósito debe estar recubierto de una delgada capa de hielo donde se producirá la evaporación como se produce con el agua. A tal fin, se humedece ligeramente la muselina con agua cuya temperatura esté próxima al punto de congelación.

Esta operación debe efectuarse por lo menos 15 minutos antes de la hora de observación utilizando, si fuese necesario, una pequeña brocha de pelo de camello o una pluma de pájaro.

Cuando la muselina está humedecida, la temperatura del termómetro permanece igual al punto de congelación ( $0^{\circ}\text{C}$ ), hasta que la totalidad del agua se haya transformado en hielo. Despues la temperatura disminuye progresivamente hasta la temperatura del termómetro de bulbo húmedo. Es necesario esperar a que esta última sea alcanzada y estabilizada para proceder a la lectura.

La temperatura del agua debe estar próxima al punto de congelación. Lo mejor es fundir un poco de hielo. Para ello se necesita muy poca agua pues, de lo contrario, habría que esperar mucho tiempo para que se congele y para obtener la verdadera temperatura de evaporación del termómetro de bulbo húmedo.

#### 6.7 Psicrómetros con ventilación artificial

Las medidas de humedad que se hacen por medio de los psicrómetros colocados en los abrigos meteorológicos normales no son muy precisas debido a las variaciones que se pueden producir en la velocidad del aire que circula a la altura del depósito. Sin embargo, se las considera suficientemente precisas para las necesidades sinópticas y climatológicas. Para obtener medidas más precisas, es necesario que el psicrómetro esté ventilado artificialmente a una velocidad determinada. Este psicrómetro se llama "de aspiración". La ventilación forzada puede obtenerse por medio de una hélice accionada por un mecanismo de relojería o por un motor eléctrico. También puede producirse dándole a los termómetros un movimiento de rotación con velocidad controlada.

Entre los psicrómetros de esta categoría se pueden distinguir:

- a) el tipo Assman;
- b) el tipo de aspiración para abrigo meteorológico;
- c) el tipo honda o de rotación.

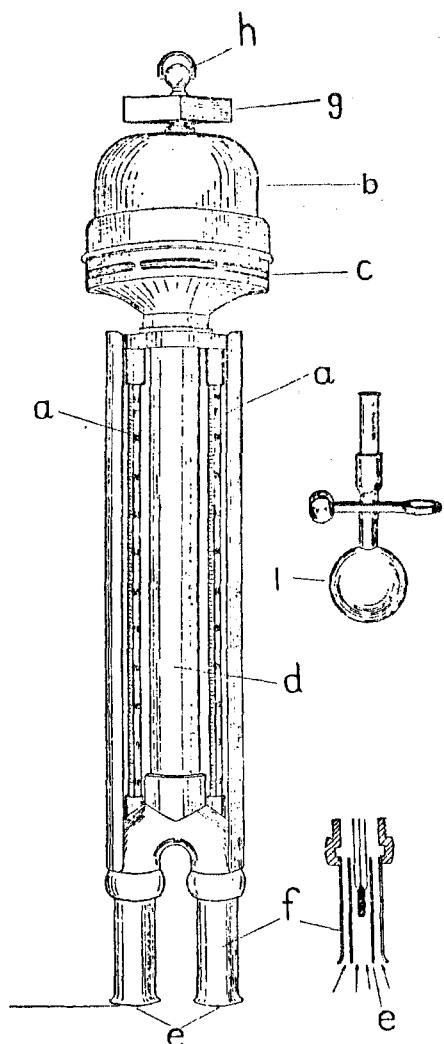


Figura 6.2  
Psicrómetro de Assman

- a - Termómetro
- b - Carcasa protectora del mecanismo de relojería
- c - Hélice y salidas de aire
- d - Tubo de ventilación
- e - Tomas de aire
- f - Tubos de metal bruñido para la protección de los depósitos
- g - Llave para dar cuerda al mecanismo de relojería
- h - Punto de suspensión del instrumento; la argolla unida a la bola del extremo superior permite colocar el aparato en posición vertical.
- i - Depósito de agua para humedecer la muselina del termómetro de bulbo húmedo

El psicrómetro de tipo Assman es un aparato que está ventilado artificialmente por medio de un mecanismo de relojería. Se compone de un tubo prolongado por dos aberturas tubulares en las cuales van colocados los depósitos de los dos termómetros de tipo Assman. La ventilación forzada se provoca en el tubo por medio de una hélice accionada por un potente motor. Los termómetros se mantienen fijos al soporte por dos anillos metálicos. En el interior de cada abertura tubular se encuentra una pantalla de doble pared de metal pulido que protege el depósito contra la radiación; cuando se le ha dado toda la cuerda, el mecanismo de relojería del motor puede funcionar por lo menos durante 10 minutos.

La ventilación forzada del psicrómetro de aspiración para abrigo meteorológico está producida por una hélice accionada por un motor eléctrico o un mecanismo de relojería.

En los piscrómetros de tipo honda los termómetros están colocados uno al lado del otro sobre un bastidor metálico unido a un mango que permite hacerlo girar. El depósito de uno de estos termómetros está cubierta de un trozo de tejido tubular de algodón especial que debe humedecerse. En general, los termómetros del psicrómetro honda no están suficientemente protegidos contra la radiación. Este tipo de psicrómetro debe de emplearse preferentemente en un sitio al abrigo de la radiación solar directa. Si cae nieve o lluvia, el termómetro seco puede también mojarse y dar entonces temperaturas erróneas. Por lo tanto, es necesario en este caso efectuar las medidas en sitios protegidos de las precipitaciones.

#### 6.8 Métodos de observación aplicables a los psicrómetros de ventilación artificial

Con un psicrómetro del tipo Assman la observación debe ser hecha en un lugar despejado. El instrumento se suspende de un gancho o de un soporte fijado a un poste delgado o también teniéndolo en el extremo del brazo, manteniendo los orificios de aspiración ligeramente inclinados en la dirección de donde viene el viento. Con viento fuerte, es necesario utilizar la pantalla prevista para la protección de la hélice de ventilación. Entre dos lecturas, el instrumento deberá ser colocado en una habitación sin calefacción o por lo menos al abrigo de las precipitaciones y de una intensa radiación.

En cuanto a la observación propiamente dicha, debe efectuarse como sigue:

- a) mojar el depósito del termómetro de bulbo húmedo;
- b) dar cuerda al mecanismo de relojería (o poner en marcha el motor eléctrico);
- c) esperar durante dos o tres minutos a que la lectura del termómetro de bulbo húmedo permanezca invariable;
- d) leer el termómetro de bulbo seco;
- e) leer el termómetro de bulbo húmedo;
- f) verificar la lectura del termómetro de bulbo seco.

Por otra parte, hay que tener mucho cuidado para evitar que la presencia del observador altere las lecturas.

Un procedimiento semejante debe seguirse con los psicrómetros de aspiración para el abrigo meteorológico que están ventilados por medio de un mecanismo de relojería o por un motor eléctrico.

En el caso del psicrómetro de honda, debe mojarse el depósito del termómetro de bulbo húmedo inmediatamente antes de empezar la observación. El observador debe hacer girar el instrumento delante de él, cara al viento y a la sombra. De esta forma, el efecto de la radiación puede ser muy atenuado durante el movimiento giratorio del psicrómetro, pero puede ser importante cuando éste se detiene para efectuar la lectura.

Para obtener la velocidad del aire deseada de por lo menos  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  a través de los depósitos de los termómetros, un psicrómetro de 30 cm de largo debe efectuar aproximadamente cuatro revoluciones por segundo. La velocidad del depósito en el aire no es necesariamente igual a la velocidad efectiva de ventilación de dicho depósito. El movimiento de rotación del instrumento debe detenerse lentamente y las lecturas deben realizarse con gran rapidez.

El movimiento giratorio del psicrómetro dura aproximadamente dos minutos, luego se detiene, poco a poco, y se leen rápidamente los termómetros. A continuación se vuelven a efectuar estas operaciones. Si las temperaturas leídas en cada caso son iguales, se vuelve a empezar hasta que se obtengan los mismos valores en dos observaciones sucesivas. Hay que tener cuidado de no respirar sobre los termómetros durante las lecturas.

#### 6.9 Causas de error en psicrometría

Los principales errores que se producen al utilizar los psicrómetros son los siguientes:

- a) errores instrumentales;
- b) errores debidos a la ventilación;
- c) errores debidos a una capa gruesa de hielo sobre el depósito del termómetro de bulbo húmedo;
- d) errores debidos a la suciedad de la muselina o a la falta de pureza del agua.

Los errores instrumentales de los termómetros deben ser conocidos en toda la gama real de temperatura de manera que puedan aplicarse a las lecturas las correcciones apropiadas antes de emplear las tablas de humedad.

Los errores debidos a una ventilación insuficiente son más graves si se emplean tablas psicrométricas inadecuadas. La precisión de un psicrómetro sencillo, sin ventilación, es mucho menor que la de un psicrómetro con ventilación artificial.

Las tablas utilizadas para determinar la humedad con un psicrómetro ordinario están generalmente calculadas sobre el supuesto de que la velocidad promedio del viento que pasa por los depósitos de los termómetros es de 1 a  $1.5 \text{ m s}^{-1}$ . La velocidad del aire que en la práctica pasa por los depósitos de los termómetros es, con frecuencia, muy diferente de la indicada. La magnitud de los errores resultantes depende de la humedad y de la temperatura del aire. En aire seco, el error puede llegar con facilidad a un 10 por ciento de la humedad relativa, pero generalmente en latitudes templadas es bastante menor.

En los psicrómetros Assman y en todos los provistos de motor, la ventilación debe ser comprobada periódicamente por lo menos una vez al mes. Hay que tomar precauciones especiales para que los termómetros del psicrómetro de honda estén sometidos a una ventilación que corresponda a las tablas empleadas.

Una capa gruesa de hielo sobre el depósito del termómetro de bulbo húmedo aumenta la inercia del termómetro. El hielo, por tanto, debe quitarse inmediatamente, sumergiendo el depósito en agua destilada.

Hay que tomar precauciones especiales en las estaciones costeras para evitar los errores producidos por la sal acumulada en la muselina y en la mecha. Además hay que asegurarse de que el agua del recipiente esté siempre pura.

#### 6.10 Características especiales para las regiones polares y tropicales

Las consecuencias de un error cometido en la lectura del termómetro de bulbo húmedo varía según la temperatura. Si la temperatura leída en el termómetro de bulbo seco corresponde a la temperatura verdadera del aire y si se ha cometido un error de  $0.5^{\circ}\text{C}$  en la lectura del termómetro de bulbo húmedo, resulta un error en la humedad relativa, cuyo orden de magnitud se indica a continuación:

Temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ):	-25	-15	-5	+5	+15
Error en la humedad relativa (%):	44	20	11	7	2

Cuando las temperaturas son moderadas, el error es relativamente poco importante. Pero a temperaturas bajas, un error de algunas décimas de grado puede traducirse en una observación absurda.

En las regiones polares, cuando las temperaturas son muy bajas, es difícil determinar correctamente la temperatura del termómetro de bulbo húmedo con suficiente precisión. Entonces, es indispensable que los termómetros estén ventilados, de lo contrario el manejo de éstos se vuelve extremadamente difícil.

En las regiones tropicales y en las secas, el problema más grave consiste en mantener humedecida permanentemente la muselina cuando la humedad relativa es baja.

#### 6.11 Tablas psicrométricas

Cuando las temperaturas de los termómetros de bulbo seco y húmedo han sido leídas, se puede calcular el punto de rocío o la humedad relativa sirviéndose de tablas psicrométricas. Es necesario utilizar la tabla que corresponde a cada ventilación.

En el caso del psicrómetro sencillo colocado en el abrigo meteorológico se considera generalmente que la velocidad promedio del aire que pasa por los depósitos es del orden de 1 a  $1.5 \text{ m s}^{-1}$ . Con el psicrómetro Assman la velocidad correspondiente es de  $2.4 \text{ m s}^{-1}$ .

Cuando la temperatura del termómetro de bulbo húmedo es menor que la del punto de congelación, deben emplearse dos tablas diferentes según que el depósito del termómetro de bulbo húmedo esté cubierto del hielo o de agua subfundida.

#### 6.12 Principio del higrógrafo de cabello

El higrógrafo es un instrumento que proporciona un registro continuo de la humedad relativa. El funcionamiento de este instrumento se basa en el hecho de que la longitud de los cabellos humanos, cuando no están impregnados de sustancias grasas, varía con la humedad relativa del aire. Las variaciones de longitud de un haz de cabellos son amplificadas por un sistema de palancas y registradas por medio de una pluma sobre una banda colocada en un tambor que gira con movimiento uniforme.

La longitud de los cabellos varía cuando éstos absorben las moléculas de agua contenidas en el aire o cuando el agua que contienen se evapora. La rapidez de respuesta a las variaciones de la humedad del aire es, pues, relativamente lenta. Como las variaciones de la longitud de los cabellos son pequeñas, el sistema de palancas debe estar perfectamente equilibrado y montado sobre ejes muy finos.

La rapidez de respuesta del higrógrafo de cabello depende en gran parte de la temperatura del aire. El tiempo de respuesta del instrumento a  $-10^{\circ}\text{C}$  es aproximadamente tres veces mayor que a  $10^{\circ}\text{C}$ . Para temperaturas del aire comprendidas entre  $0^{\circ}\text{C}$  y  $30^{\circ}\text{C}$  y humedades relativas entre 20 por ciento y 80 por ciento, un buen higrógrafo, al ser sometido a una variación brusca de humedad, debe indicar el 90 por ciento del cambio en menos de tres minutos.

La longitud de los cabellos aumenta con la humedad, pero sus variaciones no son proporcionales a los de la humedad relativa. Por ejemplo: un cambio del 90 por ciento al 95 por ciento produce un cambio menor en la longitud que un cambio del 40 por ciento al 45 por ciento.

Ciertos higrógrafos tienen un mecanismo que permite compensar estas diferencias. En este caso, el desplazamiento de la pluma sobre la banda es proporcional al estado higrométrico y la escala de humedad de la banda es lineal. Este tipo de higrógrafo es el que se describe en el párrafo siguiente.

#### 6.13 Higrógrafo de escala lineal

Los principales elementos de este instrumento se muestran en la Figura 6.3. El esquema superior muestra una vista de lado y el inferior una vista desde arriba. La jaula de rejilla metálica que protege el haz de cabellos y la tapadera con cristal del instrumento no se han reproducido en estos esquemas.

El haz de cabellos está sostenido por las dos quijadas A y A<sub>1</sub>, y sujetado en su punto medio por el gancho B. El eje horizontal de la palanca C, al cual se sujetó este gancho, está unido a la leva D.

La leva D se mantiene en contacto con la leva E por medio del pequeño muelle F. La leva E está unida al eje del brazo portapluma por el tornillo G.

Así, las variaciones de longitud del haz de cabellos, provocadas por la humedad, se amplifican y después se transmiten a la pluma. La amplificación de estas variaciones se debe principalmente a la acción del brazo portapluma y de la palanca C. Sin embargo, la acción de las dos levadas y el ángulo formado por el haz de cabellos no son completamente despreciables.

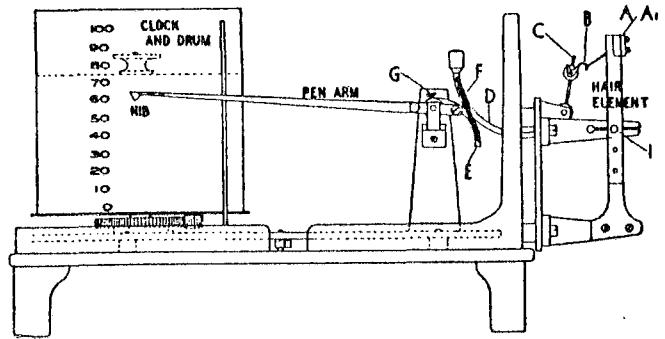
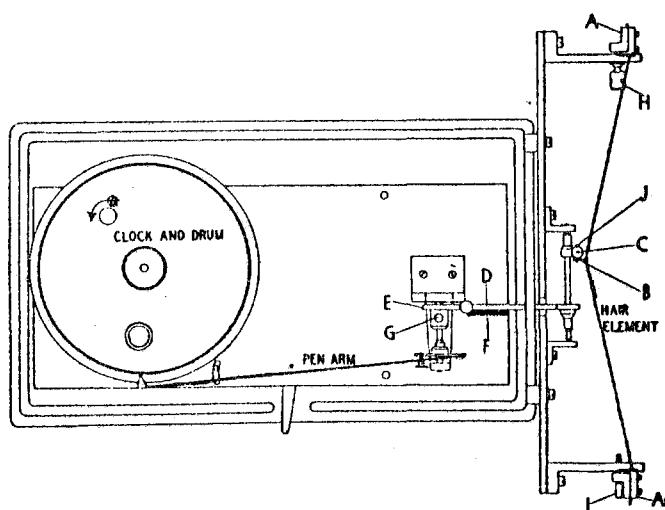


Figura 6.3  
Higrógrafo de cabello



- A.A<sub>1</sub> - Quijadas de fijación del haz de cabellos
- B - Gancho que coge el haz de cabellos por el centro
- C - Palanca
- D - Primera leva
- E - Segunda leva
- F - Pequeño muelle que mantiene las levas una contra otra
- G - Tornillo que fija la segunda leva al eje del brazo
- H - Tornillo de ajuste con cabeza cuadrada que permite desplazar la quijada de fijación A (ajuste burdo del cero)
- I - Tornillo de ajuste de cero
- J - Tornillo que permite levantar o bajar el gancho B (para ajustar la amplitud del brazo)

Los ajustes del instrumento pueden hacerse de la forma siguiente:

a) Ajustes del cero:

- i) los ajustes burdos se efectúan desplazando la quijada A. Para esto es necesario accionar el tornillo de cabeza cuadrada H;
- ii) los ajustes de precisión (en los límites del 5 por ciento de humedad relativa) se efectúan accionando el tornillo I. Sin embargo, si el ángulo del haz de cabello varía mucho, la amplitud del brazo portapluma se modifica. Por lo tanto, es preciso no variar demasiado este ángulo con el tornillo I.

b) Ajuste del desplazamiento del brazo:

- i) la amplificación de las variaciones de longitud del haz puede aumentarse o reducirse de una manera casi proporcional bajando o subiendo el gancho B de la palanca C. Esta operación se hace por medio del tornillo J;
- ii) esta amplificación puede también ser modificada haciendo girar el brazo respecto a las levas por medio del tornillo G. Se logra la reducción cuando el brazo se despliega en el sentido del movimiento de las agujas del reloj y se aumenta desplazando el brazo en sentido contrario.

Por regla general se recomienda no modificar la escala de registro en las estaciones. Debido principalmente a la poca rapidez de respuesta del higrógrafo de cabellos y las variaciones de humedad relativa, es difícil efectuar comparaciones con otros instrumentos.

#### 6.14 Exposición y manejo de los higrógrafos de cabello

El higrógrafo se debe instalar en un abrigo meteorológico. Su rendimiento depende principalmente del buen cuidado de los cabellos. Los depósitos de polvo aumentan el tiempo de respuesta, los rocíos salinos o los cuerpos grasos que pueden depositarse sobre el haz al tocarlo con los dedos pueden falsear las indicaciones. Si el higrógrafo está sometido a humedades muy pequeñas (como puede suceder en las regiones continentales), pueden resultar deformaciones o desviaciones casi permanentes en los registros.

Estos inconvenientes pueden suprimirse en gran parte si se lava con cuidado y periódicamente los cabellos, utilizando un pincel fino y suave mojado con agua destilada. También se puede utilizar el agua de lluvia o de aljibe. Esta operación debe efectuarse por lo menos una vez por semana; aunque en ciertos casos, puede ser necesario hacerla cada día. Durante la limpieza del instrumento es necesario evitar tocar los cabellos con los dedos.

Cuando los cabellos han sido cuidadosamente impregnados de agua y se ha eliminado el exceso de la misma, la humedad relativa indicada por el higrógrafo debe ser 95 por ciento. Algunas veces es necesario humedecer varias veces consecutivas el haz de cabellos para confirmar una lectura. El exceso de agua falsea la indicación debido a su peso. Si la humedad relativa es pequeña, el agua de los cabellos se evaporará rápidamente y el instrumento indicará 95 por ciento durante un tiempo muy corto.

El ajuste del cero tiene por objeto asegurar que la lectura corresponde a 95 por ciento cuando los cabellos están completamente impregnados de agua y ha sido eliminado su exceso. Este ajuste proviene de la experiencia práctica. El peso de agua retenida por el haz no es despreciable y provoca un ligero descenso del cabello, ocasionando una reducción en la lectura de 100 a 95 por ciento.

Es necesario no lubricar jamás los ejes. Sin embargo, éstos deben limpiarse periódicamente con un pequeño pincel suave impregnado de detergente.

La superficie de las levas debe estar siempre muy limpia y de vez en cuando, deberá pulirse por medio de un trozo de papel secante impregnado de mina de lápiz al plomo, con el fin de reducir el rozamiento y hacer el instrumento más sensible a las pequeñas variaciones de humedad.

#### 6.15 Métodos de observación para los higrógrafos de cabello

Antes de hacer la lectura, el higrógrafo de cabello siempre debe ser sacudido suavemente con un solo dedo, pero nunca debe tocarse, en cuanto sea posible, entre uno y otro cambio de banda, excepto para hacer las marcas horarias.

La humedad del aire puede variar muy rápidamente y es, por lo tanto, esencial que estas marcas sean precisas. Al hacer estas marcas es necesario evitar estirar el haz de cabellos pues esto desajustaría el cero del instrumento. El brazo debe desplazarse solamente en el sentido decreciente de la humedad relativa.

El cambio de bandas se hace como en el caso del termógrafo.

En este capítulo dedicado a la humedad atmosférica se ha tenido ocasión de ver la importancia de los efectos del movimiento del aire. En el próximo capítulo se estudiará el modo en que se determinan la dirección y la intensidad del viento.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Qué se entiende por humedad relativa? La humedad relativa se puede determinar cuando se conoce la temperatura de un termómetro de bulbo seco y la de uno de bulbo húmedo. Indíquese la forma.
2. ¿Qué es un higrómetro? ¿Cuál es el tipo de higrómetro conocido con el nombre de psicrómetro? Díganse cuáles son las medidas particulares que hay que tomar para el empleo y el mantenimiento de un psicrómetro sencillo sin ventilación artificial.
3. Expóngase en pocas líneas los métodos de observación que deben seguirse para determinar las temperaturas de los termómetros de bulbo seco y húmedo de un psicrómetro sencillo. ¿Qué se debe hacer al darse cuenta de que a causa de la congelación del agua sobre la mecha y la muselina el depósito del termómetro de bulbo húmedo no está correctamente humedecido?
4. Indíquese brevemente en qué consiste la ventilación de un psicrómetro y para qué sirven las tablas psicrométricas.
5. Describábase un psicrómetro del tipo Assman y dígase cuáles son los métodos de observación aplicables a este tipo de instrumentos. ¿Cuáles son las ventajas de un psicrómetro del tipo Assman sobre un psicrómetro sencillo, sin ventilación artificial?
6. ¿Cuáles son las causas de error en psicrometría?
7. Describábase un higrógrafo de cabello. ¿Cuáles son los ajustes que hay que efectuar en este instrumento? ¿Cómo debe instalarse?
8. ¿Cuáles son las precauciones que hay que tomar para conseguir un buen funcionamiento y lecturas correctas del higrógrafo de cabello?

## CAPITULO VII

### MEDIDA DEL VIENTO EN SUPERFICIE

En este capítulo nos ocuparemos del viento en superficie, es decir de la componente horizontal del movimiento del aire en la proximidad de la superficie de la Tierra. Debido a los efectos locales, es a menudo difícil obtener valores representativos del viento en superficie. Además, por regla general, la dirección del viento varía y su intensidad aumenta con la altura.

Con el fin de que las observaciones hechas en una red de estaciones puedan ser comparables entre sí, se ha especificado que el viento en superficie debía ser el viento a una altura normalizada de 10 m sobre el suelo en terreno descubierto.

El viento es un vector cuantitativo caracterizado por dos números que representan su dirección y magnitud, respectivamente. Consideraremos, pues, a la vez, la medida de la dirección del viento y su intensidad, a la altura normal de 10 m sobre el suelo.

El viento en superficie raramente es constante durante un período determinado. En general, varía rápida y constantemente y estas variaciones son irregulares tanto en frecuencia como en duración. Esto se denomina "turbulencia". En la mayoría de los casos, lo que se necesita es el viento promedio, y para las necesidades sinópticas este viento se determina en un período de 10 minutos.

Cuando se dispone del equipo apropiado, generalmente es preferible medir el viento en superficie con instrumentos, pero si ello no es posible puede determinarse por estimación.

#### 7.1 Medida de la dirección del viento: definición y unidades

La dirección del viento es aquella de donde sopla. Se expresa en grados, contados a partir del Norte geográfico, en el sentido del movimiento de las manecillas del reloj, o bien se expresa en rumbos magnéticos indicados por la brújula.

En el cifrado de los mensajes, la dirección se expresa en la escala 00-36. El Cuadro 7.1 de la parte relativa a la Meteorología General da la correspondencia entre la cifra de la clave y el equivalente exacto en grados para cada uno de los 32 puntos de la brújula.

#### 7.2 Veletas

La veleta es el instrumento que permite determinar o registrar la dirección del viento en superficie. Las características recomendadas para este instrumento se mencionan en la publicación de la OMM titulada Guía de Instrumentos Meteorológicos y Métodos de Observación.

#### 7.3 Sistemas de lectura directa y de registro de la dirección del viento

Para las observaciones sinópticas es necesario determinar la dirección promedio del viento durante los de 10 minutos que preceden a la observación. En este caso es conveniente el empleo de una veleta registradora.

Para las necesidades de la aviación es preferible el registro a distancia. El instrumento que se utilice debe responder a las rápidas fluctuaciones de la dirección.

#### 7.4 Estimación de la dirección del viento

La mayoría de las veletas no reaccionan a los cambios de la dirección del viento cuando la intensidad de éste es menor que un metro por segundo o menor que dos nudos. En este caso, o en ausencia de instrumentos o incluso cuando el equipo disponible esté averiado, es necesario estimar la dirección del viento.

La estimación la facilitan:

- a) la manga de aire o la de aterrizaje en un aeródromo;
- b) la dirección del humo que sale de una chimenea alta;
- c) el movimiento de las banderas;
- d) el movimiento de las hojas;
- e) el balanceo de los árboles.

Sin embargo, es necesario tomar las siguientes precauciones:

- a) situarse en posición vertical debajo del indicador para evitar los errores de perspectiva;
- b) no confundir la turbulencia provocada localmente por los edificios, los obstáculos, etc., con la dirección general del viento.

En lugares abiertos, la dirección del viento en superficie puede estimarse con buena aproximación colocándose opuesto a la dirección del viento. La dirección del desplazamiento de las nubes, aunque sean bajas, no debe tomarse en consideración.

#### 7.5 Medida de la intensidad del viento: unidades

Los instrumentos que se utilizan para medir la intensidad del viento en superficie se llaman anemómetros. Dado que en los mensajes sinópticos la intensidad del viento se expresa en nudos o en metros por segundo, es preferible que los anemómetros estén graduados en estas unidades.

En los informes sinópticos hay que consignar la intensidad promedio del viento en superficie en un período de 10 minutos. Ello debe determinarse con la mayor aproximación al nudo.

La ausencia de movimiento apreciable en el aire se denomina "calma". Se debe informar "calma" cuando la intensidad del viento es inferior a 0,5 metros por segundo o a un nudo.

## 7.6 Sistemas de lectura directa y de registro de la intensidad del viento

Para fines sinópticos es preferible utilizar un anemómetro que puede leerse o registrar a distancia. De esta forma es más fácil determinar la intensidad promedio del viento en el período de 10 minutos.

La solución más sencilla consiste en utilizar un anemógrafo en vez de un anemómetro. Un anemógrafo es un instrumento que registra de manera continua la intensidad del viento. Dado que esta intensidad oscila continuamente a un lado y a otro de un valor promedio, la curva trazada sobre el diagrama se sitúa en una banda de anchura variable. La línea media de esta banda representa la intensidad promedio del viento.

Para las necesidades de la aviación, el registro a distancia es indispensable y el instrumento utilizado debe reaccionar a las rachas.

Cuando no se dispone más que de un anemómetro de contacto, la intensidad del viento se obtiene contando el número de contactos efectuados durante un lapso bien determinado.

En el caso de utilizar un anemómetro de lectura directa se obtiene la intensidad promedio observando el indicador del instrumento durante un cierto lapso y tomando el promedio de los valores extremos de las oscilaciones o fluctuaciones consecutivas.

Los instrumentos utilizados para la observación de rutina la intensidad del viento son, en general, de dos tipos principales:

- a) anemómetros rotatorios;
- b) anemómetros de tubo de presión.

## 7.7 Anemómetros rotatorios

El anemómetro rotatorio utilizado con más frecuencia para medir la intensidad del viento es el anemómetro de cazoletas. Este instrumento lleva normalmente tres cazoletas que están montadas en soportes equidistantes y perpendiculares al eje vertical. La fuerza ejercida por el viento es mucho mayor en el interior que en el exterior de las cazoletas, lo que hace que éstas giren. La rapidez de rotación es, aproximadamente, igual a la intensidad del viento, a condición de que sea constante y mayor que la intensidad mínima necesaria para mantener las cazoletas en movimiento.

Existen tres modelos principales de anemómetros de cazoletas:

- a) Anemómetros de contacto

Estos anemómetros llevan contactos eléctricos que, cuando están unidos a una batería y a un vibrador, producen señales auditivas cuya frecuencia es proporcional a la intensidad del viento;

- b) Anemómetros de contador

Estos anemómetros llevan un mecanismo parecido a los cuentakilómetros de los automóviles que permite determinar el recorrido del viento en un intervalo de tiempo dado. (El recorrido del viento es la distancia recorrida por el viento durante este intervalo de tiempo.);

c) Anemómetros ordinarios

El elemento móvil del anemómetro acciona un magneto que genera un voltaje, el cual, a su vez, aumenta con la intensidad del viento y esta intensidad es indicada, directamente, en metros por segundo o nudos en un voltímetro.

Existen otros anemómetros rotatorios:

a) Anemómetros de hélice

La hélice se mantiene opuesta a la dirección del viento por medio de una veleta. La rotación de la hélice se transmite a un indicador;

b) Anemómetros de molinete

Es un anemómetro portátil cuyo principio corresponde al de los molinos de viento. Cuando el instrumento está orientado contra la dirección del viento el número de rotaciones de las aspas durante el período de medida se indica en un contador. Este número es proporcional al recorrido del viento y permite determinar la intensidad promedio del viento utilizando una tabla;

El empleo de este instrumento necesita ciertas precauciones particulares pues, en este caso, la intensidad del viento se mide cerca del suelo y no a la altura normal de 10 m.

7.8 Principio del anemómetro tubular de presión

Consideremos un tubo abierto en uno de sus extremos y cerrado en el otro. Si se mantiene este tubo horizontalmente de manera que el extremo abierto permanezca opuesto a la dirección del viento, la presión del aire en el interior del tubo aumentará en función de la intensidad del viento.

Considérese ahora un tubo semejante al anterior perforado con varios agujeros en fila. Si este tubo se mantiene verticalmente de manera que el viento sople en los agujeros, la presión en el interior del tubo disminuirá, produciéndose el fenómeno de aspiración.

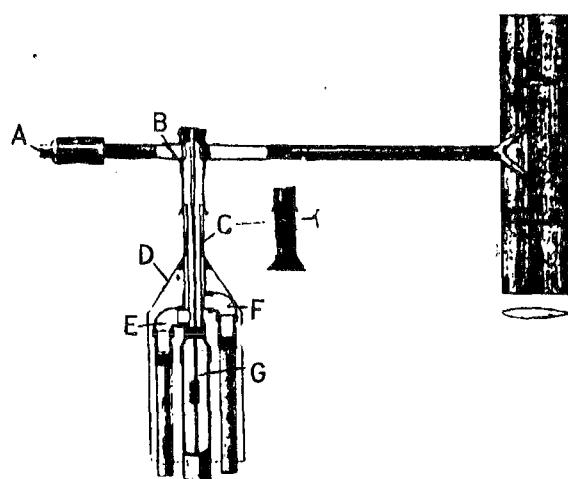
En el anemómetro tubular de presión las diferencias de presión producidas de esta forma se utilizan para medir la intensidad del viento. El tubo de sobrepresión se monta en una veleta de manera que su orificio esté siempre opuesto a la dirección del viento. El tubo de subpresión se coloca en el elemento vertical que soporta la veleta. Estos elementos diferentes constituyen la parte superior del anemómetro o "cabeza" (véase la Figura 7.1) que se fija a un mástil metálico fuerte.

Los efectos de sobrepresión y subpresión que se producen en la parte superior se transmiten al aparato indicador, que puede ser del tipo flotador o de tipo aneroide, por intermedio de conductos flexibles.

En el caso de que el indicador sea del tipo flotador, los efectos de la sobrepresión y de la subpresión se transmiten a un sensible manómetro de agua. Un manómetro es un instrumento que sirve para medir la presión de un fluido.

Figura 7.1  
Parte superior del anemógrafo  
tubular de presión de Dines

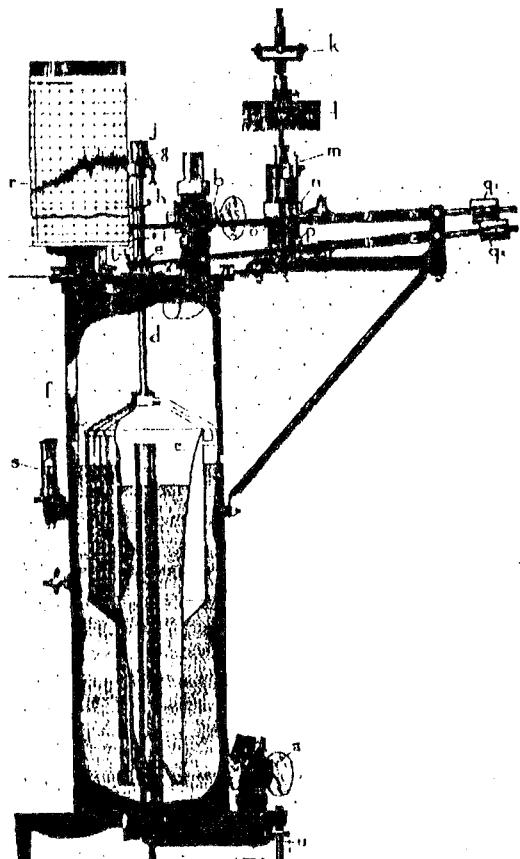
- a. Orificio de sobrepresión
- b. Deflector de lluvia
- c. Orificios de aspiración
- d. Cono de protección
- e. Salida de sobrepresión
- f. Salida de subpresión
- g. Broca unida al registrador  
de dirección



El manómetro de agua está constituido por un recipiente cilíndrico cerrado colocado sobre el suelo, de manera que su eje sea perfectamente vertical. Este recipiente está parcialmente lleno de agua y lleva un nivel que permite regular con precisión la altura del agua (véase la Figura 7.2).

Figura 7.2 - Sistema de registro del anemógrafo  
tubular de presión de Dines

- a - Grifo de cierre de la sobrepresión
- b - Grifo de cierre de la subpresión
- c - Flotador
- d - Varilla unida al flotador
- e - Aro del flotador impermeable
- f - Guía del flotador
- g - Pluma de registro de la velocidad
- h - Pluma superior de registro de la dirección
- i - Pluma inferior de registro de la dirección
- j - Cubeta para recibir las bolitas de plomo (que regulan el desplazamiento del flotador)
- k - Sistema de unión flexible
- l - Indicador de dirección
- m - Cerrojo de embrague (cerrado)
- n - Hélice
- o - Leva superior
- p - Leva inferior
- q<sub>1</sub>q<sub>2</sub> - Contrapesos
- r - Tambor con movimiento de relojería
- s - Indicador del nivel de agua
- t - Separador de la pluma
- u - Tapón de drenaje



Un flotador hueco, abierto por su base, está parcialmente sumergido en el agua de tal forma que su parte superior encierre una cierta cantidad de aire. Esta parte del flotador está unida al tubo de sobrepresión de la parte superior por un conducto vertical.

El aire que rodea al flotador adentro del recipiente está en comunicación con el tubo de subpresión de la parte superior.

Toda variación de la intensidad del viento supone una variación de la presión del aire contenido en el flotador (sobrepresión o efecto de presión) y una variación de la presión del que rodea el flotador en el recipiente (subpresión). Estas variaciones combinadas provocan el desplazamiento del flotador hacia arriba o hacia abajo.

A la parte superior del flotador está unida una varilla vertical que atraviesa la tapadera del recipiente por medio de un aro impermeable al aire. Esta varilla está unida a un indicador de la intensidad del viento.

Cuando el aire tiene una densidad normal, la presión que actúa sobre el flotador es proporcional al cuadrado de la intensidad del viento. Sin embargo, la superficie interior del flotador es tal que su desplazamiento vertical es proporcional a la intensidad del viento que sopla sobre la parte superior del anemómetro.

#### 7.9 Anemógrafo tubular de presión

El anemógrafo tubular de presión es un anemómetro tubular de presión que registra los desplazamientos del flotador y, por lo tanto, la intensidad del viento. La varilla vertical unida a la parte superior del flotador lleva una pluma que registra el movimiento del mismo, o sea la intensidad del viento, sobre una banda colocada en un tambor que está accionado por un mecanismo de relojería.

En general, este tipo de anemógrafo permite también efectuar un registro continuo de la dirección del viento. Los movimientos de la veleta de la parte superior se transmiten a un registrador de la dirección.

El registrador de intensidad y de dirección consta de cuatro partes principales:

- a) el mástil de tubo de acero y la torre;
- b) la parte superior con la veleta;
- c) el registrador de la intensidad del viento;
- d) el registrador de la dirección del viento.

El mástil y la torre soportan la parte superior y la veleta, los que a su vez están unidas:

- a) al registrador de la intensidad del viento por los conductos de sobrepresión y de subpresión;
- b) al registrador de la dirección del viento.

La Figura 7.1 muestra los elementos esenciales de la parte superior. La Figura 7.2 muestra el sistema de registro del anemógrafo tubular a presión.

El registrador de dirección está compuesto de varios elementos particulares. La veleta está unida a una varilla vertical que desciende por el interior del mástil de acero. El otro extremo de esta varilla llega a un pequeño cilindro de bronce en el cual ha sido hecha una ranura en espiral para recibir el pivote de un estilete montado sobre un eje y en cuyo extremo se encuentra la pluma inscriptora.

Cuando el viento cambia de dirección, el movimiento de la veleta hace girar el cilindro de bronce de suerte que el estilete sobre el pivote se desplaza verticalmente arrastrando la pluma de registro.

Empezando por abajo, la escala de dirección de la banda es N-E-S-O-N. Para resolver el problema que se presenta cuando el cilindro efectúa una revolución completa cuenta con dos estiletes y dos plumas de forma tal que una pluma registre siempre la dirección del viento mientras que la otra permanece en la posición Norte inferior o superior.

#### 7.10 Mantenimiento del anemógrafo tubular de presión

Las estaciones que utilizan este instrumento deben tener instrucciones detalladas relativas a su mantenimiento. Sin embargo, ciertas operaciones principales que deben efectuarse se exponen a continuación.

Incluso si el mecanismo del instrumento está perfectamente ajustado, éste tiene una utilidad limitada si los movimientos de cada una de las tres plumas no son claramente registrados en forma continua. Por lo tanto, es necesario comprobar periódicamente si el trazado de las curvas sobre la banda es correcto.

Los movimientos efectuados por las plumas del anemógrafo son más numerosos que los de las plumas de otros aparatos registradores. Por ello es necesario vigilar particularmente que estén constantemente limpias y cargadas de tinta.

Para impedir la adherencia de la pluma registradora de la intensidad del viento, la varilla del flotador debe estar siempre limpia y seca. No es necesario utilizar pasta ni aceite, pero se puede frotar esta varilla con papel secante previamente tratado con un lápiz de mina de plomo.

Es importante que el recipiente esté siempre vertical; de este modo, se pueden hacer de vez en cuando comprobaciones por medio de un nivel de burbuja de aire sobre la parte plana de la tapa. Si fuera necesario se pueden accionar los tres tornillos que regulan el pedestal.

El indicador del nivel de agua debe ser examinado, por lo menos, una vez cada quincena con el fin de comprobar si el agua tiene el nivel correcto. Una parte del agua puede evaporarse; en este caso es necesario añadir agua destilada después de haber sacado el tapón del tubo de vidrio que se encuentra en el lado del recipiente. Por el contrario, si la lluvia se ha infiltrado en el recipiente por los conductos, el nivel del agua puede estar demasiado alto. En este caso es necesario evacuar una cierta cantidad de ésta, aflojando el tapón de drenaje que se encuentra cerca del grifo de cierre de la sobrepresión.

Cuando se utiliza un anemógrafo es necesario efectuar cada día el cambio de banda, llenar de tinta y ajustar las plumas, efectuar marcas horarias e inscribir las indicaciones apropiadas en las bandas. Las instrucciones relativas a estas operaciones son similares a las descritas para los otros aparatos registradores, salvo algunas ligeras excepciones que se justifican por sí mismas.

Sin embargo, existe una diferencia importante en el trazado de las marcas horarias. Estas se hacen sobre la banda cerrando los dos grifos de llegada de aire y anotando la hora con la aproximación del minuto. La pluma de registro de la intensidad del viento debe caer entonces sobre la línea del cero del diagrama. En el caso de calma, se levanta ligeramente el flotador de manera que marque un trazo vertical en el diagrama.

#### 7.11 Instalación de los instrumentos de medida del viento

La instalación de los instrumentos utilizados para medir el viento se indica en un párrafo de la publicación de la OMM titulada Guía de Instrumentos Meteorológicos y Métodos de Observación.

#### 7.12 Estimación de la intensidad del viento

En ausencia de equipo para medir la intensidad del viento, la observación debe hacerse por estimación. Estas estimaciones se hacen basándose en los efectos producidos por el viento sobre los objetos móviles. Se pueden usar casi todos, siempre y cuando se muevan bajo la influencia del viento.

Para estimar la intensidad del viento, el observador debe estar de pie sobre un terreno llano y descubierto tan lejos como le sea posible de los obstáculos. La presencia de éstos, por pequeños que sean, influye en la dirección y la intensidad del viento, principalmente a barlovento de los mismos.

El cuadro siguiente puede ser útil para estimar la intensidad del viento. Los números indicados en este cuadro corresponden a intensidades del viento a una altura normal de 10 m sobre el suelo en terreno llano y descubierto.

#### 7.13 Fluctuaciones del viento

Debido a la turbulencia del viento en superficie, es raro que la veleta permanezca en una dirección fija. Por el contrario, va y viene constantemente entre ciertos límites. La turbulencia tiene un efecto idéntico a la intensidad del viento y las "ráfagas" y los "amaines" se suceden.

Para las necesidades sinópticas, la intensidad del viento se determina tomando el promedio de las intensidades de las ráfagas y los amaines, durante los diez minutos que preceden a la observación. El término "viento racheado" sólo se utilizará en el caso de que la diferencia entre la racha y la intensidad promedio del viento sea superior a cinco metros por segundo (10 nudos).

No hay que confundir la "ráfaga" con la "turbanada". Una ráfaga corresponde a variaciones relativamente bruscas de la fuerza del viento en la proximidad de la superficie de la Tierra y se debe a la turbulencia.

Una turbanada corresponde a un viento fuerte que se produce bruscamente durante algunos minutos y disminuye con relativa rapidez. De una manera precisa, la turbonada se define como un aumento repentino de la intensidad del viento de por lo menos  $8 \text{ m s}^{-1}$  (16 nudos), aumentando hasta  $11 \text{ m s}^{-1}$  (22 nudos) o más y manteniéndose así, por lo menos, durante un minuto.

<u>Descripción</u>	<u>Intensidad del viento (en nudos)</u>	<u>Especificaciones para la estimación de la intensidad del viento en superficie</u>
Calma	< 1	Calma: el humo se eleva verticalmente.
Viento ligero	1-3	La dirección del viento se aprecia por la dirección del humo pero no por las veletas.
Brisa ligera	4-6	El viento se percibe en el rostro; las hojas se agitan; la veleta se mueve.
Brisa suave	7-10	Hojas y ramitas agitadas constantemente; el viento despliega las banderolas.
Brisa moderada	11-16	El viento levanta polvo y residuos de papel; pequeñas ramas agitadas.
Brisa fresca	17-21	Los arbustos con hojas se balancean; se forman pequeñas olas con cresta en las aguas interiores (estanques).
Brisa fuerte	22-27	Las grandes ramas se agitan; los hilos telegráficos silban; el uso del paraguas se hace difícil.
Brisa muy fuerte	28-33	Los árboles enteros se agitan; la marcha en contra del viento es penosa.
Viento fuerte	34-40	El viento rompe las ramas; es imposible la marcha contra el viento.
Viento muy fuerte	41-47	El viento ocasiona ligeros daños en las viviendas (arranca cañerías, chimeneas, tejados).
Temporal	48-55	Raro en los continentes. Árboles arrancados; importantes daños en las viviendas.
Borrasca	56-63	Observado muy raramente. Acompañado de extensos destrozos.
Huracán	> 63	Estragos graves y extensos.

Nota: Véase el Cuadro 7.2 de la Parte I, Meteorología General, para otras unidades de intensidad del viento.

7.14 Observaciones del viento en superficie

Los datos relativos al viento que figuran en los informes sinópticos son la dirección, expresada en grados contados a partir del norte verdadero, y la intensidad expresada en metros por segundo o en nudos a una altura normal de 10 m sobre el suelo en terreno descubierto. Sin embargo, es necesario disponer de otras observaciones relativas:

- a) a las variaciones significativas de la dirección e intensidad del viento;
- b) a las horas del comienzo y del final de las turbonadas; viento fuerte, etc.;
- c) a los valores extremos de la intensidad del viento en las rachas, etc.

La mayor parte de las estaciones sinópticas disponen de veleta para determinar la dirección del viento y de anemómetros para medir su intensidad. El anemógrafo tubular de presión proporciona un registro continuo de la intensidad y de la dirección del viento en una sola banda. En este caso es necesario promediar los valores registrados durante los diez minutos que preceden a la observación.

Sin embargo, sucede algunas veces que la curva registrada muestra un cambio significativo en la dirección del viento durante los diez minutos que preceden a la observación. En este caso no debe promediarse, sino que es necesario observar la pluma durante un minuto o dos para cerciorarse si el viento permanece en su nueva dirección. En caso afirmativo es esta última dirección que debe ser considerada como la dirección del viento en el momento de la observación. Las indicaciones detalladas relativas a este cambio de dirección deben ser anotadas en el cuaderno de observaciones.

A menudo se observa que, cuando la dirección del viento varía, se produce al mismo tiempo un cambio en el tipo de nubes presentes en el cielo. El próximo capítulo tratará de la observación de los diferentes tipos de nubes.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué se entiende por dirección del viento? ¿Cómo se expresa? ¿En qué circunstancias es necesario hacer una estimación de la dirección del viento? Indíquense ciertos medios que faciliten esta estimación.
2. ¿Qué es un anemómetro? Describanse brevemente los diferentes tipos de anemómetros rotatorios.
3. Describanse los elementos mencionados a continuación del anemómetro tubular a presión, cuyo indicador es del tipo flotador:
  - a) tubo de sobrepresión;
  - b) tubo de subpresión;
  - c) manómetro de agua.¿Cómo puede transformarse este anemómetro en anemógrafo?

4. El anemógrafo de tubo de presión lleva generalmente un sistema de registro de la dirección. Describáse este sistema. ¿Por qué hacen falta dos estiletes y dos plumas para registrar la dirección del viento?
5. Expónganse brevemente las operaciones que deben efectuarse para mantener el anemómetro tubular a presión en buen estado de funcionamiento.
6. Si fuese necesario estimar la intensidad del viento, describanse los hechos que podrían ocurrir durante:
  - a) una brisa suave;
  - b) una brisa fresca;
  - c) una brisa fuerte;
  - d) un viento fuerte.

¿Cuáles son las intensidades del viento que corresponden a cada uno de estos casos?

7. Escríbase una nota breve con respecto a:
  - a) una turbonada;
  - b) la altura normal a la que deben efectuarse las medidas del viento en superficie;
  - c) el modo en que se determina la medida del viento en superficie transmitida en los informes de observación sinóptica
  - d) una ráfaga.



## CAPITULO VIII

### OBSERVACION DE LAS NUBES

Se puede definir una nube como un conjunto visible de minúsculas partículas de agua líquida o de hielo, o de ambas a la vez, en suspensión en la atmósfera. Este conjunto puede también contener partículas de agua líquida o de hielo de mayores dimensiones e incluso partículas líquidas no acuosas y partículas sólidas que proceden por ejemplo de vapores industriales, de humos o de polvo.

Este capítulo se iniciará examinando el aspecto de las nubes. Luego se considerarán sucesivamente las cinco partes correspondiente a la observación de las nubes.

#### 8.1 Aspecto de la nubes

El aspecto de una nube está determinado por la naturaleza, las dimensiones, el número y la distribución en el espacio de las partículas que la constituyen. Igualmente depende de la intensidad y del color de la luz recibida por la nube, así como de las posiciones relativas del observador y de la fuente luminosa (astro que la ilumina) con relación a la nube.

Para describir el aspecto de una nube, los principales factores que se tienen en cuenta son las dimensiones, la forma, la estructura, la textura y también su luminancia y su color. Estos dos últimos aspectos se tratarán a continuación.

##### a) Luminancia

La luminancia (brillantez) de una nube está determinada por la cantidad de luz reflejada, difundida y transmitida por las partículas constitutivas de la nube. Esta luz proviene, en su mayor parte, directamente del astro que la ilumina o del cielo. También una cantidad importante de luz puede proceder de la superficie terrestre, en particular cuando la luz solar o lunar es reflejada por extensiones cubiertas de nieve o de hielo.

La luminancia de una nube puede ser modificada por la presencia de calima y también por fenómenos ópticos como los halos, arco iris, coronas, glorias, etc.

Durante el día, la luminancia de las nubes es suficientemente intensa para poder observarlas sin dificultad. Durante la noche, las nubes son visibles cuando la superficie lunar iluminada es mayor que una cuarta parte pero, en general, son invisibles cuando no hay luz procedente de la Luna.

Las nubes pueden ser visibles de noche en las regiones que tienen una iluminación artificial suficientemente intensa. Una capa nubosa, iluminada de esta manera, puede constituir un fondo relativamente claro sobre el cual fragmentos de nubes situados a un nivel más bajo se destacan sobre un fondo oscuro.

b) Color

La difusión de la luz por una nube es sensiblemente independiente de su longitud de onda, el color de la misma depende principalmente de la longitud de onda de la luz que recibe. Pero cuando la calima se interpone entre el observador y la nube, puede modificar su color; por ejemplo, en el caso de nubes alejadas, parecen amarillas, anaranjadas o rojas. Los colores de las nubes pueden igualmente ser modificados por ciertos fenómenos luminosos.

Cuando el Sol está próximo al cenit las nubes o las partes de las nubes que difunden principalmente la luz del Sol, son blancas o grises. Las partes que están iluminadas casi únicamente por el azul del cielo son grises azuladas. Cuando la iluminación que procede del Sol o del cielo es muy débil, las nubes toman una coloración análoga a la de la superficie que se encuentra situada debajo de ellas. También varía el color de las nubes con su altura y su posición relativa respecto al observador y al Sol.

Por la noche, la luminancia de las nubes es generalmente bastante débil para que permita distinguir su color; todas las nubes visibles parecen grises o negras, a excepción de las que están iluminadas por la Luna, que presentan un aspecto blanquecino. Sin embargo, iluminaciones particulares (incendios, iluminación de las grandes ciudades) pueden dar a veces a ciertas nubes una coloración más o menos pronunciada.

8.2 Elementos observados en el transcurso de una observación de nubes

Las observaciones de nubes, si son completas, suministran una gran cantidad de información sobre la estructura de la atmósfera. Además permiten disponer de indicaciones que facilitan el pronóstico del tiempo.

Antes de emprender el estudio de las diversas partes de una observación de nubes, que se exponen a continuación, es aconsejable que el alumno repase el párrafo 8.3 de la Parte I, titulada Meteorología General, en el que se definen los conceptos de altura, altitud y dimensión vertical de las nubes, así como el párrafo 8.4 de la parte citada que trata de los niveles donde se encuentran.

Una observación de las nubes se divide en cinco partes, a saber:

- a) estimación de la nubosidad;
- b) identificación de las formas de las nubes presentes en el cielo;
- c) medida o estimación de la altura a la base de las nubes;
- d) determinación de la dirección de donde vienen las nubes;
- e) medida de la velocidad de las nubes.

A continuación se examinan sucesivamente cada una de estas fases.

### 8.3 Nubosidad

La unidad de medida de la nubosidad se llama octa, que corresponde a la octava parte de la bóveda celeste.

La escala utilizada para cifrar la nubosidad es la indicada en la clave meteorológica internacional 2700. Esta clave se reproduce a continuación:

<u>Cifra de la clave</u>	<u>Nubosidad</u>
0	No hay nubes
1	1 octa o menos pero no sin nubes (1/8 de cielo cubierto)
2	2 octas (2/8 de cielo cubierto)
3	3 octas (3/8 de cielo cubierto)
4	4 octas (4/8 de cielo cubierto)
5	5 octas (5/8 de cielo cubierto)
6	6 octas (6/8 de cielo cubierto)
7	7 octas o más, pero cielo no enteramente cubierto (7/8 de cielo cubierto)
8	8 octas (cielo enteramente cubierto)
9	Cielo oculto (por ejemplo, por niebla) o imposibilidad de estimar la cantidad de nubes (debido a la oscuridad)
/	No se han efectuado mediciones

Nota: N = "/", utilizada únicamente en los informes de estaciones automáticas.

La nubosidad se cifra 0 solamente en el caso en que el cielo esté absolutamente sin nubes, sin rastro alguno de nube. La cifra 8 de la clave se utiliza sólo cuando el cielo está completamente cubierto, es decir sin claros ni discontinuidad de clase alguna.

Los vestigios "trazas" de nubes deben cifrarse con la cifra 1 de la clave, que se utiliza para cantidades hasta 1/8 (pero menores que 3/16).

Los casos en que el cielo está "cubierto con claros" deben cifrarse con el número 7; lo que significa que 7/8 al menos de cielo está cubierto (es decir, que la nubosidad debe ser mayor que 13/16).

La nubosidad deberá estimarse suponiendo que las nubes observadas constituyen una sola capa, sin discontinuidad. Para hacer esta estimación, es aconsejable dividir el cielo en cuatro partes iguales, a través de un trazado de dos ejes perpendiculares. Se calcula primero la nubosidad de cada cuadrante y luego se suman las cuatro cantidades obtenidas.

También es necesario evaluar la cantidad de nubes de forma o género especificado, como por ejemplo las nubes bajas. En este caso, la parte del cielo que en el momento de la observación se ve con nubes de forma y género diferente, deberá ser considerada como si se tratase del cielo despejado.

En el caso en que el Sol o las estrellas puedan verse a través de la niebla, el polvo, el humo, etc., y en el que no se ve traza alguna de nube, se utiliza la cifra 0 de la clave. Si las nubes se observan a través de la niebla y de otros fenómenos, la nubosidad debe estimarse en la medida en que las circunstancias lo permitan.

#### 8.4 Formas de las nubes

La identificación de las nubes no es problema fácil, pues hay una transición progresiva entre los diferentes géneros de las mismas. El mejor medio para efectuar observaciones precisas de nubes consiste en vigilar su evolución de una manera tan minuciosa y continua como sea posible. No es suficiente con proceder simplemente a un rápido examen del cielo en el momento de la observación.

Cuando se estudian las diferentes formas de las nubes, es necesario referirse continuamente a las fotografías disponibles. Cuando se trata de identificar las nubes que se ven en el cielo, es preciso siempre, en caso de duda, consultar las definiciones apropiadas y examinar las correspondientes fotografías.

Ya se han estudiado en el Capítulo III la clasificación de las nubes y la definición de las diferentes formas de nubes. El Atlas Internacional de Nubes suministra indicaciones al respecto con más detalle.

En la Sección 8.5 siguiente se presenta un resumen de las características que permiten identificar las formas de las nubes más importantes.

#### 8.5 Identificación de los géneros de nubes

A continuación se exponen ciertas características que permitan hacer una distinción entre los diferentes géneros de nubes.

##### a) Cirrus (Ci)

- |                                    |   |
|------------------------------------|---|
| i) Nivel                           | Alto;   |
| ii) Definición                     | Nubes separadas en forma de filamentos blancos y delicados - o de bancos o de franjas estrechas - fibrosas o de aspecto sedoso;   |
| iii) Constitución física y aspecto | Estas nubes están compuestas de cristales de hielo. Cuando están en bancos, su espesor puede ser suficiente para ocultar el Sol. Son siempre de color blanco cuando el Sol está suficientemente alto en el cielo; |

- iv) Diferencias principales entre los Ci y otras nubes

Ci y Cc - Los Cirrus (Ci) tienen principalmente un aspecto fibroso o sedoso. No contienen pequeños elementos en forma de gránulos de ondas, etc.

Ci y Cs - Los Cirrus (Ci) tienen una estructura discontinua.

  - Si se presentan en bancos o en bandas, tienen una extensión horizontal menor o partes continuas estrechas.
  - La distinción entre Ci y Cs a menudo es difícil de hacer cuando estas nubes están situadas próximas al horizonte.

Ci y Ac - Los Cirrus (Ci) son más sedosos o fibrosos.

Ci y As - Los Cirrus (Ci) tienen una extensión horizontal más pequeña y presentan en su mayor parte una apariencia blanca;

v) Formación

Los Cirrus en penachos frecuentemente se originan en aire claro. Los Cirrus pueden también resultar de la transformación de un Cirrostratus de dimensión vertical no uniforme, cuyas partes más delgadas se han evaporado;

Cirrocumulus (Cc)

i) Nivel Alto;

ii) Definición Banco, manto o capa delgada de nubes blancas, sin sombras propias, compuestos de elementos muy pequeños en forma de globulos, ondas, etc., unidos o no, y dispuestos más o menos regularmente. La mayor parte de los elementos tienen un diámetro aparente menor que un grado;

iii) Constitución física y aspecto Estas nubes están constituidas, casi exclusivamente, por cristales de hielo. Igualmente puede haber gotitas de agua subfundida, pero en general se transforman rápidamente en cristales de hielo. Los Cirrocumulus pueden presentarse en bancos o en forma de una lente o de almendras. En casos raros, sus elementos están constituidos por

pequeños penachos, cuyo espesor permite siempre ver el Sol o la Luna. Se suele observar una corona o irisaciones;

iv) Diferencias principales entre los Cc y otras nubes

Cc y Ci - Véase el apartado iv) de Cirrus.

Cc y Cs - Los Cirrus (Cc) están subdivididos en muy pequeños elementos.

- Sin que su conjunto sea predominante, pueden contener partes fibrosas o sedosas.

Cc y Ac - La mayor parte de los elementos de los Cirrocumulus son más pequeños que los de los Altocumulus (diámetro aparente menor que 1°) y no presentan sombras propias;

v) Formación

Los Cirrocumulus pueden formarse en aire claro. Pueden también originarse en la transformación de Ci o de Cs o incluso en la reducción de la dimensión de los elementos constitutivos de un banco, manto o capa de Altocumulus;

c) Cirrostratus (Cs)

i) Nivel

Alto;

ii) Definición

Velo nuboso transparente y blanquecino, de aspecto fibroso (como cabellos) o liso que cubre el cielo total o parcialmente y produce generalmente fenómenos de halo;

iii) Constitución física y aspecto

Esta nube está constituida principalmente por cristales de hielo. Puede presentarse en forma de velo fibroso, con filamentos delgados o incluso en forma de velo de aspecto difuso. A veces sus bordes están claramente cortados, pero lo más frecuente es que estén ribeteados de Cirrus; los Cirrostratus nunca son suficientemente densos como para hacer desaparecer las sombras que los objetos proyectan sobre el suelo.

En los Cirrostratus delgados se observan frecuentemente fenómenos de halo. Sucede a veces que el velo de

Cirrostratus es tan tenue que el halo constituye el único índice de su presencia;

iv) Diferencias principales entre el Cs y otras nubes

Cs y Ci - Véase el apartado iv) de Cirrus

Cs y Cc - El Cs no presenta estructuras o Ac particulares como granos, ondas etc.

Cs y As - El Cirrostratus es más delgado que el Altostratus y produce generalmente fenómenos de halo.

- La lentitud de su movimiento aparente, así como la lentitud con la que varía su dimensión vertical, características ambas del Cirrostratus, constituyen un medio práctico para distinguir esta nube del Altostratus y del Stratus.

Cs y St - El Cirrostratus es blanquecino en todas sus partes y presenta un aspecto fibroso.

Cs y calima - El Cirrostratus se distingue de la calima debido a que esta última es opalescente o de color amarillo sucio o parduzca. A menudo es difícil descubrir un Cirrostratus a través de la calima;

v) Formación.

El Cirrostratus se forma cuando capas de aire de gran extensión se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede igualmente resultar de la fusión de Cirrus o de elementos de Cirrocumulus o también ser originado por el adelgazamiento de un Altostratus o por la extensión del yunque de un Cumulonimbus;

d) Altocumulus (Ac)

i) Nivel

Medio;

ii) Definición

Banco, manto o capa de nubes blancas o grises, o a la vez blancas y grises, que tienen generalmente sombras propias, compuestas de losetas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto a veces parcialmente fibroso o difuso, unidos o no. La mayor parte de sus pequeños

- elementos dispuestos con regularidad tienen en general un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados;
- iii) Constitución física y aspecto  
Estas nubes están constituidas en su mayor parte por gotitas de agua subfundida.
- Varios tipos de Altocumulus se presentan, a menudo, simultáneamente a diferentes niveles y su transparencia es muy variable. En sus partes delgadas se suele observar una corona o iriscaciones.
- iv) Diferencias principales entre los Ac y otras nubes  
Ac y Cc - Si las nubes presentan sombras propias, son por definición Altocumulus, incluso si sus elementos tienen un diámetro aparente menor que un grado. Las nubes que no tienen sombras propias son Altocumulus si la mayor parte de sus elementos están dispuestos regularmente y tienen un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados.
- Ac y As - Si hay la menor presencia de laminillas, guijarros o rodillos, etc., se trata de Altocumulus.
- Ac y Sc - Si la mayor parte de sus elementos dispuestos regularmente tienen un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados, las nubes son Altocumulus;
- v) Formación  
Los Altocumulus se forman frecuentemente en las partes laterales de extensas capas de aire ascendente. También a consecuencia de la turbulencia o de la convección en el nivel medio.
- Pueden resultar del aumento de las dimensiones o del espesor de al menos algunos elementos de una capa de Cirrocumulus o también de la transformación de un Altostratus o de un Nimbostratus.
- Asimismo, pueden formarse por la extensión de las cimas de los Cumulus o de los Cumulonimbus;

e) Altostatus (As)

- |      |   |   |
|------|---|---|
| i)   | Nivel   | Medio;  |
| ii)  | Definición  | Manto o capa nubosa grisácea o azulada de aspecto estriado, fibroso o uniforme que cubre por entero o parcialmente el cielo y que presenta partes suficientemente delgadas para dejar ver el Sol, al menos vagamente, como a través de un vidrio deslustrado. El Altostratus no da lugar a fenómenos de halo;   |
| iii) | Constitución física y aspecto                     | Esta nube está constituida por gotitas de agua y cristales de hielo. Puede contener también gotas de lluvia y copos de nieve. El Altostratus se forma frecuentemente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos.  |
|      |   | En las regiones tropicales, el Altostratus es a veces debido a la extensión de la parte media o superior de un Cumulonimbus. También puede resultar del aumento de espesor de un velo de Cirrostratus o formarse a partir de una capa de Altocumulus;   |
| iv)  | Diferencias principales entre el As y otras nubes | <u>As y Cs</u> - El Altostratus elimina las sombras proyectadas por los cuerpos sobre el suelo y tiene aspecto de un vidrio deslustrado, mientras que el Cirrostratus da lugar a fenómenos de halo.<br><u>As y Ac</u> - El Altostratus se distingue de los Altocumulus y Stratocumulus por su aspecto más uniforme.<br><u>As y Ns</u> - El Altostratus siempre tiene partes más delgadas que permiten ver el Sol. Es también de un gris más claro y su superficie inferior es habitualmente menos uniforme que la de un Nimbostratus. En cuanto a la noche sin Luna, hay dudas sobre la identificación de la nube, se considera como Altostratus si no cae lluvia ni nieve la nube; |

v) Formación

El Altostratus se origina principalmente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. También puede resultar del aumento de espesor de un velo de Cirrostratus o del adelgazamiento de una capa Nimbostratus. A veces, se produce por la estratificación de un Cumulonimbus o se origina a partir de una capa de Altocumulus;

f) Stratocumulus (Sc)

i) Nivel

Bajo;

ii) Definición

Banco, manto o capa de nubes grises o blanquecinas, o a la vez grises y blanquecinas, que tienen casi siempre partes oscuras compuestas de losas, guijarros o rodillos, etc., de aspecto no fibroso (excepto virga) fusionados o no; la mayor parte de sus elementos dispuestos con regularidad tienen un diámetro aparente mayor que cinco grados;

iii) Constitución física y aspecto

Estas nubes están principalmente compuestas de gotitas de agua. Las dimensiones, el espesor y la configuración de sus elementos son muy variables y lo mismo ocurre con su transparencia;

iv) Diferencias principales entre los Sc y otras nubes

Sc y Ac - Si la mayor parte de los elementos dispuestos regularmente tienen un diámetro aparente mayor que cinco grados, se trata de Stratocumulus.

Sc y As - Cuando se distingue la presencia de elementos, son Stratocumulus.

Sc y Cu - Los elementos de los Stratocumulus están generalmente en grupos o en bancos y, en general, sus cumbres son planas. En el caso en que las cimas de los Stratocumulus tengan la forma de cúpulas, éstas, contrariamente a lo que ocurre en los Cumulus, tienen una base común;

v) Formación

Los Stratocumulus resultan frecuentemente de la estratificación de Cumulus o de Cumulonimbus. También pueden originarse por debajo de la base de un Altostratus o de un Nimbostratus debido al efecto de turbulencia o de convección. Los Stratocumulus también pueden formarse por elevación de una capa de Stratus o por crecimiento de al menos ciertos elementos de un Altocumulus;

g) Nimbostratus (Ns)

i) Nivel

Medio o bajo, pero más frecuentemente bajo;

ii) Definición

Capa nubosa gris, a menudo sombría, cuyo aspecto resulta velado por las precipitaciones más o menos continuas de lluvia o de nieve. El espesor de estas capas es suficiente para ocultar completamente el Sol. Existen frecuentemente, por debajo de la capa, nubes bajas desgarradas, unidas o no con aquélla;

iii) Constitución física y aspecto

Esta nube está constituida por gotitas de agua y gotas de lluvia, por cristales de hielo y copos de nieve o por una mezcla de estas partículas líquidas y sólidas. Se forma principalmente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede también originarse por el aumento de espesor de un Altostratus o incluso, en ciertos casos, de la estratificación de un Cumulonimbus;

iv) Diferencias principales entre los Ns y otras nubes análogas

Ns y As - Véase el apartado iv) de Altostratus.

Ns y Ac - El Nimbostratus no contiene o Sc elementos claramente definidos y no presenta una base diferenciada.

Ns y St - El Nimbostratus da lugar a precipitaciones en forma de lluvia o nieve mientras que un Stratus no produce más que llovizna.

Ns y Cb - Cuando el observador se encuentra debajo de una nube que tiene apariencia de un Nimbostratus, pero que va

acompañada de relámpagos, trueno o granizo, esta nube se identifica como Cumulonimbus;

v) Formación

El Nimbostratus, muy a menudo, se forma cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede también resultar del aumento de espesor de un Altostratus o también, pero más raramente, por el mismo proceso, de una capa de Stratocumulus o Altocumulus. En ciertos casos el Nimbostratus proviene de la estratificación de un Cumulonimbus;

h) Stratus (St)

i) Nivel

Bajo;

ii) Definición

Capa nubosa generalmente gris, de base bastante uniforme. Cuando el Sol es visible a través de esta capa, su borde se ve claramente recortado. A veces el Stratus se presenta en forma de bancos desgarrados. Las precipitaciones a que puede dar lugar el Stratus se presentan en forma de llovizna;

iii) Constitución física y aspecto

Esta nube está generalmente constituida por pequeñas gotitas de agua. Cuando tiene gran dimensión vertical puede contener gotitas de llovizna, prismas de hielo o cinarra. A menudo forma una capa grisácea de carácter nebuloso de base poco elevada. Puede ser suficientemente delgada para que a través de esta capa se pueda distinguir claramente el contorno del Sol o de la Luna. Pero, en general, es demasiado opaca para que se pueda distinguir el astro que ilumina;

iv) Diferencias principales entre el St y otras nubes análogas

St y As - El Stratus no oculta el contorno del Sol.

St y Ns - En general, el Stratus tiene una base más claramente delimitada y más uniforme. Además tiene un aspecto "seco" que contrasta mucho con el aspecto "mojado" del Nimbostratus. Cuando la nube observada va acompañada de precipitaciones, es fácil

hacer la distinción, pues el Stratus sólo da lugar a débiles precipitaciones en forma de llovizna.

St y Sc - El Stratus no muestra índice alguno de la presencia de elementos unidos o separados.

St y Cu - Los Stratus fractus son menos blancos y menos densos. Presentan además poco desarrollo vertical;

v) Formación

El Stratus se forma debido al enfriamiento de las capas más bajas de la atmósfera. Los Stratus fractus también pueden aparecer en forma de nubes anejas que se originan por efecto de la turbulencia manifestada en el interior de las capas de aire humedecidas por las precipitaciones que proceden de Altostratus, Cumulonimbus, Nimbostratus o Cumulus. El Stratus puede, asimismo, formarse a partir de Stratocumulus, cuando la superficie inferior de esta última baja o también cuando pierde su relieve o sus subdivisiones aparentes. Un proceso frecuente de formación de Stratus corresponde a la elevación progresiva de una capa de niebla provocada por el calentamiento de la superficie terrestre o por el aumento de la intensidad del viento.

i) Cumulus (Cu)

i) Nivel

Bajo;

ii) Definición

Nubes separadas, generalmente densas y de contorno bien recortado que se desarrollan verticalmente en forma de protuberancias, de cúpulas, de torres, etc., y cuya región superior protuberosa parece a menudo, una coliflor. Las partes de estas nubes iluminadas por el Sol son en general de una blanca brillante; su base es sensiblemente horizontal y relativamente oscura. Los Cumulus están a veces desgarrados;

iii) Constitución física y aspecto

Estas nubes están principalmente compuestas por gotitas de agua. Pueden formarse cristales de hielo en las partes de la nube donde la temperatura

es inferior a que 0°C. La dimensión vertical de los Cumulus varía mucho, desde la forma aplanada hasta la de una enorme coliflor protuberante. Cuando tienen una gran dimensión vertical, los Cumulus pueden dar lugar a precipitaciones en forma de chubascos de lluvia. Cumulus desgarrados (fractus) de mal tiempo suelen formarse por debajo de nubes que dan lugar a precipitaciones importantes.

iv) Diferencias principales entre los Cu y otras nubes análogas

Cu y Sc - Se reconocen los Cumulus porque sus cimas tienen la forma de cúpulas y sus bases no están unidas.

Cu y As - Si las precipitaciones son de o. Ns tipo chubasco, la nube es un Cumulus.

Cu y Cb - La nube es un Cumulus si sus regiones protuberantes tienen en todas sus partes contornos netos y no aparece disposición fibrosa o estriada alguna. Si va acompañada de relámpagos, trueno o granizo, es un Cumulonimbus;

v) Formación

Los Cumulus se originan debido al efecto de corrientes convectivas que aparecen cuando la disminución vertical de la temperatura es suficientemente fuerte en las capas bajas de la atmósfera. Dicha disminución vertical de la temperatura puede producirse a consecuencia:

- del calentamiento del aire en la proximidad de la superficie terrestre;
- del enfriamiento o de la advección de aire frío en altura con expansión vertical;
- de la elevación de capas de aire con expansión vertical;

j) Cumulonimbus (Cb)

i) Nivel

Bajo;

ii) Definición

Nube densa y potente, de dimensión vertical considerable en forma de montaña o de enormes torres. Una parte al menos de su región superior es generalmente lisa, fibrosa o estriada y casi siempre extendida. Esta parte a menudo tiene forma de yunque o de amplio penacho;

iii) Constitución física y aspecto

Los Cumulonimbus están constituidos por gotitas de agua y, principalmente en su región superior, por cristales de hielo. Contiene también grandes gotas de lluvia y, a menudo, capas de nieve, hielo granulado o pedrisco.

Frecuentemente ocurre que las dimensiones verticales y horizontales de un Cumulonimbus son tan grandes que sólo es posible ver sus formas características, desde una distancia muy grande;

iv) Diferencias principales entre los Cb y otras nubes análogas

Cb y Ns - Cuando un Cumulonimbus cubre una gran parte del cielo, fácilmente puede confundirse con un Nimbostratus. En este caso, si las precipitaciones son de tipo chubasco o si van acompañadas de relámpagos, trueno o granizo, la nube observada es un Cumulonimbus.

Cb y Cu - La nube debe ser identificada como Cumulonimbus siempre que una parte, al menos de su región superior, pierda la nitidez de sus contornos. También es un Cumulonimbus si va acompañada de relámpagos, trueno o granizo;

v) Formación

Los Cumulonimbus se forman en general a partir de grandes Cumulus muy desarrollados por un continuo proceso de transformación.

A veces, pueden desarrollarse a partir de Altocumulus o de Stratocumulus que contienen, en sus partes superiores, protuberancias en forma de pequeñas torres. Asimismo, pueden resultar de la transformación y desarrollo de una parte de un Altostratus o de un Nimbostratus.

## 8.6 Altura a la base de las nubes

Los valores de la altura a la base de las nubes deberán obtenerse preferentemente por medio de medidas aunque a veces es necesario hacer estimaciones visuales.

Los principales métodos utilizados para determinar la altura a la base de las nubes desde el suelo son los siguientes:

- pequeños globos piloto;
- proyectores de haz luminoso;
- telémetros y métodos similares;
- informes suministrados por los pilotos de las aeronaves;
- estimación visual.

Las principales características de estos métodos son las siguientes:

### a) Globos piloto

La altura a la base de una nube se determina al registrar el tiempo transcurrido entre el momento en que el globo es lanzado y en el que penetra en la nube. En este método se supone que el globo se eleva a una velocidad ascensional conocida. Si el viento no es muy fuerte, la altura a la base de las nubes puede medirse, hasta unos 800 m, con bastante exactitud por el método de los globos.

Los globos utilizados para este fin durante el día son más pequeños que los que se utilizan para medir los vientos superiores. Globos de 5 ó 10 gramos son suficientes. Deben ser esféricos e inflados de manera que su velocidad ascensional esté aproximadamente entre los 120 y 150 metros por segundo. La ascensión del globo debe observarse con la ayuda de un teodolito, binóculos o un telescopio.

Para las medidas efectuadas durante la noche es necesario añadir al globo una lámpara eléctrica o un farolillo con vela. Las medidas efectuadas con la ayuda de globos deben utilizarse siempre con cierta reserva, ya que la velocidad ascensional promedio efectiva puede diferir sensiblemente respecto a la supuesta, debido principalmente a la influencia de corrientes verticales, forma del globo, precipitaciones, turbulencia, etc;

### b) Proyectores de haz luminoso

La altura a la base de las nubes puede medirse de noche utilizando un proyector de nubes. El haz luminoso de este proyector, que se ha colocado a una distancia horizontal determinada, se dirige hacia la base de las nubes, según un ángulo conocido. La línea de base que separa el proyector del observador y el haz luminoso deben estar en el mismo plano vertical.

El observador, colocado en el otro extremo de la línea de base, mide la altura angular de la mancha luminosa proyectada sobre la nube, con la ayuda de una alidada o de un clinómetro. Existen tablas para calcular la altura a la base de las nubes ( $h$ ) en

función de la longitud de la línea de base, del ángulo de proyección del haz (L) y del ángulo vertical o la altura angular de la mancha luminosa (E).

La Figura 8.1 muestra las tres situaciones que pueden presentarse en la aplicación de este método;

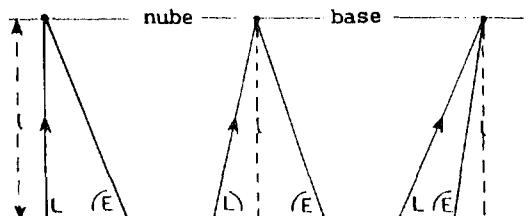


Figura 8.1  
Determinación de la altura  
a la base de una nube

c) Telémetro y métodos similares

Se puede determinar la altura a la base de una nube mediante las medidas de la elevación y del azimut de la misma hechas simultáneamente en los dos extremos de una línea de base. Pero, en este caso, se necesitan dos observadores que puedan comunicarse entre sí, lo que hace a este método poco práctico para la utilización rutinaria.

Sin embargo, el principio fundamental de este método puede aplicarse con el telémetro, que elimina el inconveniente de la larga línea de base y la presencia de los dos observadores. No obstante, el empleo de los telémetros se limita a aquellos casos en que la iluminación es buena y los contornos de las nubes se distinguen bien;

d) Informes de los pilotos de las aeronaves

Estos informes se preparan desde los aviones en vuelo y deberán ser examinados con atención siempre que los datos hayan sido hechos con la ayuda de altímetros de precisión. Las medidas indicadas deben ser recientes y referirse a la misma base de las nubes consideradas por el observador;

e) Estimación visual

La habilidad para estimar de manera satisfactoria la altura a la base de las nubes solamente puede adquirirse después de una gran experiencia. Pero el observador podrá hacer rápidos progresos si tiene el cuidado de comprobar, cada vez que le sea posible, sus medidas estimadas comparándolas con las obtenidas por medio de instrumentos o con las determinadas por aeronaves o por radiosondas.

En las regiones montañosas, algunas montañas - verdaderos puntos de referencia - cuyas alturas son conocidas, pueden servir de alguna ayuda para el observador en su evaluación de la altura a las base de las nubes, cuando ésta es menor que la de las cumbres de las montañas. Pero es necesario prestar mucha atención, ya que las bases de las nubes están frecuentemente

inclinadas. Los objetos a distancias mayores que 5 km deberán ser utilizados como puntos de referencia solamente cuando las condiciones sean homogéneas sobre una extensa superficie, lo que se produce frecuentemente con viento fuerte.

En la mayoría de los casos, la base de las nubes desciende hacia las laderas de las montañas. De este modo, la altura estimada al aplicar este método puede ser ligeramente menor que la de la base de las nubes en la atmósfera libre.

En la llanura, los observadores hábiles son capaces de estimar la altura a la base de las nubes, sin embargo la estimación en tal caso no suele ser exacta.

Las alturas a la base de las nubes superiores a los 3 km son también difíciles de estimar. Por lo tanto, si es posible, se deben utilizar los datos de las últimas observaciones instrumentales o los informes recientes de las aeronaves.

#### 8.7 Movimiento de las nubes

Las observaciones de la dirección del desplazamiento de las nubes, así como las de su velocidad, deberían hacerse lo más frecuentemente posible. Es necesario prestarle particular atención cuando hay turbulencia, pues en este caso el movimiento aparente de las nubes puede ser diferente al de su movimiento real, el cual es representativo del desplazamiento general del aire en el que la nube evoluciona.

Para reducir al mínimo los errores debidos a los movimientos verticales, el observador deberá, en la medida de lo posible, elegir nubes o elementos de ellas que no se encuentren demasiado alejados del cenit.

##### a) Dirección del movimiento

La dirección del movimiento de una nube es aquella de donde procede esta nube. Para cifrar esta dirección en los mensajes sinópticos internacionales se utiliza la escala 01-36, igual que para el viento en superficie.

Para observar bien esta dirección es conveniente tomar un punto de referencia fijo, por ejemplo un mástil de bandera, un árbol o el tejado de un edificio;

##### b) Velocidad de la nube

Solamente es posible medir la velocidad lineal de una nube desde una sola estación de observación, si la altura de dicha nube es conocida. Sin embargo, es posible medir su velocidad angular y determinar su dirección, utilizando un nefoscopio. El término nefoscopio se deriva de la palabra griega "nephos" que significa nube. En los mensajes sinópticos internacionales la velocidad angular se expresa en radianes por hora.

Los nefoscopios más comúnmente utilizados son de dos tipos:

- de visión directa;
- de espejo.

### 8.8 La observación de las nubes durante la noche

De noche, es a veces difícil observar correctamente la formación nubosa, especialmente cuando no hay buena iluminación procedente de la Luna, o de las estrellas. Antes de que el observador pueda reconocer las formas de las nubes durante la noche, debe estar capacitado para identificarlas correctamente durante el día.

La Luna es de gran ayuda para observar las nubes por la noche. En primer lugar, las ilumina; por otra parte, indica el espesor de la capa y su movimiento cuando se desplazan. Las luces de las ciudades y de las poblaciones grandes son también útiles al observador para identificar las nubes bajas que reflejan los rayos emitidos por estos focos luminosos.

Los géneros de nubes observadas durante el día, mediante sus métodos de formación, pueden permitir conocer cuáles son los géneros que probablemente serán observados durante la noche. También las condiciones locales tienen una gran influencia en las formaciones nubosas, así como también en el tiempo en que se puede esperar una nubosidad máxima o mínima. En fin, los géneros de nubes son característicos de la circulación atmosférica y ésta puede determinarse con la ayuda de un mapa sinóptico.

Antes de tratar de identificar la formación nubosa es conveniente habituar los ojos durante cierto tiempo a la iluminación del ambiente. Esto se hace rápidamente y mejora los resultados.

Para identificar durante la noche las formas de las nubes, se puede proceder con observaciones visuales directas o indirectas.

#### a) Observaciones visuales directas

Estos métodos incluyen:

- ascenso de globos;
- proyector de nubes;
- la luz de la Luna o de las estrellas y la luz reflejada de las ciudades y de las poblaciones grandes.

Una lámpara eléctrica o una vela colocada en un farolillo de papel transparente se ata a un globo, inflado con hidrógeno, que tiene una velocidad ascensional conocida. El intervalo de tiempo que transcurre entre el momento en que el globo es lanzado y aquél en que penetra en la nube, permite determinar si se trata de una nube baja o de una nube media.

Cuando el cielo está muy nuboso o cubierto por nubes bajas o medias, el proyector de nubes permite calcular la altura a la base de las mismas y también obtener algunos datos sobre la forma de la nube;

#### b) Observaciones visuales indirectas

Las nubes son más fáciles de identificar cuando se conocen sus formas más frecuentes y las alturas en que se sitúan generalmente. Cuanto más densas y oscuras aparezcan las nubes, tanto más probable es que se sitúen en el nivel bajo. De una manera general, las nubes son más bajas sobre el mar que sobre la tierra.

Por regla general, las nubes estratiformes se forman durante la noche o en las primeras horas de la mañana y se disipan durante el mediodía. Por el contrario, las nubes convectivas se originan y alcanzan su máximo desarrollo durante la tarde para disiparse posteriormente.

También es útil conocer las diferentes formas de nubes que están asociadas a las corrientes atmosféricas y a los frentes.

El tiempo que prevalece dará indicaciones sobre la forma de la nube asociada. La intensidad de un chubasco indicará de la dimensión del Cumulus; el trueno y los relámpagos señalan la presencia de un Cumulonimbus; la lluvia continua, la de un Nimbostratus o de un Altostratus, mientras que la llovizna solamente puede ser producida por Stratus o Stratocumulus.

Antes de la puesta del Sol, el observador debería dedicar algunos minutos al estudio y examen de la estructura de las nubes presentes en el cielo. Los datos así recogidos le serán muy útiles en lo sucesivo, pues se puede suponer sin riesgo que las condiciones meteorológicas varían poco durante el tiempo que sigue a la puesta del Sol.

La observación de las nubes nunca es fácil y, además de la habilidad, se necesita mucho cuidado y mucha reflexión para identificarlas correctamente. Es quizás una de las tareas más difíciles del observador, quien por lo tanto, deberá tener suficiente experiencia y capacitación para obtener resultados exactos.

Las indicaciones siguientes serán útiles para identificar las formas de las nubes:

a) Durante la noche, con Luna

---

- Ci Pueden verse bajo o frente a la Luna, sin que atenúen su luz; si estas nubes son densas, pueden observarse fenómenos de halo.
- Ca Tienen una apariencia lechosa alrededor de la Luna; pueden dar lugar a un halo lunar; las estrellas resultan difusas y a veces invisibles en la proximidad de la Luna.
- Cc Nube delgada que al pasar delante de la Luna, no oculta su contorno.
- Ac Nubes constituidas por pequeños elementos que pasan delante de la Luna sin ocultarla; sus bordes son menos densos que las partes centrales; no dan lugar a fenómenos de halo pero sí pueden verse coronas.
- As Si la capa es delgada, la Luna tiene apariencia difusa, que no varía mientras la nube se desplaza. Si la capa es densa, la Luna está oculta y llueve débilmente.
- Ns La Luna no se ve y, en general, la lluvia cae de manera continua.

- Sc Si no hay nubes sobre ellos, los Sc ocultan la Luna intermitentemente. Sus bordes son poco densos y permiten ver la Luna; sus formas posiblemente se ven iluminadas por las luces de las ciudades.
- Si hay nubes por encima de ellos, y si los Sc no forman una capa continua, la situación es la misma que en el caso precedente. Pero si la capa es continua los Stratocumulus son visibles solamente si las otras nubes son Cirrus.
- Cu Fácilmente visibles e identificables. Si están desarrollados pueden producir chubascos.
- Cb Solamente identificables a distancia; pueden confundirse con grandes Cumulus o capas de Altostratus, excepto si van acompañados de trueno y/o de relámpagos.
- St Si la capa es delgada, la Luna puede verse y el viento es débil. Puede producir débiles lloviznas; refleja la luz de las ciudades, etc. Si la capa es densa, la Luna es invisible, hay llovizna y el viento es también débil.
- Fs Los Stratus fractus de mal tiempo se distinguen por su poco espesor y su desplazamiento rápido delante de la Luna, en general, con otras nubes sobre ellos.

---

Nota: En caso de niebla, es necesario tener un cuidado particular, pues la Luna puede aparecer de manera muy difusa; de no ser así, la situación es idéntica a la de una noche sin Luna. Las luces tienen un color amarillento.

---

b) Durante la noche sin Luna

- Ci o Algunas estrellas se ven brillantes, otras aparecen difusas; los Cc Ci y Cc están iluminados antes de la salida y la puesta del Sol; y presentan entonces un aspecto rojizo. La disminución del brillo de las estrellas puede ser causado por la presencia de neblina o humo.
- Cs Todas las estrellas tienen un brillo más o menos debilitado y un aspecto difuso.
- Ac Las estrellas están ocultas por los bancos de nubes; pero desaparecen y aparecen regularmente.
- As Si la nube cubre todo el cielo, las estrellas son invisibles. Si no es continua, algunas estrellas son visibles, pero su aparición y desaparición no se producen regularmente. Si su espesor aumenta y su base desciende, puede dar lugar a lluvia; esta fase estará determinada con la ayuda de las observaciones precedentes.
- Ns As de altura menor, generalmente acompañados de lluvia.

- Sc Si no hay nubes por encima, situación idéntica a aquella en la que hay presencia de Altocumulus, pero en ciertos casos se puede observar llovizna. El viento es generalmente débil. Frecuentemente, sobre las ciudades y poblaciones grandes, las iluminaciones se reflejan en la base de la nube. La identificación será más fácil si se utilizan buenos proyectores de nubes.
- Si no hay nubes por encima, y además la nube no está situada sobre una zona muy iluminada, no será visible, a no ser que se utilice el proyector de nubes.
- Cu Los Cumulus no pueden distinguirse de los Altocumulus o de los Stratocumulus con claros, a menos que estén bien desarrollados y acompañados de chubascos.
- Cb Igual que para los Cumulus, pero con la diferencia de que los Cumulonimbus pueden ir acompañados de trueno y/o de relámpagos.
- St Si la capa no es continua se pueden ver las estrellas; el Stratus se distingue del Altocumulus solamente si va acompañado de llovizna fina y persistente con viento débil o calma. No debe confundirse con el Stratocumulus. Puede reflejar las iluminaciones de las ciudades, etc., y debe tener aspecto uniforme. Los Stratus fractus de mal tiempo no son generalmente visibles a causa de las nubes que se encuentran por encima de ellos.

---

Nota: En caso de niebla, es necesario prestar atención especial, pues la visibilidad está reducida. Las estrellas pueden apenas ser visibles y de aspecto muy difuso. Los filamentos metálicos de las lámparas de iluminación tienen un color amarillento.

#### 8.9 Influencias orográficas

La forma y la altura de las nubes están, en general, influenciadas por el flujo del aire sobre una colina, una montaña aislada o una cadena de montañas. Estas influencias se estudian detalladamente en el Capítulo IV del Volumen I del Atlas Internacional de Nubes.

La mayor parte de las observaciones de nubes se hacen sin instrumentos. Como se ha indicado en el Capítulo I, estas observaciones se llaman observaciones sensoriales. En el próximo capítulo se estudiarán las observaciones del tiempo, y se verá que, una vez más, estas observaciones son principalmente sensoriales, por lo que exigirán una buena formación y gran experiencia al observador.

CUESTIONARIO

1. Describáse brevemente el aspecto de las nubes limitándose a los dos factores siguientes:
  - a) luminancia;
  - b) color.
2. Indíquense las cinco partes de una observación de nubes. ¿Por qué es necesario que las observaciones de nubes sean apropiadas?
3. Describáñse brevemente los tres géneros de nubes mencionados a continuación, haciendo referencia a su constitución física y a su aspecto:
  - a) Cirrocumulus;
  - b) Altocumulus;
  - c) Stratocumulus.
4. Dígase cuáles son las diferencias esenciales entre:
  - a) Altostratus y Cirrostratus;
  - b) Altrostratus y Stratus;
  - c) Altostratus y Nimbostratus.
5. Explíquese cuáles son las características de los Cumulus, basándose en los criterios siguientes:
  - a) nivel;
  - b) definición;
  - c) constitución física y aspecto;
  - d) formación;
  - e) diferencias esenciales con los Cumulonimbus.
6. ¿Cómo se determina la altura a la base de las nubes con la ayuda del:
  - a) globo piloto?;
  - b) proyecto de nubes?
7. Cómo se determina, en el transcurso de una observación de nubes:
  - a) la nubosidad;
  - b) el desplazamiento de las nubes

8. Describanse las observaciones de nubes hechas durante la noche, distinguiendo:
    - a) las observaciones visuales directas;
    - b) las observaciones visuales indirectas.
  9. ¿Cómo pueden identificarse los diferentes géneros de nubes por la noche con Luna?
  10. Si en el transcurso de una observación nocturna de las nubes el cielo está cubierto por nube densa y la lluvia cae de manera continua durante una hora, ¿qué tipo de nube se debe cifrar?
  11. ¿Cómo se reconoce el Altocumulus por la noche sin Luna?
-

## CAPITULO IX

### OBSERVACION DEL TIEMPO EN SUPERFICIE

Observar el "tiempo", en el lenguaje meteorológico, es observar los meteoro, los tornados, las trombas marinas y las turbonadas. En el Capítulo IX, de la Parte I titulada Meteorología General, se ha visto que un "meteoro" es un fenómeno, distinto de una nube, observable en la atmósfera o en la superficie terrestre.

Los meteoro pueden clasificarse en cuatro grupos, a saber:

- a) los hidrometeoro;
- b) los litometeoro;
- c) los fotometeoro;
- d) los electrometeoro.

Cada uno de estos grupos está descrito con mayor detalle en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes.

Las observaciones del tiempo presente se cifran en los informes de observación de las estaciones sinópticas valiéndose de las 100 especificaciones (00-99) de la clave del tiempo presente. Estas especificaciones abarcan:

- a) la mayoría de los hidrometeoro (por ejemplo: precipitación, niebla, neblina, ventisca, rociones);
- b) los litometeoro (por ejemplo: calima, humo, tempestad de polvo, tempestad de arena, remolino de polvo, remolino de arena);
- c) ciertos electrometeoro (por ejemplo: tormenta eléctrica, relámpago);
- d) tornados, trombas marinas y turbonadas.

Los otros fenómenos meteorológicos que no están incluidos en la clave del tiempo presente deben ser anotados en el cuaderno de observaciones. Estos son:

- a) los hidrometeoro que se forman por depósito (por ejemplo: rocío, escarcha, etc.);
- b) los fotometeoro (por ejemplo: halo, arco iris, etc.);
- c) ciertos electrometeoro (por ejemplo: aurora polar, fuego de San Elmo, etc.).

En este capítulo se estudiarán las observaciones del tiempo en superficie, es decir las observaciones que se hacen a nivel del suelo o cerca del mismo. Se estudiarán, primero, las observaciones que se efectúan en las estaciones climatológicas y en las estaciones sinópticas. Luego se examinarán con detalle las características de los diferentes fenómenos meteorológicos.

#### 9.1 Estaciones climatológicas

En una estación climatológica el observador debe anotar los fenómenos referidos al estado del tiempo que observa o que ha observado:

- a) en el momento de la observación (o sea el "tiempo presente");
- b) desde la última observación (o sea el "tiempo pasado").

Cada anotación deberá ser tan detallada y completa como sea posible. Por lo tanto, el observador deberá reseñar en su cuaderno de observaciones las indicaciones relativas a las horas de comienzo y final de las precipitaciones, de la niebla, de las tormentas eléctricas, etc. De esta forma tiene al día un registro exacto y detallado de las condiciones meteorológicas.

#### 9.2 Estaciones sinópticas

Las observaciones efectuadas en las estaciones sinópticas, en principio, tienen los mismos requisitos que las hechas en las estaciones climatológicas. Sin embargo, deben efectuarse de una manera más rigurosa pues el observador debe respetar las normas particulares de la clave del tiempo presente empleada en los informes de observación sinóptica. Las 100 especificaciones de esta clave se refieren:

- a) al tiempo en el momento de la observación;
- b) al tiempo en la hora precedente a la observación;
- c) al tiempo observado en la estación y en sus alrededores visibles.

#### 9.3 Términos empleados en la clave del tiempo presente

La observación del tiempo presente debe incluir el estado de la atmósfera y de ciertos fenómenos que se producen en la estación o en los alrededores visibles de la misma en el momento de la observación; estos datos se consignan por medio de cifras de clave apropiadas, teniendo en cuenta la intensidad y la naturaleza de la precipitación o de otro fenómeno cualquiera.

Cuando se hace un informe de observación sinóptica hay que tener cuidado de comprobar si en el momento de la observación hay o no precipitación. Además, hay que tener en cuenta las condiciones meteorológicas que ha habido durante la hora que precedió a la observación para elegir la cifra apropiada de la clave.

A continuación se dan las definiciones de un cierto número de expresiones empleadas en la clave del tiempo presente:

- a) "En la estación"

Esta expresión se refiere literalmente al emplazamiento donde se efectúan normalmente las observaciones. Sin embargo, en el caso de tormentas eléctricas no es necesario que el fenómeno se produzca justamente sobre el observador. Se considera que hay tormenta "en la estación" cuando el ruido del trueno es oido por el observador.

b) "En el momento de la observación"

Esta expresión se refiere al período de diez minutos que preceden a la hora oficial de observación. Es precisamente durante estos diez minutos cuando deben efectuarse y anotarse las diferentes observaciones y medidas. Si durante este período ocurren fenómenos tales como chubascos, precipitaciones intermitentes, tormentas eléctricas, etc., se consideran como acaecidos en el momento de la observación.

c) "Durante la hora precedente"

Esta expresión se refiere a la hora que precede a la hora oficial de observación. Se aplica a los fenómenos que se producen antes del período de diez minutos que corresponde "al momento de la observación".

d) "Continuidad de la precipitación"

Durante la observación y el cifrado del tiempo presente se deben distinguir tres tipos de precipitaciones:

i) Los chubascos

Los chubascos provienen siempre de nubes convectivas. Se caracterizan por comenzar y terminar bruscamente y por variar de intensidad con rapidez. Generalmente, son de corta duración, y durante los intervalos el cielo está despejado.

Las nubes presentes en el cielo, generalmente están aisladas y la nubosidad es muy variable. Se puede presenciar el desarrollo de la nube que dará origen a un chubasco e incluso distinguirlo a lo lejos antes de que alcance la estación. Cuando la nube que produce el chubasco está muy desarrollada puede cubrir todo el cielo. Pero, en general, el chubasco es seguido de un claro total o parcial y puede verse como la nube se disipa o se aleja cuando el chubasco ha cesado en la estación.

ii) La precipitación intermitente

Esta precipitación proviene de capas de nubes que, en general, cubren completamente (o casi) el cielo. Este permanece cubierto (o casi) incluso si no hay precipitación. En algunos momentos la base de las nubes puede elevarse y hacerse más brillante sin que aparezcan claros en el seno de la capa.

iii) La precipitación continua

Esta precipitación proviene de capas de nubes, generalmente densas, que cubren completamente el cielo. Para que la precipitación pueda ser calificada de continua debe haberse producido sin interrupción durante la hora precedente a la hora oficial de observación.

e) "Intensidad de la precipitación"

Los términos "débil", "moderada" y "fuerte" utilizados para describir las precipitaciones no han sido definidos internacionalmente. Sin embargo, conviene señalar que estos términos se emplean para describir la intensidad y no la cantidad total de la precipitación.

f) "Precipitación engelante"

Cuando la temperatura es baja, la observación debe permitir conocer si la precipitación se congela o no. Las gotitas de llovizna o las gotas de lluvia que se congelan cuando entran en contacto con los objetos sólidos forman un depósito de hielo que se llama cencellada transparente o hielo liso.

9.4 Observación de la intensidad de la precipitación

A continuación se dan algunos ejemplos que indican el modo de determinar la intensidad de las precipitaciones en ciertas estaciones:

a) Lluvia

- Lluvia débil      - Precipitación poco intensa.  
                      - La velocidad de acumulación del agua en el suelo o en un pluviómetro es muy lenta.  
                      - Menor que 0,5 mm por hora, aproximadamente.  
                      - Gotas grandes dispersas, o más numerosas pero pequeñas.

- Lluvia moderada    - Las gotas caen con rapidez suficiente para formar charcos de agua.  
                      - La velocidad de acumulación de la lluvia en un pluviómetro es de 0,5 mm a 4 mm por hora.

- Lluvia fuerte      - Los aguaceros producen un ruido sordo y continuo en los tejados y salpicaduras en los caminos.  
                      - La velocidad de acumulación de la lluvia en los pluviómetros es mayor que 4 mm por hora.  
                      - Este término se utiliza para caracterizar no solamente las lluvias torrenciales acompañadas de tormentas eléctricas, sino también las violentas caídas de lluvia sin truenos.

b) Llovizna

- Llovizna débil    - Se percibe su contacto en la piel o sobre el parabrisas de los automóviles.

- Algunas veces puede originar un ligero escurrimiento sobre las superficies de las carreteras y los tejados.

Llovizna moderada - El agua corre ligeramente sobre las superficies de las ventanas y de las carreteras.

Llovizna fuerte - Reduce la visibilidad de forma apreciable.

- El agua se acumula en el pluviómetro a una velocidad que puede alcanzar 1 mm por hora.

c) Nevada

Nevada débil - Los copos son generalmente pequeños y esparcidos.

Nevada moderada - Los copos son más grandes y en cantidad suficiente para reducir notablemente la visibilidad.

Nevada fuerte - La visibilidad se reduce considerablemente.

d) Granizada

Granizada débil - Los pedriscos son generalmente de pequeñas dimensiones y esparcidos; a menudo están mezclados con gotas de lluvia.

Granizada moderada - Los pedriscos son suficientemente numerosos para blanquear el suelo.  
- La fusión de los pedriscos producen una precipitación apreciable.

Granizada fuerte - Está constituida, al menos en parte, de grandes pedriscos.

- Daña los cultivos, arranca las hojas de los árboles.

- Puede romper los cristales de los invernaderos, etc.

9.5 Fenómenos meteorológicos incluidos en la clave del tiempo presente

Probablemente será útil referirse a las definiciones de un cierto número de fenómenos meteorológicos que están incluidos en la clave del tiempo presente utilizada para cifrar los informes sinópticos. Estas definiciones se resumen a continuación:

a) Hidrometeoros

Un gran número de fenómenos meteorológicos son debidos a las modificaciones en las condiciones del contenido de vapor de agua en la atmósfera. Estos fenómenos han recibido el nombre de hidrometeoros y se presentan en las siguientes formas:

- i) precipitación (por ejemplo: lluvia, llovizna, nieve, granizo);
- ii) virga;
- iii) partículas más o menos en suspensión en la atmósfera (niebla, neblina);
- iv) depósitos (rocío, escarcha, cencellada y hielo liso).

Las formas anotadas en los incisos i) y iii) están incluidas en la clave del tiempo presente y han sido definidas en el Capítulo IX de la Parte I titulada Meteorología General. Nótese que el término "niebla" se utiliza cuando la visibilidad es menor que 1 km.

b) Litometeoros

Se llaman así los fenómenos meteorológicos formados por partículas en su mayoría sólidas y no acuosas. Se pueden presentar en las formas siguientes:

- i) partículas más o menos suspendidas en la atmósfera (por ejemplo, calima, calima de polvo, humo);
- ii) partículas levemente levantadas del suelo por el viento (por ejemplo, ventisca de polvo, ventisca de arena, tempestad de polvo, tempestad de arena, remolino de polvo y remolino de arena).

Las definiciones de los litometeoro se dan a continuación en el párrafo 9.6. Se observará que la calima está constituida por partículas secas extremadamente pequeñas, invisibles a simple vista, suspendidas en la atmósfera y suficientemente numerosas para dar al aire un aspecto opalescente.

Generalmente es fácil distinguir la calima de la niebla o neblina debido a que en la primera el aire está relativamente seco. En caso de duda se puede admitir razonablemente que es calima si la humedad relativa es inferior al 80 por ciento.

c) Electrometeoros

Algunos electrometeoro están incluidos en la clave del tiempo presente. Un electrometeoro es una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica. Pueden producirse de las siguientes formas:

- i) en forma de descargas discontinuas de electricidad (relámpago y trueno);
- ii) en forma de fenómenos más o menos continuos (fuego de San Elmo y aurora polar).

Las definiciones de los diferentes electrometeoro se dan en el párrafo 9.7. Los electrometeoro anotados en el inciso i) figuran en la clave del tiempo presente.

Una tormenta eléctrica es una combinación de truenos y relámpagos con o sin precipitación. Un relámpago es una manifestación luminosa que resulta de una descarga brusca entre dos nubes cargadas de electricidad o entre una nube y el suelo. Un trueno es el ruido provocado por el relámpago y puede oírse hasta 20 km, aproximadamente.

Las tormentas eléctricas van asociadas a las nubes convectivas. Durante el día, los relámpagos no son visibles pero es necesario siempre cifrar tormenta eléctrica cuando se oye el trueno.

d) Tornados, trombas marinas y turbonadas

La clave del tiempo presente abarca también los siguientes fenómenos:

- i) tornado;
- ii) tromba marina;
- iii) turbonada.

Las turbonadas han sido descritas en el párrafo 7.13. Los tornados y las trombas marinas han sido tratados en el Capítulo XV de la Parte I, titulada Meteorología General.

A menudo es importante anotar detalles complementarios a los previstos en la clave del tiempo presente. Deben inscribirse en el cuaderno de observaciones, principalmente los datos relativos a la hora exacta en que se produjo el fenómeno, a su duración y a los daños que haya causado.

Estas referencias complementarias deberán anotarse en las columnas del "tiempo presente" y del "tiempo pasado" del cuaderno de observaciones.

9.6 Definición y descripción de los litometeoro

Un litometeoro es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas que, en su mayor parte, son sólidas y no acuosas. Estas partículas están más o menos suspendidas en la atmósfera o son levantadas del suelo por el viento.

A continuación damos la definición y la descripción de los diferentes litometeoro:

a) Calima

Suspensión en la atmósfera de partículas secas extremadamente pequeñas, invisibles a simple vista y bastante numerosas para dar al aire un aspecto opalescente.

La calima comunica un tinte amarillento o rojizo a los objetos lejanos y brillantes o a las luces ante las que se interpone, mientras que los objetos oscuros toman un tinte azulado. Este efecto se debe principalmente a la difusión de la luz por las

partículas que constituyen la calima. Estas partículas pueden tener su propio color, el cual contribuye también a la coloración del paisaje.

b) Calima de polvo

Suspensión en la atmósfera de polvo o de pequeñas partículas de arena que han sido levantadas del suelo, antes del momento de la observación, por una tempestad de polvo o de arena.

La tempestad de polvo o la de arena pueden haber ocurrido en el sitio de la observación o en sus alrededores e incluso lejos.

c) Humo

Suspensión en la atmósfera de pequeñas partículas procedentes de la combustión.

Este litometeoro puede presentarse cerca de la superficie terrestre o en la atmósfera libre.

Durante la salida y la puesta del Sol, cuando hay humo en la atmósfera, éste toma una intensa coloración roja; al mediodía, en cambio, presenta un tinte anaranjado. El humo que proviene de ciudades relativamente próximas puede ser castaño, gris oscuro o negro. Las grandes capas de humo que provienen de los incendios de los bosques próximos difunden la luz solar y dan al cielo un tinte amarillo verdoso. El humo de los hogares muy alejados se reparte de una manera uniforme en la atmósfera y generalmente presenta una ligera coloración grisácea o azulada. Cuando el humo es muy abundante puede detectarse por su olor.

d) Ventisca de polvo o ventisca de arena

Conjunto de partículas de polvo o arena levantadas del suelo en el lugar de la observación o en su proximidad, a alturas bajas o moderadas, por un viento suficientemente fuerte y turbulento.

Las condiciones del viento (intensidad y turbulencia) necesarias para originar la aparición de estos litometeores dependen de la naturaleza del suelo, del estado de su superficie y de su grado de sequedad.

i) Ventisca de polvo baja (polvadera) o ventisca de arena baja

Polvo o arena levantados por el viento a poca altura sobre el suelo. La visibilidad no se reduce sensiblemente a nivel del ojo (el nivel del ojo se define como la altura de 1.80 m sobre el suelo).

Los obstáculos poco elevados están velados u ocultos por el polvo o la arena en movimiento.

La trayectoria de las partículas de polvo o de arena es sensiblemente paralela a la superficie del suelo.

ii) Ventiscas de polvo o de arena altas

Polvo o arena levantados por el viento hasta alturas bastante considerables sobre el suelo. La visibilidad horizontal al nivel de la vista del observador se reduce sensiblemente.

La concentración de las partículas de polvo o de arena es, algunas veces, suficiente para velar el cielo e incluso el Sol.

e) Tempestad de polvo o tempestad de arena

Conjunto de partículas de polvo o de arena levantados con violencia del suelo por un viento fuerte y turbulento hasta grandes alturas.

Las tempestades de polvo y las de arena generalmente se originan en las regiones donde el suelo está cubierto de polvo o de arena suelta. Pero estas tempestades, a veces, recorren distancias más o menos considerables y pueden observarse sobre regiones cuyo suelo no está cubierto de polvo o de arena.

La parte anterior de una tempestad de polvo o de arena puede tener el aspecto de una gigantesca muralla que avanza más o menos rápidamente. Las barreras de polvo o de arena acompañan, a menudo, a un Cumulonimbus, el cual puede hallarse oculto por el polvo o la arena. También puede producirse en ausencia de toda nube a lo largo del borde anterior de una masa de aire frío.

f) Remolino de polvo o remolino de arena (diablillos de polvo)

Conjunto de partículas de polvo o de arena acompañadas, a veces, de pequeños residuos levantados del suelo en forma de una columna giratoria y de altura variable; su eje es aproximadamente vertical y de diámetro pequeño.

Estos litometeoro se producen cuando el aire cerca del suelo es muy inestable, por ejemplo sobre un suelo fuertemente caldeado por la radiación solar.

9.7 Definición y descripción de los electrometeoro

Un electrometeoro es una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica. A continuación se da la definición y la descripción de los diferentes electrometeoro:

a) Tormenta eléctrica

Una o varias descargas bruscas de electricidad atmosférica que se manifiestan por un destello breve e intenso (relámpago) y por un ruido seco o un retumbo sordo (trueno).

Las tormentas eléctricas están asociadas a nubes convectivas y, la mayoría de las veces, van acompañadas de precipitaciones que, cuando alcanzan el suelo, lo hacen en forma de chubascos de lluvia, de nieve, de nieve granulada, de hielo granulado o de granizo.

b) Fuego de San Elmo

Descarga eléctrica luminosa en la atmósfera; esta descarga, más o menos continua y de intensidad débil o moderada, emana de objetos elevados situados en la superficie terrestre (pararrayos, aparatos anemométricos, mástiles de barcos, etc.), o de aeronaves en vuelo (extremos de las alas, hélices, etc.).

Este fenómeno puede observarse cuando el campo eléctrico en las proximidades de la superficie de los objetos se hace intenso. El fuego de San Elmo se manifiesta, a menudo, en forma de penachos o de crestas violetas o verdosas, claramente visibles por la noche.

c) Aurora polar

Son fenómenos luminosos de la alta atmósfera que aparecen en forma de arcos, bandas, colgaduras o cortinas.

Las auroras polares se deben a la presencia de partículas cargadas de electricidad emitidas por el Sol durante las erupciones solares y que actúan sobre los gases enrarecidos de la atmósfera muy alta. Estas partículas son canalizadas por el campo magnético terrestre y ésta es la razón por la que las auroras polares se observan más frecuentemente en las regiones próximas a los polos magnéticos. Las medidas han demostrado que la altitud del límite inferior de las auroras polares es de 100 km, aproximadamente (algunas veces alcanzan 60 km), mientras que el límite superior se sitúa entre 100 km y 400 km (algunas veces puede alcanzar 1.000 km).

La luminancia de las auroras polares es muy variable. A menudo es comparable a la de las nubes iluminadas por la Luna llena, pero algunas veces puede ser mucho mayor.

Las auroras polares son, en la mayoría de los casos, blancas con un tinte verdoso o amarillo verdoso. Algunas veces pueden ser amarillo verdosas en toda su extensión, excepto en las franjas inferiores rojas.

9.8

Fenómenos meteorológicos que no figuran en la clave del tiempo presente

Ciertos fenómenos meteorológicos no han sido incluidos en la clave del tiempo presente utilizado para el cifrado de los informes de observación sinóptica. Sin embargo, deben ser anotados en el cuaderno de observaciones. Estos fenómenos son:

- los hidrometeoros en forma de depósito (por ejemplo: rocío, escarcha, cencellada blanca y cencellada transparente o hielo liso) o que se presentan en forma de virga;
- los fotometeoros (por ejemplo: fenómenos de halo, arco iris, espejismo);
- los electrometeoros que consisten en fenómenos más o menos continuos (fuego de San Elmo, aurora polar).

Las definiciones y la descripción de los hidrometeoros han sido presentadas en el Capítulo IX de la Parte I, titulada Meteorología General. Los diferentes fotometeoroes serán tratados a continuación en los párrafos 9.9 y 9.10. Las definiciones y la descripción de los electrometeoros han sido consideradas en el anterior párrafo 9.7.

#### 9.9 Observación de los fotometeoroes

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz solar o lunar.

Los fotometeoroes pueden ser observados:

- en una atmósfera más o menos clara (espejismo, vibración, centelleo, rayo verde y tintes crepusculares);
- en la superficie o en el seno de las nubes (fenómenos de halo, corona, irisaciones y corona de Ulloa o gloria);
- en la superficie o en el seno de ciertos hidrometeoros o litometeoroes (corona de Ulloa, arco iris, arco iris blanco, anillo de Bishop y rayos crepusculares).

Los observadores deben anotar con cuidado los fenómenos ópticos que se producen. En cada caso, la descripción detallada escrita deberá completarse con esquemas y, si es posible, con fotografías.

#### 9.10 Definición y descripción de los fotometeoroes

La definición y descripción de los diferentes tipos de fotometeoroes figuran en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes. Pueden resumirse como sigue:

##### a) Fenómeno de halo

Constituyen un grupo de fenómenos ópticos que tienen la forma de anillos, de arcos, de columnas o de focos luminosos debidos a la refracción o la reflexión de la luz a través de cristales de hielo en suspensión en la atmósfera (nubes cirriformes, niebla helada, etc.). Cuando son debidos a la refracción de la luz solar, estos fenómenos pueden presentar ciertas coloraciones mientras que son siempre blancos cuando están producidos por la iluminación de la Luna. El fenómeno de halo más común es el anillo luminoso que se ve alrededor del Sol o de la Luna.

##### b) Corona

La corona consiste en una o varias series (pocas veces más de tres) de anillos coloreados, con centro en el Sol o en la Luna y de diámetro relativamente pequeño. En cada serie de anillos el interior es violeta o azul y el exterior rojo. Otros colores pueden observarse entre estos anillos.

La serie más próxima al astro presenta habitualmente un anillo exterior distinto, de color rojo parduzco. Este anillo se llama "aureola" y su radio es, generalmente, menor que cinco grados.

La luz que proviene del Sol o de la Luna atraviesa una capa de neblina o de niebla o una delgada nube constituida por partículas muy pequeñas de agua líquida o de hielo. La difracción y la dispersión de la luz en sus diferentes colores producidas por estas partículas hacen aparecer la corona.

Una corona se distingue de un halo por la siguiente forma:

i) La sucesión de colores que es inversa

El tinte rojo de la corona aparece en la parte exterior de la primera serie de anillos; el anillo rojo parduzco de la aureola está rodeado por el anillo violeta, azul, etc., de la serie siguiente. El anillo más próximo al astro es rojo y está rodeado de los anillos naranja, amarillo, verde, etc.

ii) El tamaño

En general, las coronas son más pequeñas que los halos y sus radios son variables.

c) Irisaciones

Son los colores observados en las nubes, bien sea entremezclados o bien con aspecto de bandas sensiblemente paralelas a los contornos de las nubes. Los colores predominantes son el verde y el rosa, a menudo con matices "al pastel". Se observará que los diferentes colores no se presentan en forma de círculos concéntricos alrededor del Sol sino más bien en forma de bandas. Algunas veces sucede que estas irisaciones se observan hasta distancias angulares que pasan 40 grados a partir del Sol.

d) Corona de Ulloa o gloria

La gloria está constituida por una o varias series de anillos coloreados vistos por un observador alrededor de su propia sombra:

- i) en una nube constituida principalmente por numerosas gotitas muy pequeñas de agua;
- ii) en la niebla;
- iii) en el rocío (pero muy raramente).

La aparición de anillos de colores es debida a la difracción de la luz; los anillos están dispuestos en la misma forma que en las coronas.

Los observadores aeronáuticos ven, a menudo, una gloria alrededor de la sombra de su propia aeronave.

e) Arco iris

El arco iris está constituido por un grupo de arcos concéntricos cuyos colores van del violeta al rojo, producidos por la luz solar o lunar sobre una "pantalla" de gotas de agua en la atmósfera (gotas de lluvia, gotitas de llovizna o niebla).

Este fenómeno se debe, principalmente, a la refracción y a la reflexión de la luz. Cuando se trata de la luz solar, los colores del arco iris, en general, son bastante vivos; en el caso de la luz lunar sus colores son mucho más atenuados, incluso algunas veces inexistentes.

f) Anillo de Bishop

Es un anillo blanquecino centrado en el Sol o la Luna que presenta un ligero tinte azulado en el interior y marrón rojizo en el exterior

Este fenómeno es debido a la difracción de la luz que atraviesa una nube de polvo muy fino de origen volcánico. Este polvo volcánico generalmente se encuentra en la alta atmósfera.

g) Espejismo

El espejismo es un fenómeno que consiste esencialmente en percibir los objetos alejados en forma de imágenes estables o vacilantes. Estas imágenes pueden ser sencillas o múltiples, directas o invertidas, aumentadas o disminuidas en el sentido vertical.

Los objetos que se perciben en un espejismo aparecen algunas veces más altos o más bajos con respecto al horizonte que lo que están realmente; esta diferencia puede alcanzar hasta 10 grados. Durante un espejismo es posible ver objetos situados detrás del horizonte u ocultos por las montañas. Por el contrario, objetos que serían visibles en circunstancias normales pueden desaparecer cuando el espejismo se manifiesta.

Los espejismos son debidos a la curvatura de los rayos luminosos que atraviesan capas de aire de diferentes densidades. El índice de refracción de estas capas de aire varía ampliamente con la altura. Por esta razón, los espejismos se observan, en general, cuando la temperatura de la superficie de la Tierra difiere notablemente de la de las capas bajas de la atmósfera.

Se distinguen dos tipos de espejismos:

- i) el espejismo inferior que se manifiesta sobre superficies de agua, suelos, playas, carreteras, etc.;
- ii) el espejismo superior que se observa sobre campos de nieve, mares fríos, etc.

h) Vibración

La vibración es la agitación aparente de los objetos en la superficie terrestre cuando son vistos en una dirección sensiblemente horizontal.

Este fenómeno se manifiesta principalmente sobre la Tierra cuando el Sol brilla con esplendor. Está provocado por las fluctuaciones de corto período del índice de refracción de las capas muy bajas de la atmósfera.

La vibración puede reducir sensiblemente la visibilidad.

i) Centelleo

El centelleo consiste en variaciones rápidas del brillo de las estrellas o de las luces terrestres que tienen a menudo el carácter de pulsación.

El brillo aparente, el color y la posición de las estrellas sufren variaciones que son debidas a las fluctuaciones del índice de refracción de las diferentes partes de la atmósfera atravesada por los rayos luminosos. Este fenómeno es, pues, análogo al de vibración.

El centelleo es más marcado cuando la trayectoria recorrida por la luz a través de la atmósfera es más larga. Por eso, el centelleo de las estrellas es más acusado cerca del horizonte que en el cenit. Por la misma razón, el centelleo de las luces terrestres en terreno llano es también más acentuado que cuando estas luces se encuentran en la cima de una montaña.

j) Rayo verde

El rayo verde es una coloración predominantemente verde y de corta duración, a menudo en forma de destello breve, observado en el momento en que el borde superior de un astro (Sol, Luna o a veces algún planeta) desaparece detrás del horizonte o aparece sobre el mismo.

k) Colores crepusculares

Este fenómeno consiste en coloraciones diversas del cielo o de las cimas de las montañas durante la salida o la puesta del Sol.

Los colores crepusculares son debidos a la refracción, la dispersión y la absorción selectiva de los rayos solares en la atmósfera.

Se ha visto en este capítulo que la precipitación figuraba entre los fenómenos meteorológicos más importantes. Es necesario, tanto para fines sinópticos como para climatológicos, poder medir la cantidad de precipitación que alcanza el suelo durante un intervalo de tiempo determinado. En el próximo capítulo se estudiará la medida de la precipitación.

#### CUESTIONARIO

1. Explíquense las expresiones siguientes en el sentido en que son empleadas para describir el tiempo presente en los informes sinópticos de observación:

- a) en la estación;
  - b) en el momento de la observación;
  - c) durante la hora precedente.
2. Compárese los siguientes tipos de precipitación, teniendo en cuenta, principalmente, las nubes presentes en el cielo;
- a) chubascos;
  - b) precipitación intermitente.
3. Explíquense brevemente las siguientes expresiones:
- a) intensidad de la precipitación;
  - b) precipitación continua;
  - c) precipitación engelante.
4. Establezcase una lista de las diferentes formas de:
- a) hidrometeoros;
  - b) litometeoros.
- ¿Qué diferencia hay entre la neblina y la calima?
5. Defínanse los siguientes términos:
- a) tormenta eléctrica;
  - b) remolino de polvo;
  - c) fuego de San Elmo.
6. ¿Qué diferencia hay entre una ventisca de polvo y una tempestad de polvo?
7. Dígase brevemente en qué consisten los fenómenos siguientes:
- a) halo;
  - b) corona.
- ¿Con qué géneros de nubes se observan estos fenómenos?
8. Explíquese el significado de los siguientes términos:
- a) irisaciones;
  - b) espejismo.



## CAPITULO X

### MEDIDA DE LA PRECIPITACION

La precipitación llega al suelo en forma de lluvia, llovizna, nieve, granizo, etc. La medida de la precipitación tiene por objeto obtener toda la información posible sobre la cantidad de la misma que cae en un período de tiempo dado. También permite determinar su distribución en el tiempo y en el espacio.

La cantidad total de precipitación que alcanza el suelo durante un determinado período de tiempo se expresa por la altura de la capa del agua que cubriría el suelo, cuya superficie se supone perfectamente horizontal, y no hubiese pérdidas por filtración, por escurrimiento o por evaporación. Además, toda precipitación en forma de nieve o hielo será tratada como si estuviera fundida.

En ciertas regiones también se mide la caída de nieve, es decir se mide la profundidad de la capa de nieve fresca que cubre una superficie plana y horizontal y también se determina el contenido en agua de esta capa.

El objetivo primordial de todo método de medida de precipitación es obtener una muestra que sea verdaderamente representativa de la precipitación caída en la región a que se refiere la medición. Por esto, la elección del emplazamiento, la forma y la instalación de los instrumentos de medida tienen una gran importancia. Estos deben escogerse de forma tal que los efectos del viento, de la evaporación y de las salpicaduras estén reducidos al mínimo.

#### 10.1 Unidades de medida

Para una observación sinóptica de superficie, la cantidad de precipitación es la suma de la precipitación líquida y el equivalente líquido de la precipitación sólida (nieve, granizo, etc.). Sin embargo, debe indicarse con cada observación si se trata de lluvia, de granizo, de nieve o de una combinación de éstas.

La cantidad de precipitación debe medirse, preferiblemente, en milímetros, y las lecturas deben hacerse con una aproximación de 0.1 mm.

La profundidad de la capa de nieve debe medirse en centímetros. Un centímetro de nieve recién caída equivale, aproximadamente, a un milímetro de lluvia. Sin embargo, esta relación depende muchísimo de la profundidad y estructura de la capa de nieve.

En algunos países todavía se mide la altura de la precipitación en pulgadas y en fracciones decimales de pulgada. Para pasar de unas unidades a otras, basta considerar que 1 pulgada es igual a 2.54 cm.

#### 10.2 Medida de la precipitación pluvial

El método más sencillo y el más comúnmente utilizado para medir la cantidad de lluvia se basa en el uso del pluviómetro. Este instrumento está constituido por un embudo de forma especial colocado sobre un recipiente cilíndrico, sujeto a un soporte o parcialmente enterrado en el suelo. El embudo tiene una abertura circular y horizontal de diámetro conocido. La precipitación que cae en la abertura es recogida en el recipiente o en un vaso

colector colocado en el interior del mismo. Aunque la capacidad del vaso sea suficiente para la mayoría de las precipitaciones, puede ocurrir que el agua rebose y entonces pase al recipiente exterior.

La cantidad de agua recogida se mide en intervalos regulares de tiempo. Se admite que la cantidad de agua recogida por unidad de superficie de la abertura del embudo es igual a la caída sobre cada unidad de superficie que rodea la estación.

El tamaño de la boca del embudo colector no tiene mayor importancia. Pero cualquiera que sea su dimensión, la graduación del dispositivo de medida debe corresponderse con ésta.

#### 10.3 Medición de la lluvia

Existen dos métodos para medir la lluvia recogida en el pluviómetro:

- con una probeta graduada;
- con una varilla graduada.

El primero es más conveniente para los pluviómetros de lectura diaria, mientras que para los de lectura semanal o mensual es preferible el segundo. Sin embargo, ciertos países utilizan la varilla para las medidas cotidianas.

##### a) Probeta graduada

Es un cilindro de vidrio transparente sobre el cual está indicado el tamaño del pluviómetro con que debe ser empleada. Las graduaciones, finamente grabadas en la probeta corresponden a las unidades utilizadas para medir la cantidad de lluvia. En general, la separación entre dos graduaciones sucesivas debe ser de 0.1 mm, los trazos de los milímetros enteros deben ser muy claros.

En todas las mediciones, la línea de referencia para leer la probeta debe ser el fondo del menisco del agua. Es muy importante sostener la probeta verticalmente al hacer la lectura y evitar todo error de paralaje.

##### b) Varilla graduada

Las varillas graduadas deben ser construidas en madera de cedro o en otro material que no absorba el agua en cantidad apreciable, y para las cuales sea muy reducido el efecto de capilaridad. Estas varillas han de estar provistas de un pie de bronce para evitar su desgaste y deben estar graduadas en relación con la sección transversal de la boca del pluviómetro y del vaso receptor.

#### 10.4 Instalación de los pluviómetros

Estando el pluviómetro debidamente instalado, el volumen de agua que recoge debe representar con bastante precisión la precipitación caída sobre la zona que lo rodea. Esto es, sin embargo, difícil de conseguir en la práctica.

Hay que poner gran cuidado para colocar el pluviómetro en un sitio alejado de los edificios y de los árboles que podrían formar una pantalla. También es necesario evitar escoger el emplazamiento demasiado expuesto al viento.

Los efectos del viento pueden ser considerados bajo dos aspectos:

a) Efectos del viento sobre el propio instrumento

En general, este efecto reduce la cantidad de agua recogida;

b) Efectos del emplazamiento sobre las trayectorias del aire

Estos son, frecuentemente, más importantes porque los remolinos de viento pueden reducir la precipitación en un lugar y aumentarla en otro, dando como resultado que la lectura sea muy alta o muy baja.

Siempre que sea posible, se debe instalar el pluviómetro con su boca horizontal sobre un terreno nivelado y, si existen objetos alrededor, éstos no deben estar a una distancia menor del instrumento de cuatro veces su propia altura. Dentro de esta limitación debe, elegirse un lugar para su emplazamiento que esté resguardado de los vientos fuertes directos, aunque sin que esta protección introduzca en la trayectoria del viento perturbaciones más importantes que las que se pretende evitar.

#### 10.5 Observación de la lluvia

A menos que se tomen las precauciones adecuadas para efectuar las lecturas, los errores que pueden cometerse al medir la cantidad de lluvia recogida en los pluviómetros son pequeños en comparación con las imprecisiones debidas al emplazamiento del instrumento.

Los pluviómetros de observación diaria deben leerse con una aproximación de 0.1 mm. En el caso de pluviómetros de lectura semanal o mensual, la lectura debe ser hecha con una aproximación de 1 mm.

Las principales causas de errores son las siguientes:

- empleo de probetas o varillas inapropiadas;
- derrame de una parte de agua cuando se transvasa a la probeta;
- imposibilidad de pasar toda el agua del depósito a la probeta;
- evaporación.

Los días con nieve, cuando el agua recogida en el pluviómetro se ha congelado, el observador tiene tres alternativas:

a) No cae nieve en el momento de la observación

El pluviómetro (embudo y depósito) puede llevarse al interior con el fin de fundir su contenido, el cual se mide a continuación según el método ordinario. El pluviómetro puede calentarse en un recipiente con agua caliente hasta que se funda

toda la nieve. Es conveniente cubrir la boca con una placa para impedir las pérdidas por evaporación;

b) Cae nieve en el momento de la observación

En este caso hay dos posibilidades:

- i) hacer fundir la nieve o el hielo rodeando el embudo y/o el recipiente, con un trozo de tela impregnada de agua caliente. La cantidad de agua obtenida se mide después según el método común;
- ii) medir una cantidad determinada de agua caliente por medio de la probeta (teniendo cuidado de no romperla) y vertirla después en el pluviómetro. La cantidad de agua añadida de esta forma debe restarse después de la cantidad total medida.

#### 10.6 Pluviómetros registradores

Los pluviómetros registradores (pluviógrafos) son pluviómetros que permiten obtener un registro continuo de la lluvia.

Se utilizan para:

- determinar las horas de comienzo y terminación de la lluvia;
- determinar la intensidad de la lluvia en cualquier momento.

Los pluviógrafos registradores pueden dividirse en dos categorías principales:

- a) pluviógrafos que registran la cantidad total de lluvia que ha caído desde el momento en que comienza el registro;
- b) pluviógrafos que registran, en cualquier instante, la intensidad de la lluvia.

Los instrumentos de la categoría a) pueden también utilizarse para determinar la cantidad de lluvia que ha caído en cada parte del período considerado (por ejemplo, la cantidad en cada hora de un registro diario, en cada intervalo de 6 ó 12 horas en un registro semanal).

Estos instrumentos pueden proporcionar también una indicación aproximada de la intensidad de la lluvia, esto es determinando la pendiente de la línea de trazo.

A causa de la gran variación de intensidad de la lluvia es muy difícil medir toda la gama de variaciones de modo adecuado con un instrumento de la categoría b) y, por lo tanto, hay que limitarse a un intervalo dependiente de la frecuencia relativa de las altas y bajas intensidades de la lluvia.

Un pluviógrafo no debe ser el único instrumento existente en una estación para medir la cantidad total de lluvia, pues la mayoría de los aparatos registradores dan lecturas menores que las de un pluviómetro ordinario.

Para la instalación de los pluviógrafos hay que tomar precauciones similares a las anteriormente indicadas para los pluviómetros comunes.

Existen tres clases de pluviómetros registradores de la categoría a):

- i) modelo de flotador;
- ii) modelo de balancín;
- iii) modelo de peso.

#### 10.7 Pluviómetros registradores del tipo flotador

En este tipo de instrumento la lluvia cae dentro de un depósito que contiene un flotador hueco y muy poco pesado; el movimiento vertical del flotador, a medida que sube el nivel del agua en el depósito, se transmite (por un mecanismo apropiado) a una plumilla que se desplaza sobre una banda.

La escala de desplazamiento de la pluma sobre la banda puede escogerse como se deseé. Para esto, basta regular convenientemente las dimensiones del embudo, del flotador y del depósito.

Existen dos maneras de obtener un registro en un período útil (por ejemplo: 24 horas):

- a) utilizar un depósito muy grande;
- b) disponer de algún medio automático para que el depósito se vacíe rápidamente en cuanto se llene.

En el caso b), se utiliza generalmente un dispositivo de sifón. Cuando el depósito está vacío, la pluma vuelve de nuevo al cero de la banda. Si se teme la posibilidad de heladas durante el invierno, hay que disponer de algún medio de calefacción dentro del pluviógrafo.

El sistema de sifón debe comenzar a funcionar en un momento preciso y es necesario vigilar que no haya pérdida de agua antes o después de cada descarga del sifón. Esta no deberá durar más de 10 ó 15 segundos.

La Figura 10.1 muestra un pluviómetro registrador del tipo de flotador con sifón de desagüe. El depósito soportado por un "pivot de cuchilla" se inclina cuando el agua alcanza un cierto nivel, causando el desagüe a través del sifón, que comienza así a funcionar.

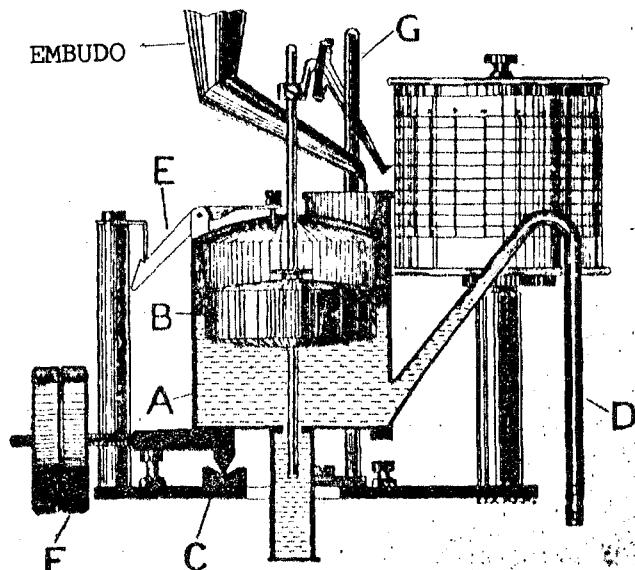


Figura 10.1  
Pluviógrafo con sifón de desagüe

- |                       |                                   |
|-----------------------|-----------------------------------|
| A - Depósito          | E - Palanca                       |
| B - Flotador          | F - Contrapeso                    |
| C - Pivot de cuchilla | G - Separador de pluma automática |
| D - Sifón             |                                   |

La lluvia recogida por el embudo cae en el depósito (A), que puede bascular sobre un eje constituido por una cuchilla (C), pero que se mantiene en su posición normal por medio de una pequeña palanca retenida por un gancho (E).

Cuando el agua llega a una cierta altura, un tope fijo en el flotador (B) libera la palanca, de forma que el recipiente, arrastrado por el peso del agua que contiene, bascula. Gracias a este movimiento, el sifón (D) se ceba y el depósito se vacía.

Cuando el agua se ha vertido completamente, el contrapeso (F) unido al depósito hace volver a éste a su posición normal. Durante el desagüe, la pluma se separa automáticamente de la banda por medio de una palanca (G).

La cantidad de lluvia que cae mientras el sifón está descargando no queda registrada por este instrumento. El error será proporcional a la intensidad de la lluvia y a la duración de la descarga del sifón.

El mecanismo de relojería y el tambor del instrumento son idénticos a los de los otros aparatos registradores. La banda está graduada hasta un valor determinado que corresponde a la cantidad de agua contenida en el depósito en el momento de producirse la descarga. También es posible determinar la intensidad de la precipitación, midiendo la duración para una determinada cantidad de lluvia caída.

#### 10.8 Pluviómetros registradores del tipo balancín

El principio en que se funda este pluviógrafo es bien simple. Un depósito ligero de metal, dividido en dos compartimientos, está colocado en equilibrio inestable sobre un eje horizontal, como lo representa la Figura 10.2.

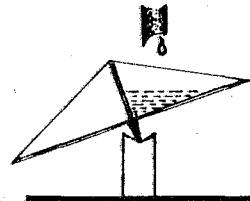


Figura 10.2  
Mecanismo del pluviógrafo de balancín

En su posición normal el recipiente descansa sobre uno o dos topes, los cuales evitan un vuelco completo del mismo. El agua de lluvia recogida en el embudo pasa al compartimiento que se encuentra más alto y, después que ha caído cierta cantidad de lluvia, el balancín pierde estabilidad en la posición en que se encuentra, para luego volver hacia su posición de apoyo.

Los compartimientos del balancín tienen tal forma que el agua puede salir de este compartimiento dejándole completamente vacío; mientras tanto, la lluvia sigue cayendo en el compartimiento que ahora ocupa la posición más alta.

En el movimiento de vaivén del balancín, puede actuar un contacto de la clase que sea, que, a su vez, inscribe un registro. Este estará formado por una serie de trazos discontinuos. La distancia entre dos señales representa el tiempo que tarda en caer una determinada cantidad de lluvia. Esta cantidad no debe ser mayor que 0.1 mm si se precisa un registro muy detallado.

La ventaja principal de esta clase de pluviógrafo es que se puede utilizar para registro a distancia. Sus inconvenientes son:

- a) El tiempo que tarda el balancín en bascular, aunque muy corto no es despreciable

Durante la primera mitad de su movimiento la lluvia sigue cayendo en el compartimento que ya contenía la cantidad calculada de lluvia. Este error sólo es sensible para lluvias muy intensas.

- b) Pueden producirse pérdidas por evaporación, sobre todo en regiones cálidas

En general, el balancín tiene una forma tal que el agua recogida se extiende sobre una superficie relativamente grande. Las pérdidas por evaporación son considerables cuando la precipitación es débil.

- c) Las horas de comienzo y final de las pequeñas precipitaciones en forma de llovizna o lluvia ligera no pueden ser determinadas con precisión

Este inconveniente proviene del registro que es discontinuo.

#### 10.9 Pluviómetro registradores del tipo báscula

Este tipo de instrumento permite recoger y registrar una cantidad representativa de precipitación, sea de lluvia, nieve fundida o de granizo. El agua de la precipitación se recoge en un recipiente semejante al del pluviómetro. El peso del agua, que se registra por medio de un mecanismo especial, se convierte directamente en milímetros (o pulgadas) de precipitación.

La pluma registradora, accionada por el mecanismo para pesar el agua, se desplaza sobre una banda colocada en un tambor movido por un mecanismo de relojería. De esta forma se obtiene un registro continuo de las cantidades de precipitación.

En general, este tipo de instrumento no está provisto de dispositivo alguno de descarga automática del recipiente. Para reducir las pérdidas por evaporación, se vierte una cantidad de aceite suficiente hasta formar una película de un milímetro de espesor sobre la superficie del agua recogida.

La principal utilidad de este instrumento se tiene en el registro de nieve, granizo y mezcla de nieve con lluvia, ya que no es preciso fundir la precipitación sólida antes de ser registrada.

#### 10.10 Pluviógrafos de intensidad

Dos son los principios fundamentales en que se basan los instrumentos destinados a registrar la intensidad de la lluvia:

- a) registrando la altura de la lluvia caída en un corto período de tiempo;
- b) registrando la intensidad de la caída de la lluvia en cada instante.

Un registrador basado en el principio citado en a) da resultados satisfactorios a condición de que el promedio de la intensidad de la caída de lluvia no se calcule para un período de tiempo mayor que cinco minutos. Para

ello, se puede utilizar un dispositivo de tipo de flotador o uno que cuente el número de gotas que caen de un orificio situado en la base del embudo colector. Los aparatos registradores que permiten aplicar este método se utilizan, generalmente, para el registro de lluvias débiles o moderadas.

El principio citado en b) se basa en que la rapidez con que sale el agua por un orificio estrecho es función de la presión o de la altura de la columna de agua que produce la salida. El instrumento así utilizado permite que el agua pueda escapar a través de un orificio calibrado y que la altura de la columna de agua contenida en el recipiente sea registrada.

Este tipo de pluviómetros de intensidad puede utilizarse para medir lluvias moderadas o fuertes. Pero la cantidad de precipitación recogida en un intervalo de tiempo dado no puede determinarse más que calculando el área del diagrama debajo de la curva. Este procedimiento es complicado y no de gran precisión.

#### 10.11 Medida de la nieve caída

La medida de la nieve caída consiste en medir la cantidad de nieve que cae durante un intervalo limitado de tiempo (generalmente 24 horas). Esta medida se refiere:

- a) a la profundidad de la capa de nieve caída;
- b) al contenido en agua de esta capa.

#### 10.12 Profundidad de la capa de nieve caída

Existen dos procedimientos principales para medir la profundidad de la capa de nieve caída:

- a) midiendo directamente, mediante una regla graduada o una escala de nieve, la profundidad de la capa de nieve sobre suelo raso;
- b) midiendo (después de igualar bien su superficie pero sin comprimirla) la profundidad de la nieve recogida en un nivómetro de sección transversal uniforme.

El método a) es preferible cuando no hay viento fuerte. Para calcular la profundidad de la capa se efectúan varias mediciones verticales en puntos donde se suponga que no puede haber ventisca; después, se calcula la medida. Si el viento sopla con fuerza, es necesario efectuar un gran número de medidas para obtener una profundidad promedio representativa.

Hay que tomar precauciones particulares para no medir a la vez una cantidad, por muy pequeña que sea, de nieve caída anteriormente. Esto se puede conseguir limpiando de antemano una cierta extensión del suelo en el cual se harán después las medidas. Otra solución consiste en colocar sobre la superficie de la nieve planchas de algún material adecuado (por ejemplo, tablas de madera de superficie rugosas y pintadas de blanco).

Utilizando un nivómetro, es decir aplicando el método b) citado anteriormente, la profundidad de la nieve caída se puede medir de una forma mucho más precisa. El nivómetro debe estar colocado bastante por encima del nivel medio de la nieve. Por ejemplo, será necesario que esté situado a 50 cm por lo menos sobre el nivel máximo observado cuando el lugar no está expuesto a la ventisca.

El recipiente ha de tener por lo menos 20 cm de diámetro y debe ser lo bastante profundo para evitar que los vientos fuertes puedan levantar y arrastrar la nieve de su interior (también puede encajarse con dos tabiques verticales formando cruz).

El emplazamiento del nivómetro es de elección más difícil que el del pluviómetro debido al aumento de la acción del viento. Con viento fuerte, las cantidades de nieve recogidas en los nivómetros no protegidos no merecen confianza, ya que son mucho menores que las recogidas en los nivómetros provistos de una pantalla de protección. Por el contrario, una pantalla protectora puede retener una cierta cantidad de nieve que provenga de una ventisca. En este caso, para reducir errores, será necesario colocar el nivómetro entre 3 y 6 metros de altura sobre el suelo.

#### 10.13 Contenido de agua en la capa de nieve caída

En el párrafo 10.11 se ha visto que la medida de la nieve caída se refería también a la determinación del contenido de agua en la capa, el cual se puede obtener por los métodos siguientes:

- a) admitiendo la relación aproximada:

$$1 \text{ cm de nieve caída} = 1 \text{ mm de precipitación};$$

- b) tomando muestras de la nieve por medio de un tubo apropiado para luego pesárlas o fundirlas;
- c) utilizando nivómetros ordinarios (de lectura directa) o aparatos registradores.

Cuando se toman muestras, es indispensable que sean suficientemente numerosas y representativas de la capa. La nieve recogida en un nivómetro ordinario se funde primero y luego se mide con una probeta corriente. Un método práctico para fundir la nieve en un nivómetro consiste en agregar una cantidad conocida de agua caliente, que luego hay que descontar de la cantidad total acusada por el nivómetro.

El único instrumento que permite obtener un registro satisfactorio de las nevadas es el nivómetro registrador del tipo de peso que ha sido descrito en el párrafo 10.9

#### 10.14 Medida de la capa de nieve

La capa de nieve es la nieve acumulada sobre el suelo en el momento de la observación. Como en el caso de la nieve caída, la capa de nieve tiene propiedades de gran interés para resolver problemas particulares; las principales son: la profundidad de la capa y su equivalencia en agua.

Los métodos que se utilizan generalmente para medir la profundidad de la capa de nieve son los siguientes:

- a) por observación directa mediante una varilla o regla graduada;
- b) por medio de escalas graduadas fijas en puntos representativos;
- c) por observación directa con tubos graduados, generalmente efectuada al hacerse las mediciones del equivalente en agua.

Cuando se aplican los métodos a) y b), el observador debe elegir cada vez sitios representativos y después calcular el promedio de las profundidades observadas.

El método c) es el único que se utiliza para obtener el equivalente en agua. Las muestras tomadas se pesan o se funden como se indicó en el párrafo 10.12.

En este capítulo se han examinado los métodos y los instrumentos utilizados para medir las diferentes clases de precipitación que caen sobre la superficie de la Tierra. Antes de alcanzar el suelo, estas precipitaciones reducen la visibilidad de los objetos alejados. Las precipitaciones no son los únicos fenómenos que la reducen. En el próximo capítulo se estudiará cómo se mide la visibilidad.

#### CUESTIONARIO

1. ¿Cuáles son las unidades de medida que se utilizan para indicar las cantidades de precipitación? ¿Cómo se indica la cantidad de precipitación resultante de la lluvia y nieve mezcladas?
2. Describábase un pluviómetro ordinario. ¿En qué principio se basa este instrumento?
3. ¿Cuáles son los dos métodos que se utilizan comúnmente para medir la lluvia recogida en un pluviómetro? Describánse estos métodos.
4. Redáctese una breve nota sobre la instalación de los pluviómetros.
5. ¿Cuáles son las principales causas de los errores que puedan cometerse cuando se leen las cantidades de precipitación?
6. Expónganse las tres posibilidades que tiene el observador durante los días con nieve cuando quiere medir la cantidad de precipitación y el agua recogida en el pluviómetro está congelada.
7. ¿Qué es un pluviógrafo? Algunos de estos instrumentos registran la cantidad total de lluvia caída desde el comienzo del registro. Indíquense otros dos usos de este tipo de instrumentos.
8. Describábase por medio de una figura el principio del funcionamiento del pluviógrafo de balancín.
9. Describábase el principio del funcionamiento de un instrumento que permita registrar la cantidad de precipitación recogida durante una nevada.
10. Describábase el método directo que se aplica para la medida de la profundidad de la capa de nieve caída.
11. ¿Cuáles son los diferentes métodos que se utilizan generalmente para medir la profundidad de la capa de nieve?

## CAPITULO XI

### MEDIDA DE LA VISIBILIDAD

En meteorología, la visibilidad se refiere a la transparencia de la atmósfera en relación con la visión humana. Nuestra aptitud para ver o reconocer los objetos está afectada por las partículas líquidas o sólidas en suspensión en el aire. Estas pueden ser hidrometeoros (lluvia, nieve, neblina, etc.) o litometeoros (polvo, humo, etc.).

Los meteorólogos miden la visibilidad en una dirección determinada, procurando discernir la mayor distancia horizontal a la que una persona, con vista normal, puede distinguir y reconocer un objeto iluminado por la luz del día.

Si no interviene ninguna modificación de las condiciones atmosféricas, esta distancia debe ser la misma en la noche. Dicho de otro modo, damos a la visibilidad nocturna el mismo valor que tendría si la iluminación general se aumentara hasta igualar la luz normal del día.

En este capítulo se tratará primeramente de la definición de la expresión "visibilidad meteorológica", después se estudiarán los problemas que plantea la observación de la visibilidad y, finalmente, se examinarán los métodos que se aplican para observar este elemento.

#### 11.1 Definición de la visibilidad meteorológica

La visibilidad meteorológica se define como la mayor distancia a la que un objeto negro de dimensiones apropiadas puede verse e identificarse contra el cielo en el horizonte. En el caso de observaciones nocturnas, es la mayor distancia a que este objeto podría ser visto e identificado si la iluminación general aumentara hasta igualar la luz normal del día.

Cabe insistir en que es indispensable reconocer el objeto y que no es suficiente simplemente verlo sin poder identificarlo.

Las visibilidades cortas se expresan en metros (o décimas de kilómetro). Las visibilidades mayores en kilómetros.

La expresión "visibilidad meteorológica" se aplica sea a la visibilidad en una dirección dada, que a la visibilidad predominante en todas las direcciones.

La visibilidad debe ser observada sin recurrir a binoculares, telescopios o teodolitos.

#### 11.2 Problemas relacionados con la determinación de la visibilidad

Suponiendo que el observador tenga una vista normal, la visibilidad depende de cierto número de factores, entre los cuales podemos citar:

- a) la presencia de partículas sólidas o líquidas en la atmósfera;
- b) la dirección de la luz;
- c) el contraste entre el objeto y el fondo contra el cual se ve.

Durante las observaciones regulares es necesario intentar eliminar los factores mencionados en b) y c). Por eso los objetos utilizados como puntos de referencia deben escogerse de forma tal que puedan verse contra el cielo.

Cuando el Sol está resplandeciendo, su desplazamiento modifica la dirección de la luz. La situación más favorable es cuando el Sol deslumbra al observador. Es, por lo tanto, aconsejable que éste pueda observar los objetos que se encuentran a un ángulo de  $90^{\circ}$  o más de la dirección del Sol. En particular, es necesario que se evite observar los puntos de referencia contra el Sol sale, o cuando se pone.

Si es posible, el observador debe colocarse en una posición que le permita ver todo el horizonte. En caso contrario es necesario que se desplace hasta que logre ver el horizonte en todas las direcciones.

Lo que interesa es la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra. Por lo tanto, las observaciones deben ser hechas sobre la superficie al nivel más bajo posible desde, el cual pueden efectuarse las observaciones más satisfactorias.

#### 11.3 Plano de los puntos de referencia de la visibilidad

Para determinar la visibilidad es necesario observar puntos de referencia apropiados constituidos por objetos o luces que se encuentren a una distancia conocida del punto de observación; esto implica que cada estación debe disponer de un plano con los puntos de referencia que se utilizan en las observaciones.

Este plano debe incluir las distancias y las orientaciones de los puntos de referencia con relación al punto de observación. Un cierto número de estos puntos de referencia deben ser luminosos para que puedan efectuarse observaciones tanto de día como de noche.

Los puntos de referencia elegidos deben encontrarse a distancias tan diferentes como sea posible y, de esta forma, el observador podrá determinar más fácilmente la cifra de la clave más conveniente para informar la visibilidad.

Las distancias que separan los puntos de referencia del punto de observación debe determinarse cuidadosamente. Se mide directamente esta distancia cuando los puntos de referencia están cercanos, pero si están alejados es preciso utilizar un mapa de gran escala.

#### 11.4 Elección de los puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones diurnas

Suponiendo que reúnan las condiciones que se especifican a continuación, los puntos de referencia para las observaciones de día deben elegirse a distancias diferentes y tan numerosas como sea posible. La selección deberá limitarse a objetos negros o muy oscuros que se destaquen bien sobre el horizonte.

Los objetos de tonos claros situados cerca de un fondo terrestre deben ser eliminados en cuanto sea posible. Esta precaución es muy importante cuando el Sol ilumina directamente al objeto. Por ejemplo, una casa blanca no será un buen punto de referencia, mientras que un grupo de árboles oscuros permitirá buenas observaciones, excepto si están fuertemente iluminados por el Sol.

Es necesario que la dimensión del objeto de referencia no sea menor que un mínimo determinado. En efecto, un objeto de referencia que subtende un ángulo inferior a  $0.5^{\circ}$  con relación al observador, resulta invisible a una distancia menor que un objeto más grande en las mismas condiciones. Las diferentes dimensiones apropiadas de los objetos de referencia de la visibilidad ya se han indicado en el párrafo 13.2 de la Parte I titulada Meteorología General.

11.5 Elección de puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones nocturnas

Los objetos más adecuados para determinar la visibilidad nocturna son:

- a) las luces concentradas de mediana intensidad situadas a distancias conocidas;
- b) la silueta de las colinas o de las montañas destacadas contra el cielo;
- c) el brillo de las estrellas cercanas al horizonte.

Para determinar la distancia a la cual es posible ver una luz en la noche hay que tener en cuenta varios factores tales como:

- a) el brillo de la luz;
- b) la agudeza visual del observador;
- c) la presencia o la ausencia de otras luces en la dirección observada;
- d) la transparencia de la atmósfera.

Una misma medida de visibilidad efectuada ya sea de noche o de día debe corresponder a un mismo nivel de transparencia de la atmósfera.

Es necesario tomar ciertas precauciones cuando se eligen las luces situadas en un aeródromo. A causa de su intensidad demasiado fuerte, las balizas de aterrizaje no pueden utilizarse como puntos de referencia; sin embargo, el grado de brillantez permite saber aproximadamente si la visibilidad es mayor o menor que la distancia a la baliza. Por el contrario, las "luces de pista" (rojas o verdes) constituyen puntos de referencia satisfactorios.

La apreciación de las distancias de las luces empleadas como referencia debe efectuarse con precaución después de una tempestad porque su intensidad puede quedar aminorada por la nieve o la precipitación engelante.

Para que la acomodación de la vista del observador sea lo más perfecta posible, la visibilidad debe ser la última de las observaciones exteriores.

En el caso de no emplear instrumento alguno para la visibilidad, la intensidad de los focos luminosos empleados para las observaciones nocturnas debe medirse de vez en cuando.

#### 11.6 Relación entre la visibilidad diurna y la nocturna

El paso de la luz del día a la oscuridad o viceversa, no afecta por sí mismo la visibilidad. Si ésta varía, es que las condiciones atmosféricas no son las mismas; por ejemplo: cambio en una masa de aire, aumento de la turbulencia, variación de la temperatura, etc.

Para las necesidades prácticas, la relación entre el brillo de una luz distante vista durante la noche y la visibilidad con luz del día puede expresarse como:

- a) la intensidad de una luz visible a una distancia determinada;
- b) la máxima distancia a que es visible una luz de intensidad determinada.

En la publicación de la OMM titulada Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológica, figuran tablas para convertir las observaciones de visibilidad nocturna en escala de visibilidad diurna. Se observará que el contraste entre el objeto de referencia y el fondo (por ejemplo: crepúsculo, claro de luna, oscuridad, etc.) es un factor importante.

Las observaciones de la visibilidad hechas durante la noche pueden dar valores erróneos si se basan únicamente en la distancia a la que son visibles las luces ordinarias, sin tener en cuenta la intensidad de la luz. Con niebla moderada, una luz de 100 candelas será visible de noche a una distancia tres veces mayor que la de un objeto de referencia durante el día con niebla de la misma intensidad.

#### 11.7 Estimación de la visibilidad

En algunos lugares y debido a un horizonte muy limitado o a la falta de objetos de referencia adecuados, sólo es posible hacer observaciones a distancias relativamente cortas. Cuando las visibilidades son mayores que las distancias para las cuales se dispone de puntos de referencia, éstas deben ser:

- a) medidas con la ayuda de instrumentos;
- b) estimadas por medio de la apreciación de la transparencia de la atmósfera.

Las estimaciones pueden hacerse observando la nitidez con que se destacan los objetos de referencia más alejados. Por ejemplo:

- a) Los perfiles bien destacados y el relieve de un objeto con poco o ningún desvanecimiento de su color

Estos indican que la visibilidad es mucho mayor que la distancia al objeto de referencia;

- b) Un objeto desdibujado o borroso

Esto indica la existencia de neblina o de otros fenómenos que reducen la visibilidad a una distancia menor que a la del objeto.

Estas consideraciones se aplican también cuando haya que interpolar entre dos objetos de referencia situados a distancias diferentes.

11.8 Instrumentos para medir la visibilidad

Si se dispone de una serie de puntos de referencia apropiados para hacer observaciones directas, no se obtiene ventaja alguna con el empleo de un instrumento en observaciones diurnas. Por el contrario, resulta útil en las observaciones nocturnas o cuando no se dispone de puntos de referencia, como sucede a bordo de los navíos.

11.9 Caso en que la visibilidad horizontal varía según la dirección en la que se observa

La expresión "visibilidad meteorológica" se aplica tanto a la visibilidad en una dirección dada como a la visibilidad predominante en todas las direcciones.

Para cifrar la visibilidad en los mensajes de observación de superficie de las estaciones terrestres y de los buques se utiliza la tabla 4377 del Manual de Claves (OMM - N° 306). Las letras simbólicas VV se utilizan para indicar la visibilidad horizontal en superficie. Actualmente, si la visibilidad horizontal varía en diferentes direcciones, se informa la distancia más corta.

11.10 Visibilidad oblicua

Para los mensajes sinópticos se emplea la visibilidad horizontal a nivel del suelo. Sin embargo, por necesidades particulares, es preciso disponer de otras informaciones sobre la visibilidad.

La visibilidad oblicua, también conocida como visibilidad inclinada, es la distancia máxima a la cual un observador puede ver e identificar un objeto, sin utilizar instrumentos ópticos, a lo largo de una visual inclinada.

La visibilidad oblicua, observada en dirección descendente, es un elemento importante en las operaciones de las aeronaves; generalmente, difiere de la visibilidad horizontal en superficie por las siguientes razones:

- a) la transparencia de la atmósfera varía con la altura;
- b) los objetos son vistos sobre la Tierra como fondo.

11.11 Visibilidad vertical

Algunas veces también sucede que se pide información sobre la visibilidad vertical. Esta información es útil cuando el cielo está oculto por niebla, humo, polvo, ventisca de nieve, etc. En general, la visibilidad vertical es diferente de la horizontal y de la oblicua observadas desde el suelo.

La visibilidad vertical es la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar de día un objeto cuando mira verticalmente hacia arriba con el cielo de fondo. En general, el objeto debe ser de color oscuro y de dimensión angular moderada.

Se puede considerar la visibilidad vertical como la altura sobre el suelo a la cual un globo piloto deja de ser visible de día cuando se eleva verticalmente.

Entre las partículas líquidas y sólidas que reducen la transparencia del aire se encuentran las diversas partículas que se forman debido al enfriamiento del vapor de agua del aire. La presencia del vapor de agua en la atmósfera es el resultado de los procesos de evaporación y transpiración. La rapidez a la cual el agua de la superficie de la Tierra se evapora en la atmósfera es una información importante para todos los que tratan con problemas de agricultura o hidrología. En el próximo capítulo se estudiará el modo de medir la evaporación.

#### CUESTIONARIO

1. Defínase la visibilidad meteorológica. ¿Puede aplicarse esta definición a las observaciones nocturnas? ¿Por qué?
2. ¿Cuáles son los problemas planteados por la medida de la visibilidad diurna?
3. Explíquese la utilidad de disponer de un plano de puntos de referencia que se utilizan para las observaciones de noche.
4. Escríbanse notas breves sobre:
  - a) visibilidad oblicua;
  - b) visibilidad vertical;
  - c) relación entre la visibilidad diurna y la nocturna.

## CAPITULO XII

### MEDIDA DE LA EVAPORACION

La transferencia del agua desde la superficie terrestre a la atmósfera se efectúa por tres procesos diferentes:

- a) por evaporación del agua líquida;
- b) por sublimación del hielo;
- c) por transpiración de las plantas.

La evaporación se produce a partir de superficies de agua o de superficies sólidas húmedas, como ocurre con el suelo. La sublimación es la transformación directa en vapor de agua del hielo o de la nieve.

El agua que extraen del suelo las raíces de los vegetales sube hasta las hojas donde se transforma, en su mayor parte, en vapor de agua escapándose a la atmósfera por los estomas. Esta emisión de vapor de agua por las hojas de las plantas se conoce con el nombre de transpiración.

Algunas veces se utiliza el término "evaporación" para describir los diferentes procesos físicos por los que el agua líquida se transforma en vapor de agua. Por lo tanto, este término abarca tanto la transpiración de las plantas como la evaporación del agua de las superficies líquidas y del suelo. Sin embargo, en este caso, es más correcto utilizar el término evapotranspiración.

Es indispensable medir la rapidez de evaporación y de transpiración si se quiere determinar la cantidad de agua disponible para que el hombre lo utilice en sus lugares de residencia y para la vida animal y vegetal en el campo.

Actualmente, se intenta reconstruir o reproducir las condiciones naturales midiendo las pérdidas de agua de diferentes tipos de superficies. En ciertos casos, se coloca una muestra del suelo con su cubierta vegetal, similar al de la zona que se quiere estudiar, en depósitos o tanques, en los que se vierte una cierta cantidad de agua que se puede medir. Esto permite tener una idea de la cantidad de agua necesaria para el crecimiento de los vegetales de la zona considerada. En otros casos, se mide la cantidad de agua que se evapora del suelo y de las superficies líquidas y porosas.

En este capítulo se tratará principalmente de la medida de la rapidez de evaporación. En primer lugar se examinarán los problemas que se presentan y después los métodos que se aplican para resolverlos.

#### 12.1 Factores que influyen en la evaporación

La evaporación es mucho más difícil de medir que las precipitaciones. No ha sido aún posible obtener valores dignos de confianza de la cantidad de agua que se evapora en zonas relativamente extensas de la superficie terrestre.

Los diversos factores que influyen en la evaporación que se producen en una superficie o un cuerpo cualquiera, son los siguientes:

- a) radiación total, solar y terrestre;
- b) temperatura del aire y de la superficie evaporante;
- c) intensidad del viento al nivel de esta superficie;
- d) humedad relativa del aire en la superficie;
- e) presión atmosférica;
- f) naturaleza de la superficie;
- g) cantidad de humedad o agua contenida en la superficie evaporante.

Además de los valores en la superficie de la temperatura, la intensidad del viento y la humedad, también es importante la variación de estos elementos en las capas bajas. Por ello, la rapidez de evaporación puede variar ampliamente sobre áreas relativamente pequeñas.

La evaporación que se produce en las superficies libres de agua depende también del medio ambiente y de la forma de estas superficies. Las impurezas y los vegetales que se encuentran en el agua son también factores no despreciables.

La evaporación del suelo no depende solamente de las condiciones meteorológicas; también depende de factores tales como el contenido en agua, las propiedades físicas y la composición química del suelo y, asimismo, de la profundidad de la capa freática.

Por otra parte, la evapotranspiración no depende solamente de los factores meteorológicos y de las propiedades del suelo, sino también de las características de las plantas, tales como el número de poros de las hojas por los cuales se escapan el vapor de agua y los otros gases, la profundidad y la naturaleza de las raíces de los vegetales.

#### 12.2 Unidades de medida

La rapidez de evaporación de una superficie puede expresarse como el volumen de agua líquida que se evapora por unidad de superficie en la unidad de tiempo, o dicho de otro modo, es la altura de agua líquida que vuelve desde la superficie total a la atmósfera en la unidad de tiempo. Generalmente es esta última la manera de expresar la evaporación. La unidad de tiempo puede ser el día o la hora, y la unidad de altura el milímetro o la pulgada. Comúnmente la unidad empleada es el milímetro por día.

#### 12.3 Tipos de medidas

La OMM recomienda que las estaciones de meteorología agrícola efectúen, siempre que sea posible, registros continuos de evaporación. Las medidas deben ser hechas de tal manera que sean representativas de la evaporación de la superficie del suelo y de la transpiración de las plantas.

La medida de la evaporación de la superficie del suelo y de la superficie del agua tiene mucha importancia para los ingenieros hidrólogos. Desgraciadamente, es difícil obtener medidas que sean representativas de las condiciones naturales. Más adelante, cuando se examinen los instrumentos que

se utilizan para medir la evaporación, se considerarán algunos de estos problemas.

Se llama "evaporímetro" o "atmómetro" al dispositivo que permite medir la pérdida de agua de una superficie saturada. Estos aparatos no miden directamente la evaporación de superficies naturales de agua, ni la evapotranspiración real (es decir, la cantidad total de agua devuelta a la atmósfera por evaporación del suelo y transpiración de las plantas), ni la evapotranspiración potencial (es decir, el límite máximo de evapotranspiración cuando hay abundancia de agua).

Por lo tanto, los valores obtenidos por estos instrumentos deben ser ajustados si se quiere obtener indicaciones correctas de la evaporación del agua de un lago. También se deben ajustar antes de usarlos para medir la evapotranspiración real y la potencial de las superficies naturales.

#### 12.4 Métodos de medida

Existen principalmente tres métodos directos para medir la evaporación:

- a) medir la variación de peso de una muestra del terreno;
- b) observar la pérdida de agua de una superficie porosa humedecida;
- c) observar el descenso de nivel de una superficie de agua expuesta al aire libre en un depósito o tanque de grandes dimensiones.

Las medidas obtenidas al aplicar estos diferentes métodos no son comparables. Para poder comparar las medidas de evaporación efectuadas en lugares diferentes es indispensable utilizar instrumentos idénticos instalados en condiciones similares. Incluso en este caso, los resultados obtenidos no tienen más que un valor puramente relativo, excepto, probablemente, cuando se aplica el método a).

#### 12.5 Evaporación de la superficie del suelo

El método a) es el único que puede proporcionar información verdaderamente representativa del proceso natural de evaporación de la superficie del suelo. Sin embargo, es necesario tomar un cierto número de precauciones indispensables cuando se efectúan las medidas.

Se separa una muestra cilíndrica del terreno circundante y se coloca, evitando la mínima alteración de su forma inicial, en un recipiente que encaje exactamente en el agujero del cual fue extraída la muestra. La conductibilidad térmica del recipiente debe ser baja y el tamaño de la muestra debe ser tal que permita pesarla fácilmente.

Este método no es muy práctico para las observaciones de rutina, pues hace falta transportar la muestra al interior de la estación cada vez que debe pesarse, y esto supone una manipulación de mucho cuidado.

Algunas veces se ha simplificado este método tomando una muestra superficial del terreno y colocándola en el platillo de una balanza de lectura directa dispuesta en un abrigo meteorológico. De este modo, se impide la penetración en su interior de los rayos solares y de la lluvia, pero sin obstaculizar la ventilación natural. Sin embargo, no da resultados

verdaderamente representativos de la evaporación que se tendría con la misma muestra expuesta a condiciones naturales.

#### 12.6 Evaporación de una superficie porosa humedecida

Para medir la pérdida de agua de una superficie porosa humedecida, se utiliza un atmómetro. Algunas veces se ha sugerido que este tipo de instrumento da medidas relativas de la evaporación de una cubierta vegetal. El evaporímetro de Piche pertenece a esta categoría de instrumentos.

Este atmómetro está formado por un tubo de vidrio graduado, abierto en uno de sus extremos en el cual se coloca un disco poroso (por ejemplo, un disco de papel filtro) después de haberlo llenado de agua destilada. A continuación, el tubo se invierte.

El disco poroso permanece mojado siempre que haya agua en el tubo. La evaporación se mide leyendo la altura de agua desaparecida del tubo graduado.

El evaporímetro de Piche se coloca generalmente dentro del abrigo meteorológico. Por lo tanto, sólo reacciona a la humedad relativa y a las variaciones de la intensidad del viento que atraviesan el abrigo meteorológico. Pero no responde a las variaciones de la radiación solar recibida por la superficie terrestre que la rodea.

En las regiones secas, el disco poroso puede secarse por los bordes y en este caso la evaporación no se produce siempre sobre una superficie uniforme. Otro inconveniente es que el contenido del tubo es apenas suficiente para la evaporación de un día. Con tiempo cálido y muy seco, puede ocurrir que toda el agua contenida en el tubo se evapore en menos de un día.

Es difícil normalizar las dimensiones y el rendimiento de una superficie evaporante. Esto proviene de la forma del disco y de la forma en que está colocado sobre la abertura del tubo de vidrio.

Aunque el instrumento es manejable y sencillo, sin embargo, no permite obtener indicaciones que guarden estrecha relación con la evaporación de las superficies naturales. Esto se debe principalmente a la forma de exposición del evaporímetro Piche. Los depósitos de polvo y de arena sobre la superficie evaporante también pueden falsear seriamente las lecturas.

#### 12.7 Evaporación a partir de superficies libres de agua, en depósitos o tanques

El método basado en la utilización de tanques o depósitos se halla muy extendido. Pero también presenta la desventaja de que sus medidas tienen escasa relación con la evaporación real de la superficie representativa de las condiciones naturales sobre el terreno.

Sin embargo, utilizando tanques del mismo tipo e instalados de la misma forma en localidades diferentes, es posible obtener resultados interesantes. Las medidas realizadas en estas condiciones se han podido utilizar para establecer comparaciones entre estaciones. Por lo tanto, estas medidas proporcionan cantidades relativas de la evaporación en diferentes condiciones climáticas.

En la actualidad existe un gran número de tipos diferentes de tanques y de depósitos de evaporación. Algunos son de sección cuadrada o circular. Su instalación puede hacerse de tres formas diferentes:

- a) sobre el suelo: el tanque entero y la superficie evaporante están ligeramente por encima del suelo;
- b) enterrados en el suelo: la mayor parte del depósito se encuentra por debajo del nivel del suelo pero la superficie evaporante queda al mismo nivel o casi al mismo nivel del suelo llano;
- c) sobre el agua: en este caso, el tanque está montado sobre una plataforma anclada en un lago o en alguna otra superficie de agua.

En todos los casos, el depósito debe estar hecho de material inoxidable y construido de tal modo que sea mínimo el peligro de fugas.

Los tanques instalados sobre el suelo son económicos, fáciles de instalar y de mantener. En general, las salpicaduras que se producen a su alrededor no penetran en el tanque; por este motivo el agua que contiene permanece más tiempo limpia que la de los tanques enterrados. Asimismo, es más fácil de descubrir y de reparar toda fuga de agua.

Sin embargo, en estos tanques el agua se evapora más rápidamente que en los enterrados, debido al efecto de la radiación sobre las superficies laterales. Naturalmente, es posible rodear los tanques con un material aislante y eliminar así una gran parte de dicho efecto, aunque semejante solución aumenta bastante el coste.

En el caso de los tanques enterrados, la influencia de la radiación sobre las partes laterales y el intercambio térmico entre el tanque y la atmósfera están en gran parte eliminados. Por el contrario, el agua se ensucia más rápidamente y es más difícil de limpiar el tanque y descubrir y reparar las fugas eventuales. La altura de la vegetación alrededor del tanque es también un factor importante.

Además, los intercambios de calor que se producen entre el tanque enterrado y el suelo no son despreciables. La importancia de estos intercambios depende de un gran número de factores y principalmente del tipo de suelo, de su contenido en agua y de la cubierta vegetal.

Para estudiar la evaporación en la superficie de un lago, es preferible un tanque flotante que, en general, da mejores resultados que un tanque, enterrado o no, colocado en la orilla del lago. Sin embargo, el calor no se acumula de la misma manera en el lago que en el tanque.

Un tanque flotante sobre un lago sufre la influencia de las características particulares de este lago. Por lo tanto, no será necesariamente un buen indicador climático. El empleo del tanque flotante presenta ciertos problemas, principalmente:

- a) las observaciones son difíciles de efectuar;
- b) las salpicaduras que penetran en el tanque falsean frecuentemente las lecturas;
- c) el coste de instalación y mantenimiento es elevado.

## 12.8 Tanque de evaporación clase "A"

Desde hace varios años se estudia la posibilidad de adoptar un tipo particular de tanque como instrumento de referencia internacional, pero aún no se ha tomado ninguna decisión definitiva al respecto. Sin embargo, el tanque americano de clase "A" ha sido adoptado por la OMM como patrón de comparación para el Año Geográfico Internacional. El funcionamiento de este tanque ha sido estudiado de una manera profunda en condiciones climáticas muy diversas y también en latitudes y elevaciones muy diferentes.

Las observaciones consisten en medir la evaporación del agua de la superficie del tanque. Con este tanque de evaporación clase "A", se regula el nivel del agua del mismo con respecto a una referencia fija. Este resultado se alcanza midiendo la cantidad de agua que debe añadirse o retirarse.

La rapidez de evaporación depende de un cierto número de factores, principalmente de la temperatura de la superficie evaporante y del recorrido del viento sobre la superficie del agua. Ciertas estaciones disponen de instrumentos para medir estos factores.

El tanque propiamente dicho está constituido por un cilindro de chapa de hierro galvanizada, de cobre o de metal monel. Su diámetro interior es de 120.7 cm y su altura 25.4 cm. Generalmente se coloca sobre una plataforma de listones de madera. Normalmente el tanque no se pinta y debe llenarse de agua hasta 5 cm debajo del borde.

El suelo debe estar cuidadosamente terraplenado y nivelado para que el soporte esté perfectamente horizontal y ligeramente elevado con el fin de que el agua de lluvia pueda escurrir fácilmente. El límite superior del terraplén debe estar situado entre 3 y 5 cm por debajo del plano superior del soporte. De esta forma, el aire puede circular bajo el tanque y la base de éste puede ser inspeccionada sin dificultad.

Hay dos métodos para medir el nivel del agua en el tanque:

- a) por medio de un medidor de gancho
- b) por medio de un medidor de punta fija.

El medidor de gancho está constituido por una escala móvil con un gancho en su extremo y por un nonio. La posición correcta del medidor con relación a la superficie del agua está indicada por la punta del gancho que debe regularse de forma que toque exactamente esta superficie. En el interior del tanque se encuentra un pequeño cilindro agujereado de aproximadamente 10 cm de diámetro y 30 cm de altura. Este cilindro tiene por finalidad asegurar la quietud del nivel del agua en la superficie cuando está agitada. También sirve para colocar el medidor durante las observaciones. Cuando el nivel del agua ha bajado más de 2.5 cm, el tanque debe llenarse hasta la altura máxima fijada.

Es preferible utilizar el medidor de punta fija en vez del medidor de gancho, pues es más barato y permite mantener constante el nivel del agua. El medidor de punta fija está constituido por un alambre de latón con punta fijado verticalmente en el centro del pozo de medida formado por un cilindro de cobre. El extremo de alambre se encuentra entre 6 y 7 cm por debajo del borde del tanque. La base del cilindro lleva tres pequeños orificios que permiten que el agua circule en el pozo de medida.

La observación consiste en poner el nivel del agua del tanque a la altura de la punta fija de referencia, añadiendo o retirando la cantidad de agua necesaria con ayuda de un recipiente graduado.

#### 12.9 Modo de efectuar las observaciones en un tanque de evaporación

Ciertas estaciones utilizan un anemómetro de cazoletas para determinar el recorrido del viento entre dos lecturas consecutivas. Este anemómetro totaliza el recorrido del viento durante el período considerado. Está colocado a 1 ó 2 m sobre el tanque, en un soporte sujeto a uno de los ángulos de la plataforma de madera. En cada observación, es necesario leer el anemómetro y anotar la medida en el cuaderno de observaciones.

Para conocer las temperaturas máxima y mínima del agua del tanque, entre dos observaciones sucesivas, se utiliza un termómetro combinado de máximas y mínimas. Para que estas lecturas resulten más precisas deben anotarse antes de añadir o retirar el agua. El térmometro debe ponerse en estación después de cada lectura.

Los métodos aplicados para medir la cantidad de agua evaporada varían según el tipo de medidor utilizado. A continuación se considerará el caso en que las medidas se efectúen por medio de un medidor de punta fija.

En primer lugar, es necesario observar el nivel del agua del tanque respecto al extremo de la punta del medidor en el pozo de medida. Aunque haya habido evaporación, la superficie del agua del tanque no se encuentra necesariamente por debajo de la punta del medidor. Si, entre dos observaciones sucesivas, ha caído una cantidad importante de precipitación es posible que el nivel del agua esté efectado.

Entonces pueden darse dos posibilidades:

- a) El nivel de la superficie del agua está más bajo que la punta del extremo del medidor

En este caso es necesario:

- i) llenar de agua una probeta graduada hasta el trazo marcado "0";
- ii) verter el agua en el tanque hasta que el nivel del agua del mismo esté exactamente a la altura de la punta del medidor. (Esta operación debe hacerse muy lentamente cuando el agua está próxima a la punta de referencia. Es necesario evitar verter demasiada agua y tener en cuenta que el nivel del agua en el pozo de medida se establece con un ligero retraso);
- iii) determinar, con la ayuda de la probeta graduada, la cantidad de agua (A) vertida en el tanque;
- iv) determinar en el pluviómetro la altura de agua recogida y transformarla en cantidad de precipitación (R) caída en el tanque desde la observación precedente;
- v) determinar la cantidad de agua evaporada (E) por medio de la ecuación:  $E = R + A$ ;

- vi) leer la temperatura real y la humedad relativa del aire y anotarlas escrupulosamente junto con los otros valores precedentes determinados;
  - vii) si en el momento de la observación la superficie del agua del tanque está helada, es necesario primero romper el hielo, teniendo cuidado de no modificar las temperaturas del termómetro ni el nivel del agua. Después, pueden efectuarse las medidas por el procedimiento normal;
- b) El nivel de la superficie del agua está más alto que la punta del extremo del medidor
- En este caso es necesario:
- i) vaciar el exceso de agua hasta que el nivel de la superficie de la misma, que se encuentra en el pozo de medida, coincida con la punta del medidor;
  - ii) medir la cantidad de agua (T) retirada por medio de la probeta graduada;
  - iii) leer la altura del agua (R) recogida en el pluviómetro desde la observación precedente;
  - iv) determinar la cantidad de agua evaporada (E) por medio de la ecuación:  $E = R - T$ .

#### 12.10 Tanques registradores

Existen varios tipos de tanques que permiten el registro automático de la evaporación. El nivel del agua contenida en estos tanques se mantiene constante gracias a un dispositivo automático que permite que el agua de un depósito anejo se vierta en el tanque en caso de evaporación o, al contrario, al tanque evacuar en caso de precipitación. La cantidad de agua añadida o evacuada de esta forma es debidamente registrada.

En otros instrumentos, se registra permanentemente el nivel del agua por medio de un flotador colocado en el pozo de medida y accionado por un registrador.

La transferencia a la atmósfera del vapor de agua, que resulta de la evaporación del agua en la superficie del suelo y las capas líquidas, y de la transpiración de las plantas, constituye una fase importante del ciclo del agua. La principal fuente de energía de estos procesos físicos es la radiación solar. En el próximo capítulo se estudiará la medida del tiempo de insolación, que es un parámetro importante para el estudio de la energía total transmitida a la Tierra por el Sol.

CUESTIONARIO

1. La transferencia del agua desde la superficie de la Tierra a la atmósfera se efectúa de diferentes maneras. ¿Cuáles son?  
¿Por qué es necesario medir estas transferencias?
  2. ¿Cuáles son los diferentes factores que influyen en la evaporación?
  3. Escribanse notas breves sobre:
    - a) las unidades utilizadas para medir la evaporación;
    - b) los diferentes tipos de medida de la evaporación;
  4. Describábase el evaporímetro de Piche. ¿Cuáles son los problemas particulares que se presentan cuando se utiliza este instrumento?
  5. Redáctese una breve nota sobre la evaporación a partir de una superficie de agua libre en un tanque o un depósito, haciendo mención especial de la forma de instalarlos.
  6. Describábase el tanque de evaporación clase "A". Explíquese el uso de un medidor de punta fija para efectuar medidas de evaporación cuando el nivel del agua está por debajo de la punta del medidor.
-



## CAPITULO XIII

### MEDIDA DE LA DURACION DE LA INSOLACION

La radiación solar es la principal fuente de energía transmitida a la Tierra y tiene siempre una influencia, directa o indirecta, en el desarrollo de los fenómenos físicos que se producen en la atmósfera.

El estudio de la radiación global que alcanza la superficie de la Tierra supone un cierto número de medidas y, principalmente, la medida de la duración de la insolación. Estas medidas se efectúan por medio de un heliógrafo que permite determinar la duración total de la insolación cada hora o cada día. Las lecturas deben ser hechas con la aproximación de la décima de hora.

En este capítulo se estudiará particularmente el heliógrafo Campbell-Stokes. Este instrumento ha sido adoptado como patrón de referencia para todos los otros tipos de heliógrafos, por eso se le conoce también con el nombre de heliógrafo de referencia provisional (HRP).

#### 13.1 Principio del heliógrafo Campbell-Stokes

La duración de la insolación se determina concentrando los rayos solares sobre una banda constituida por una tira de papel o cartulina, que se quema en el punto de concentración del Sol. Si la focalización es hecha por medio de una lupa, será necesario desplazar ésta constantemente en función de las variaciones diurnas y estacionales de la posición del Sol. Para evitar este inconveniente se utiliza una esfera de vidrio.

La banda de registro se coloca de manera apropiada sobre un soporte curvo, el cual es concéntrico con respecto la esfera. Los rayos solares se focalizan sobre esta banda.

Si el Sol luce durante todo el día se forma sobre la banda una traza carbonizada continua. Si el Sol brilla de forma intermitente, la traza carbonizada es discontinua. En este caso, la duración de la insolación se determina sumando las longitudes de las partes carbonizadas.

#### 13.2 Descripción del heliógrafo Campbell-Stokes

El heliógrafo Campbell-Stokes está constituido por una esfera de vidrio de unos 10 cm de diámetro montada concéntricamente en el interior de un casquete esférico cuyo diámetro es tal que los rayos solares forman un foco muy intenso sobre la banda de cartulina encajada en las ranuras del casquete. Este lleva tres pares de ranuras paralelas en las cuales se pueden alojar diferentes clases de bandas, según la estación del año que corresponda.

El dispositivo de soporte de la esfera varía según la latitud. Para bajas latitudes, la esfera está fija a un soporte metálico semicircular. Este soporte también puede ser utilizado para latitudes medias; por esta razón, a este tipo de heliógrafo se le da el nombre de modelo universal y sus partes esenciales se muestran en la Figura 13.1.

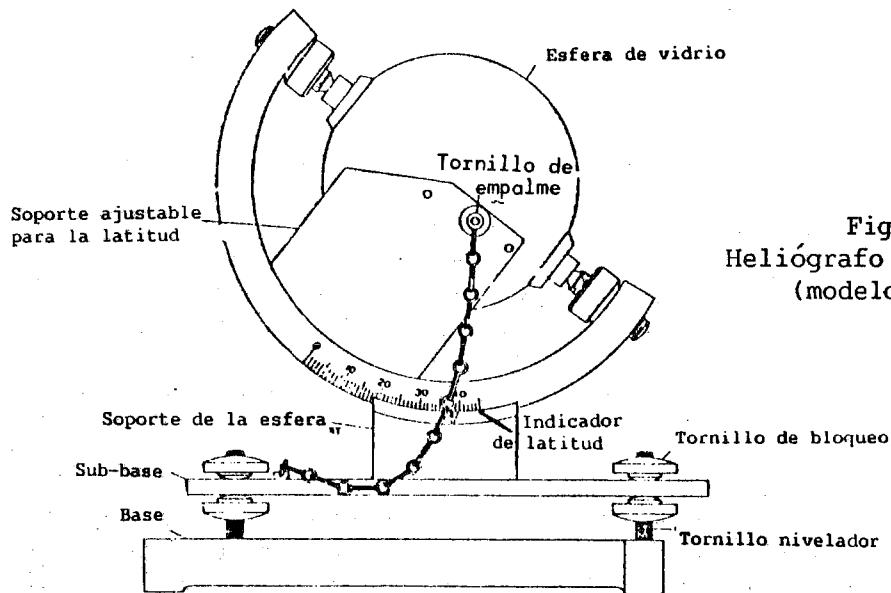


Figura 13.1  
Heliógrafo Campbell-Stokes  
(modelo universal)

### 13.3 Instalación del heliógrafo

El heliógrafo debe registrar permanentemente los períodos de insolación. Por lo tanto, para su instalación ideal deberá contar con un soporte sólido o firme, y un sitio despejado de todo obstáculo susceptible de interceptar los rayos solares en cualquier momento del día o del año.

### 13.4 Bandas registradoras

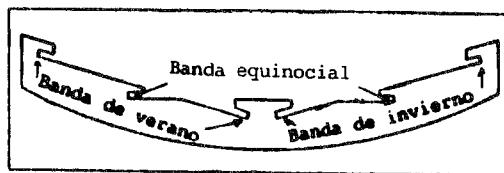
Las bandas registradoras del heliógrafo Campbell-Stokes son tiras de cartulina de buena calidad que no se dilatan prácticamente por efecto de la humedad. Estas bandas tienen un color azul medio que absorbe la radiación solar.

Existen tres modelos de bandas que se utilizan, respectivamente, según la época del año:

- a) las bandas para verano son largas y curvas, y se encajan en las ranuras que llevan la indicación "banda de verano", con el borde convexo hacia arriba;
- b) las bandas para invierno también son curvas, pero más cortas que las anteriores, se encajan en las ranuras que llevan la indicación "banda de invierno", con el borde cóncavo hacia arriba;
- c) las bandas para los equinoccios, son bandas rectas que se encajan en las ranuras centrales en las que se indica "banda equinoccial".

La figura 13.2 muestra las ranuras apropiadas donde se insertan las bandas.

Figura 13.2  
Corte del casquete del heliógrafo  
Campbell-Stokes



Recuérdese que los períodos de verano y de invierno varían con la latitud y según el hemisferio considerado. Cuando se coloca la banda equinoccial hay que asegurarse de que las cifras de las horas estén en su posición correcta pues, en caso contrario, podría suceder que la insolación de la mañana esté registrada en la parte de la banda prevista para el registro de la tarde o viceversa.

Antes de colocar una nueva banda es conveniente extraer el polvo que puedan contener las ranuras.

### 13.5 Ajustes necesarios

El ajuste para que la esfera y el casquete soporte de bandas sea concéntricos se efectúa en fábrica, antes de vender el instrumento. Por lo tanto, no se debe nunca modificar este ajuste.

Sin embargo, son necesarias ciertas intervenciones en la estación y se hacen en el momento de los equinoccios con el fin de asegurarse de que:

- a) el trazo de la quemadura coincide con la línea central de la banda equinoccial;
- b) la imagen del Sol, al mediodía verdadero, se forme justamente sobre el trazo de referencia correspondiente del soporte de la banda.

Si se cumplen estas condiciones, el registro será correcto durante todo el año.

Para que el instrumento esté correctamente ajustado es necesario que se encuentre:

- a) perfectamente horizontal en el sentido este-oeste;
- b) orientado hacia el sur si se encuentra en el hemisferio norte y hacia el norte si se encuentra en el hemisferio sur; cuando así ocurre, el plano vertical que pasa por el centro de la esfera y por la señal de mediodía marcada en el casquete debe estar en el plano del meridiano geográfico;
- c) inclinado de manera que el plano que pasa por el centro de la esfera y la línea central de la banda equinoccial forme con la vertical un ángulo igual a la latitud del lugar.

### 13.6 Forma de efectuar los ajustes

Los diferentes ajustes del heliógrafo Campbell-Stokes en la estación deben ser efectuados del siguiente modo:

a) Nivelación

- i) Aflojar los tornillos de fijación de la base regulable.
- ii) Desmontar la esfera de vidrio y colocar un nivel de burbuja sobre los bordes del casquete metálico, asegurándose de que éstos están bien orientados en la dirección este-oeste. (En general, se coloca una banda en su soporte y se comprueba que el nivel toca bien cada extremo de la misma).
- iii) Llevar la burbuja al punto medio del nivel accionando los tornillos inferiores este y oeste que soportan la base regulable.
- iv) Colocar el nivel sobre la base regulable en la dirección norte-sur y llevar la burbuja al punto medio actuando únicamente sobre el tornillo posterior.

b) Orientación

El ajuste de la orientación no puede realizarse en buenas condiciones más que cuando el Sol brilla y, preferentemente, al mediodía verdadero. Debe efectuarse de la manera siguiente:

- i) determinar el mediodía verdadero, es decir el instante en que el Sol pasa por el meridiano del lugar;
- ii) insertar en el instrumento la banda correspondiente a la estación y comprobar que la marca de referencia del mediodía verdadero está en su sitio;
- iii) aflojar los tornillos de fijación de la base regulable;
- iv) en el momento en que el Sol pasa por el meridiano del lugar, orientar el instrumento sobre esta base regulable de manera que la imagen del Sol en el mediodía verdadero se forme exactamente sobre la marca de referencia de esta hora (Es posible hacer girar la base regulable hasta 17°, aproximadamente, en relación con la base fija. Cada ajuste de orientación debe seguirse de una comprobación del nivel.).

c) Inclinación del eje de la esfera

- i) Comprobar que la base regulable está bien horizontal, en la dirección norte-sur.
- ii) Aflojar los tornillos que bloquean el soporte de la esfera de modo que ésta pueda deslizarse en su corredera siguiendo un arco que puede alcanzar los 15°, si fuera necesario.
- iii) Llevar la graduación del soporte de la esfera correspondiente a la latitud del lugar hasta el índice grabado sobre la corredera. (Vea la figura 13.1).

- iv) Apretar el tornillo de bloqueo del soporte de la esfera.  
(La línea central de la banda equinoccial debe entonces situarse en el plano ecuatorial celeste).

Cuando se ha terminado de hacer todos los ajustes, éstos deben verificarse y después apretarse todos los tornillos. Ya no será necesario ningún otro ajuste, salvo en caso de desplazamiento accidental del instrumento o de su soporte.

### 13.7 Errores de ajuste

Si todos los ajustes están bien hechos, los trazos de quemaduras producidas por el Sol a través de la esfera deben ser paralelas a la línea central de las bandas; un ajuste incorrecto puede dar lugar a pérdidas considerables en el registro de horas de insolación en ciertas épocas del año, por desplazamiento o interrupción del trazo sobre la banda.

Si los ajustes de nivelación y orientación no han sido efectuados correctamente el trazo estará desplazado. Podrá estar demasiado baja por la mañana y demasiado alta por la tarde, o viceversa. Un trazo que es simétrico con relación al punto mediodía, pero que no es paralelo a la línea media de la banda, acusa una falta de ajuste de la latitud.

### 13.8 Mantenimiento del heliógrafo

Después de que el instrumento haya sido instalado y que todos los ajustes hayan sido correctamente efectuados no es necesaria ninguna otra atención particular, salvo el cambio diario de las bandas. Sin embargo, es indispensable que la esfera esté siempre limpia; se la frotará con una gamuza, pero jamás se debe utilizar un tejido que pueda rayarla. Todo depósito de nieve o de cencellada acumulada sobre el instrumento debe retirarse lo antes posible.

### 13.9 Cambio de banda

Haya o no brillado el Sol, el cambio de banda debe efectuarse sistemáticamente cada día. La banda que no tiene ningún trazo de quemadura prueba que el cielo ha estado completamente cubierto.

En la medida de lo posible, el cambio de banda debe efectuarse después de la puesta del Sol. Primero se afloja el tornillo de fijación y luego se retira la banda de cartulina utilizada, haciéndola deslizar a través de las ranuras.

Si fuese necesario puede realizarse durante el día el cambio de banda. En este caso debe ser siempre efectuado a la misma hora. Si el Sol brilla en el momento de la operación, la esfera debe protegerse de los rayos solares a fin de evitar toda traza superflua que pueda falsear el registro.

Cuando ha llovido, algunas veces es difícil retirar la banda de su soporte sin romperla. En este caso es necesario cortarla apoyando la punta de un cuchillo a lo largo de una de las ranuras y teniendo cuidado de no destruir el registro. Se coloca una nueva banda haciéndola deslizar en el sistema de ranuras apropiado y asegurándose de la coincidencia de la línea 1.200 de la banda con la marca de referencia correspondiente al mediodía grabado en el soporte. Después se aprieta el tornillo que fija la banda.

En cada banda debe anotarse el nombre de la estación y la fecha de observación. También será necesario indicar la hora exacta a la que se colocó la banda y a la que se retiró.

### 13.10 Análisis de las bandas

Para calcular la duración total de la insolación diaria se utiliza una segunda banda (C) del mismo tipo que la que lleva el registro (R). Se colocan estas dos bandas borde con borde. Con la ayuda de un lápiz bien afilado se lleva sobre la banda (C) cada longitud de los diferentes trazos registradas en la banda (R). Estas longitudes se ponen una al lado de la otra, desplazando convenientemente la banda. La longitud total de la línea así obtenida corresponde a la duración total de la insolación y se mide con la aproximación de la décima de hora.

Algunas veces sucede que ciertos trazos son muy tenues, principalmente las que se registran a la salida o a la puesta del Sol, o también cuando los rayos solares están atenuados por calima. En este caso se presentan en forma de ligeras decoloraciones que deben ser medidas en toda su longitud discernible.

También se plantean ciertos problemas cuando el Sol ha brillado intermitentemente o cuando se interrumpe bruscamente la quemadura bien marcada. La imagen del Sol sobre la banda tiene un diámetro bien definido pero en realidad la traza de esta imagen sobre la banda es más ancha debido a la carbonización de la cartulina. El trazo de una quemadura provocada por los rayos solares durante algunos segundos puede traducirse en el diagrama por un trazo correspondiente a varios minutos.

Cuando se mide un trazo claramente quemada que se interrumpe bruscamente no hay que tener en cuenta sus extremos. Es necesario, en efecto, eliminar las partes carbonizadas que exceden del trazo de la imagen del Sol. Los métodos que hay que aplicar para calcular la longitud de los trazos en estos casos particulares se exponen en la publicación de la OMM titulada Guía de Instrumentos Meteorológicos y Métodos de Observación.

La medida de la duración de la insolación es indispensable para determinar la radiación total en la superficie de la Tierra. En el próximo capítulo se estudiará el estado de la superficie del suelo en las regiones continentales.

### CUESTIONARIO

1. ¿Cuál es el principio de funcionamiento del heliógrafo Campbell-Stokes? Describase este instrumento.
2. Describanse las bandas de registro utilizadas en el heliógrafo Campbell-Stokes. ¿Para qué se emplean cada uno de los tres modelos disponibles?
3. ¿Cuáles son los tres tipos de ajuste que se pueden efectuar en la estación en un heliógrafo Campbell-Stokes?
4. ¿Cómo se efectúa el cambio de banda en el heliógrafo Campbell-Stokes?
5. Explíquese brevemente cómo se calcula la duración de la insolación a partir de los trazos registradas en una banda.

## CAPITULO XIV

### ESTADO DEL TERRENO

En ciertas regiones, las observaciones del estado del suelo son informadas en los mensajes sinópticos de las estaciones terrestres. Estas observaciones se cifran de acuerdo con una escala sencilla, la cual le permite al observador escoger una, de un número relativamente pequeño, de las descripciones del estado del suelo.

Algunas de estas descripciones se aplican a una superficie del terreno sin vegetación reservado para estas observaciones en el parque de instrumentos de la estación. Otras, en cambio, se refieren al estado del suelo en un área mucho más grande, representativa del terreno que rodea la estación.

El objeto de este capítulo es indicar el modo en que deben cifrarse las observaciones del estado del suelo.

#### 14.1 La superficie del suelo sin vegetación

Para facilitar la observación del estado del suelo es conveniente reservar para este fin una pequeña extensión del suelo sin vegetación que se encuentra aproximadamente al nivel medio del terreno que rodea la estación. La superficie de esta parcela debe ser de 2 m<sup>2</sup>, aproximadamente, y el suelo debe ser representativo del terreno circundante, por lo menos en una profundidad de 15 cm.

#### 14.2 El área representativa del terreno que rodea la estación

El área debe ser escogida de forma que comprenda las partes despejadas y relativamente planas que puedan ser vistas sin dificultad desde la estación. La elevación máxima del área no debe ser superior a los 30 m con respecto la estación.

Las áreas que presentan características particulares deben ser excluidas. Por ejemplo, la humedad del suelo y el espesor de la capa de nieve en zonas cubiertas de árboles, en pendientes fuertes, en el fondo de un valle o de una zanja, o incluso en el fondo de una depresión aislada, no pueden ser considerados como representativos del estado del terreno en los alrededores de la estación.

#### 14.3 Escala para el cifrado de las observaciones del estado del terreno

Las claves 0901 y 0975 establecidas por la OMM y utilizadas para cifrar el estado del suelo son:

- a) Clave 0901 - Estado del suelo exento de nieve o de una capa de hielo que pueda medirse

<u>Cifra de la clave</u>	<u>Estado del terreno</u>
--------------------------	---------------------------

0	Superficie del suelo seca (sin grietas y sin polvo o arena suelta en cantidad apreciable)
---	---

1	Superficie del suelo húmeda
---	-----------------------------

- 2 Superficie del suelo mojada (agua estancada en charcos grandes o pequeños sobre la superficie)
- 3 Suelo inundado
- 4 Superficie del suelo congelada
- 5 Cencellada transparente (hielo liso) sobre el suelo
- 6 Polvo seco o arena sueltos que no cubren el suelo completamente
- 7 Fina capa de polvo seco o arena suelta que cubren el suelo completamente
- 8 Capa moderada o gruesa de polvo seco o arena suelta que cubren el suelo completamente
- 9 Suelo extremadamente seco con grietas

Notas:

- 1) Las definiciones de esta clave para las cifras 0 a 2 y 4 se aplican a una superficie representativa de suelo sin vegetación y las cifras 3 y 5 a 9 a una zona despejada representativa.
- 2) En todos los casos se deberá elegir la cifra mayor que pueda aplicarse al cifrar el informe.
  - b) Clave 0975 - Estado del suelo con nieve o con una capa de hielo que pueda medirse

<u>Cifra de la clave</u>	<u>Estado del terreno</u>
0	Suelo cubierto, predominantemente, por hielo
1	Nieve compacta o húmeda (con o sin hielo) cubriendo menos de la mitad del suelo
2	Nieve compacta o húmeda (con o sin hielo) cubriendo, por lo menos, la mitad del suelo (pero no completamente)
3	Capa uniforme de nieve compacta o húmeda cubriendo el suelo completamente
4	Capa no uniforme de nieve compacta o húmeda cubriendo el suelo completamente
5	Nieve seca suelta cubriendo menos de la mitad del suelo
6	Nieve seca suelta cubriendo, por lo menos, la mitad del suelo (pero no completamente)
7	Capa uniforme de nieve seca suelta cubriendo el suelo completamente

- 8 Capa no uniforme de nieve seca suelta cubriendo el suelo completamente
- 9 Nieve cubriendo el suelo completamente; amontonamientos importantes de nieve

Notas:

- 1) Las definiciones de esta clave se refieren a un área despejada representativa.
- 2) En todos los casos se deberá elegir la cifra mayor que pueda aplicarse al cifrar el informe.
- 3) En esta clave, cada vez que se hace referencia al hielo, se entiende que también se incluye la precipitación sólida diferente de la nieve.

CUESTIONARIO

1. Al informar sobre el estado del suelo, exento de nieve o de una capa de hielo que pueda medirse, si utiliza un terreno representativo sin vegetación,
  - a) ¿qué cifras de la clave deben utilizarse para tales informes?;
  - b) ¿cuáles son las cifras de la clave que se utilizan para describir el estado del suelo en un área despejada representativa? ¿Cuáles deben ser las características de esta área?
2. Cuando el suelo está cubierto de nieve o de una capa de hielo que puede medirse, ¿qué tipo de área se puede utilizar como base para efectuar las observaciones?



## CAPITULO XV

### OBSERVACIONES MARITIMAS

Los navíos donde se efectúan observaciones meteorológicas deben disponer del equipo necesario para la observación o medida de los siguientes elementos:

- a) temperatura del aire;
- b) presión atmosférica, tendencia y característica;
- c) humedad;
- d) dirección e intensidad del viento;
- e) cantidad, tipo y altura a la base de las nubes;
- f) tiempo presente y pasado;
- g) precipitación;
- h) visibilidad;
- i) temperatura del mar;
- j) altura, período y dirección de las olas;
- k) características de los hielos.

Algunas de estas observaciones son similares a las efectuadas en las estaciones terrestres. No obstante, a veces son necesarias modificaciones en los instrumentos meteorológicos para su empleo en el mar. Por otra parte, la estimación de determinados elementos meteorológicos debe efectuarse en el mar de un modo particular.

Otras observaciones son de naturaleza especial, efectuándose solamente en alta mar. Entre ellas se incluyen las observaciones de la temperatura del mar, del oleaje y de las características de los hielos.

En este capítulo sólo se tratará de los instrumentos y prácticas de observación que difieren de los empleados en las estaciones terrestres. Se hará además referencia a las observaciones del estado del mar efectuadas en las estaciones costeras.

#### 15.1 Elementos que deben ser observados en las estaciones de tierra y en las de mar

Examinaremos primero cuáles son los problemas particulares que plantea la observación en el mar de los elementos anotados de a) a h).

- a) Temperatura del aire

No se considera satisfactorio un abrigo meteorológico fijo, pero puede emplearse uno portátil colocado en el costado de barlovento del buque. Deberá estar expuesto por completo a la corriente del

aire, pero sin que esté influenciado por fuentes artificiales de calor.

Para la medida de la temperatura del aire han resultado satisfactorios los psicrómetros de honda o las aspiropsicrómetros colocados en la parte de barlovento del puente.

Los termómetros deben leerse con una precisión de  $0.1^{\circ}\text{C}$ , por lo menos.

b) Presión atmosférica, tendencia y característica

La presión puede medirse con un barómetro aneroide de precisión o con uno de mercurio. En este último caso, el efecto de "bombeo" (es decir, los cambios rápidos y regulares de la altura del mercurio) deben tenerse en cuenta durante las lecturas. Para ello, se efectúan dos o tres lecturas consecutivas, observando las alturas máximas y mínima de cada oscilación del mercurio y calculando a continuación la altura promedio de la columna.

La mayoría de los barómetros de mercurio empleados a bordo de los buques son del modelo de cubeta fija. Un buen barómetro marino deberá estar dotado de un sistema de amortiguación apropiada con objeto de disminuir el bombeo. Esto se puede conseguir sin inconvenientes reduciendo a dimensiones capilares la parte más baja y grande del tubo.

En las lecturas de los barómetros de mercurio deben tenerse en cuenta las siguientes correcciones:

- i) instrumental;
- ii) temperatura del instrumento;
- iii) latitud (corrección por gravedad);
- iv) reducción al nivel del mar.

Estas correcciones pueden combinarse en una sola tabla de la que se obtiene una corrección única que es función de la latitud y de la temperatura del termómetro adjunto. También se puede emplear una regla de oro que va unida al barómetro y que registra también la temperatura del termómetro, dando la corrección total del barómetro y la reducción al nivel del mar con una sola operación.

Tratándose de barómetros aneroides, las correcciones son los siguientes:

- i) instrumental;
- ii) reducción al nivel del mar;
- iii) temperatura (si se dispone de tablas apropiadas).

Los barómetros aneroides deben estar convenientemente compensados para las variaciones de temperatura. De lo contrario, cada instrumento debe llevar una tabla de corrección apropiada.

La característica de la tendencia barométrica y el valor de esta última se determina a partir de la curva registrada en el barógrafo. Se recomienda utilizar instrumentos que permitan los registros de amplia escala y bandas graduadas en fracciones de hectopascal. También puede determinarse el valor de la tendencia a partir de dos lecturas sucesivas del barómetro de mercurio.

Tanto la presión como el valor de la tendencia deben ser medidas en hectopascales enteros y en décimas de hectopascal.

c) Humedad

Las observaciones de humedad deben hacerse por medio de un psicrómetro bien ventilado. Los demás instrumentos existentes para medir la humedad no son, en general, convenientes.

Los psicrómetros deben estar expuestos en plena corriente de aire proveniente directamente del mar, sin entrar jamás en contacto con el barco. También han de estar protegidos contra los efectos de la radiación, de la precipitación y de los rocíos.

Se ha comprobado que los psicrómetros de honda o los de aspiración expuestos fuera del puente, a barlovento, son satisfactorios. Cuando se utilizan psicrómetros de honda, los termómetros deben leerse lo más pronto posible una vez que cesa la ventilación.

d) Dirección e intensidad del viento

La observación de la dirección y la intensidad del viento puede hacerse por estimación visual o por medio de anemómetros y anemógrafos. La estimación visual debe fundarse en el aspecto de la superficie del mar. La intensidad del viento se basará en las especificaciones de la escala Beaufort, recordando, sin embargo, que estas especificaciones han sido establecidas para alta mar.

En la estimación de la dirección del viento se observará uno o ambos de los elementos siguientes:

- la orientación de las crestas de las olas del mar cuando son empujadas por el viento y no las originadas por el mar de fondo que son formadas por el viento en una zona distante;
- la dirección de las franjas de espuma arrastradas por el viento.

Los observadores inexpertas deben saber que la altura del oleaje no es siempre una indicación segura para determinar la intensidad del viento. En efecto, esta altura depende de otros factores, además de la intensidad del viento, tales como:

- el alcance (fetch) y la duración del viento;
- la profundidad de las aguas, cuando son poco profundas;
- la importancia del mar de fondo.

En los barcos equipados con anemómetros de recorrido o de anemógrafos, es necesario hacer el promedio de las lecturas en un período de diez minutos. Cuando el barco se desplaza hay que distinguir entre el viento verdadero y el viento relativo.

Las observaciones meteorológicas deben siempre indicar el viento verdadero. A tal fin, es aconsejable dibujar un sencillo diagrama vectorial o emplear una tabla especial para deducir el viento verdadero en función del viento relativo y del rumbo y rapidez del barco. La dirección del viento (es decir, aquella desde la que sopla) se expresa en decenas de grados, a partir del norte verdadero.

La intensidad del viento debe cifrarse en nudos o en metros por segundo. Cuando se hacen observaciones visuales, valiéndose de la escala Beaufort deben convertirse en nudos o en metros por segundo mediante una tabla de equivalencias.

e) Cantidad, tipo y altura a la base de las nubes

La observación visual de las nubes debe ser hecha aplicando las mismas normas que para las estaciones terrestres. En ausencia de instrumentos apropiados, se estimará la altura a la base de las nubes, sin embargo, para llegar a efectuar buenas estimaciones es necesario que los observadores no pierdan ninguna oportunidad de contrastar sus alturas estimadas con alturas conocidas como, por ejemplo, cuando la base de una nube intersecta una montaña de la costa. El empleo de un proyector para medir la altura a la base de las nubes es de un valor muy limitado en un barco a causa de la poca longitud de la línea de base.

f) Tiempo presente y pasado

La observación visual del tiempo en la mar se hace de la misma manera que en las estimaciones terrestres. No hay que confundir la lluvia, la llovizna y los chubascos. Para determinar si una precipitación es débil, moderada o fuerte se tendrá en cuenta el número y el tamaño de las gotas.

Una precipitación intermitente es una precipitación discontinua durante la hora precedente a la observación sin presentar nunca el carácter de chubasco. Estos son de corta duración, separados entre sí por claros en el cielo y están asociados a nubes de desarrollo vertical, generalmente aisladas. Su duración no excede la media hora.

También es preciso distinguir entre calima, niebla y neblina. La calima se debe a partículas sólidas, tales como polvo o sales marinas, que reducen la visibilidad, mientras que la niebla y la neblina están formadas por minúsculas gotas de agua.

La distinción entre niebla y neblina se hace en función de la visibilidad. Hay niebla cuando la visibilidad horizontal es inferior a 1 km.

Cuando la visibilidad se reduce a la vez por partículas sólidas y líquidas, ciertos servicios meteorológicos emplean la humedad relativa para distinguir la neblina de la calima. En este sentido, consideran que hay calima si la visibilidad reducida se presenta con una humedad relativa menor que 95 por ciento.

g) Precipitación

La medida completa de la precipitación incluye la determinación tanto de la cantidad como de la duración. La cantidad puede medirse con un pluviómetro adaptado para su empleo a bordo. Las lecturas se efectuarán preferentemente cada seis horas.

La cantidad de precipitación debe ser leída con 0.1 mm de aproximación. La duración de cada precipitación se registra en unidades de cinco minutos.

Es difícil obtener medidas correctas de la precipitación a bordo de los barcos a causa:

- i) de la influencia aerodinámica de la superestructura del navío;
- ii) del efecto de balanceo y cabeceo;
- iii) de la captación de salpicaduras del mar;
- iv) del movimiento propio del barco.

El pluviómetro utilizado en los barcos debe estar construido e instalado de modo que se eliminen o reduzcan, en cuanto sea posible, los tres primeros factores citados.

h) Visibilidad

Para los objetivos generales, la visibilidad en el mar puede estimarse con precisión suficiente. Pero, en ciertos casos particulares, puede ser útil recurrir a los instrumentos de medida de la visibilidad.

En principio, no existen sobre el mar puntos de referencia apropiados para medir la visibilidad, lo cual impide obtener observaciones con la misma precisión que en las estaciones terrestres. Por ello, el cifrado de la misma en las estaciones marítimas debe hacerse utilizando la decena 90-99 de la Clave Internacional 4377.

Si el barco es grande y la visibilidad muy reducida, ésta se puede estimar utilizando como puntos de referencia ciertos objetos de a bordo, pero no hay que olvidar que estas estimaciones pueden estar falseadas debido a la influencia del navío sobre el aire.

Para visibilidades mayores, es muy útil el aspecto de la costa cuando se navega no muy lejos de la misma. Además, si se conoce la posición del barco, se puede determinar sobre el mapa la distancia que los separa de ciertos objetos costeros de referencia en el instante de su aparición o desaparición.

Análogamente, en alta mar, cuando se divisa otro barco a distancia conocida (por radar, por ejemplo), se puede obtener la visibilidad con mayor precisión.

A falta de otros objetos, la apariencia del horizonte observado desde alturas diferentes puede servir de base a la estimación. Pero este método, debido a la refracción anormal, puede conducir a estimaciones erróneas. De noche, las luces de navegación proporcionan una buena indicación sobre la visibilidad.

En ciertos casos la visibilidad no es la misma en todos las direcciones, por lo tanto debe estirmarse o medirse en la dirección en que sea mínima; una nota aclaratoria al respecto, debe registrarse en el cuaderno de observaciones. No hay que tener en cuenta, evidentemente, la reducción de la visibilidad debido al humo del buque.

#### 15.2 Medida de la temperatura del mar

La temperatura del mar considerada en las observaciones meteorológicas, es la temperatura del agua de la superficie del mar, que es representativa de las condiciones características de la capa de mezcla subyacentes a la superficie del océano.

A pesar de las dificultades encontradas para medir la temperatura del aire y la temperatura de la superficie del mar, es indispensable que estos elementos sean observados cuidadosamente. La diferencia entre ellos es generalmente pequeña, pero suministra una información muy útil de las características de los niveles bajos de las masas de aire marítimo.

La temperatura de la superficie del mar puede medirse por los métodos siguientes:

- a) Tomando una muestra de agua de la superficie del mar con un recipiente adecuado y midiendo su temperatura

Este es el denominado método "del cubo";

- b) Leyendo la temperatura del agua en la toma del condensador del buque

Operación conocida como método del "condensador". La temperatura del agua se mide con un termómetro de líquido o bien con un dispositivo eléctrico que permita las lecturas a distancia;

- c) Midiendo eléctricamente la temperatura de un bloque de cobre fijado en el interior del casco del buque sobre metal y por debajo de la línea de flotación

Este procedimiento se conoce con el nombre de método del "casco" y se basa en que el acero es un buen conductor que transmite la

temperatura del agua del mar que lo rodea. El bloque de cobre debe estar protegido contra el calentamiento por radiación y conducción, producido por las fuentes de calor del buque;

- d) Midiendo eléctricamente la temperatura del agua en un pequeño depósito situado por debajo de la línea de flotación

Este método se llama del "depósito". El agua del mar circula permanentemente en el depósito gracias a varios orificios apropiados.

Los métodos a) y b) son las más empleados. Los métodos c) y d) son más recientes.

La temperatura del agua del mar debe leerse con una precisión de  $0.1^{\circ}\text{C}$ .

#### 15.3 Descripción de los métodos empleados en la medida de la temperatura del mar

Cuando se aplica el método del "cubo", el recipiente utilizado debe ser tal que los intercambios de calor estén reducidos al mínimo. El termómetro debe tener una respuesta rápida y podrá leerse fácilmente. Si no está permanentemente en el cubo, su capacidad calorífica debe ser pequeña.

Desde un barco a poca velocidad, cuya altura del puente no pase de 12 m, es relativamente fácil la extracción de una muestra de agua del mar. La temperatura de ésta se mide introduciendo un termómetro en el recipiente. Generalmente se emplean cubos pequeños de dobles paredes de lona o caucho endurecido. Los cubos con una sola pared no son adecuados, ya que la evaporación a través de sus costados haría bajar la temperatura del agua recogida.

El problema de obtener una muestra de agua de mar crece en dificultad en buques más rápidos y con el puente más elevado. Los cubos de lona son demasiado ligeros para poderlos utilizar en tales navíos. Entonces es conveniente emplear cubos más pequeños pero más pesados, fabricados con caucho reforzado con lona.

Cualquiera que sea el cubo utilizado, debe lanzarse tan lejos como sea posible, para evitar el agua superficial próxima al casco, que ha sido calentada por el propio barco. También es necesario que el cubo se sumerja rápidamente en el mar, ya que si permanece en la superficie captará rociones y la temperatura medida estará falseada en parte por la temperatura del aire.

La muestra de agua del mar debe tomarse a sotavento del barco en un sitio que se encuentre alejado de todo desagüe o escape de ninguna clase. La temperatura debe leerse rápidamente, si es posible, sin retirar el termómetro del recipiente. Despues de empleado éste se seca y se devuelve a su estuche, colocándolo en el armario de los instrumentos con el depósito hacia abajo.

Cuando, debido al mal tiempo, a la velocidad del navío o a la altura del puente, no es posible emplear el método del cubo, se puede recurrir, en general, al método del "condensador". En este caso, es necesario evitar cometer errores de paralaje cuando se efectúan las lecturas del termómetro, ya que los instrumentos de la sala de máquinas no son, en general, fácilmente accesibles.

Las lecturas obtenidas con este método pueden estar falseadas debido a que el agua proviene de profundidades diferentes, a causa del balanceo y cabeceo del navío y del riesgo de calentamiento del agua, que llega al condensador por tuberías que están en la sala de máquinas o cerca de ella.

El agua puede ser extraída del condensador por medio de un grifo, y en este caso se mide su temperatura como en el método del cubo. Otra solución consiste en leer un termómetro instalado en la toma de agua del condensador. En el cuaderno de observaciones debe anotarse la situación del termómetro en la sala de máquinas, la profundidad de la toma de agua bajo el nivel del mar y el procedimiento empleado para hacer las lecturas.

Sería muy ventajoso medir la temperatura del agua del mar por medio de un instrumento de lectura a distancia, mientras estuviera constantemente sumergido el termómetro en el agua. Pero esto entraña muchos problemas prácticos. Por ejemplo, es difícil controlar la profundidad del dispositivo e incluso asegurar que permanece completamente en el agua sin saltar a la superficie. También la tensión del cable puede falsear las medidas eléctricas. Se están desarrollando actualmente, a título experimental, varios tipos de dispositivos de telemedida, pero no existe todavía un instrumento normal de empleo generalizado.

#### 15.4 Olas del océano: características generales

Todas las olas oceánicas, aparte de las causadas por los movimientos del fondo submarino y las mareas, son debidas a la acción del viento. Pero las olas persisten incluso cuando el viento que las originó ha cesado, disipándose lentamente por efecto del rozamiento.

En un determinado lugar, un observador notará que, en general, la forma de las olas es muy compleja, tal como se muestra en la figura 15.1.

Figura 15.1  
Forma ondulatoria  
de la superficie del mar



Esta complicada forma ondulatoria puede formarse por la superposición de olas regulares, semejantes a las esquematizadas en la figura 15.2. Sin embargo, esas olas tendrían diferentes longitudes y alturas.

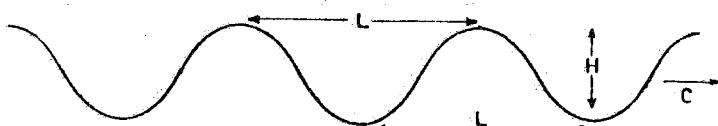


Figura 15.2  
Características  
de una ola sencilla

El sistema de olas originado localmente por el viento que sopla en el momento de la observación se conoce como "mar de viento". Las olas que no son producidas por el viento que sopla localmente en el momento de la observación, constituyen el "mar de fondo". Este puede ser el resultado de la acción de los vientos que soplan en una zona alejada o bien de los vientos que han cesado de soplar.

En general, el mar de fondo se caracteriza por una componente dominante. Pero, en ciertos casos, es posible observar dos movimientos del oleaje cruzándose y entonces se llama "mar de dos bandas".

El mar de viento puede superponerse al mar de fondo ya, sea en diferente dirección o en la misma, pero las olas del mar de viento tienen generalmente un período y una altura diferente de las del mar de fondo.

Las principales características de las olas de los océanos son las siguientes:

- a) la longitud de onda ( $L$ ), es decir la distancia horizontal entre dos crestas o senos sucesivos;
- b) la altura ( $H$ ), es decir la distancia vertical entre la cima de una cresta y el fondo de un seno;
- c) el período ( $T$ ), es decir el intervalo de tiempo entre el paso por un punto dado de dos crestas sucesivas;
- d) la velocidad ( $C$ ), es decir la distancia recorrida por la ola en la unidad de tiempo.

Para usos meteorológicos se toma el valor promedio de cada una de estas características. Este valor se calcula a partir de las olas mayores y mejor formadas del sistema de olas observado.

La relación  $H/L$  se denomina a veces pendiente de la ola. Se ha observado en la práctica que la pendiente de las olas del mar de viento no excede nunca de  $1/13$ . Si la pendiente promedio es menor, las olas pueden absorber más energía del viento, aumentando por lo tanto su altura con relación a su longitud. Cuando la pendiente alcanza su valor límite, la energía producida por el viento rompe las crestas de las olas.

Este valor límite de la pendiente explica la razón por la que la altura máxima promedio de las olas del mar de viento es aproximadamente proporcional a su longitud. Por ejemplo, si las olas originadas por el viento local tienen una longitud de onda de 130 m, su altura máxima promedio no excederá de 10 m. Si la longitud de onda es de 195 m, su altura máxima promedio será de 15 m, aproximadamente.

Esta regla no se aplica al mar de fondo. En ella, olas largas de 300 a 600 m pueden tener alturas menores que  $1/3$  m. Cuando la altura de la ola es pequeña en comparación con su longitud, puede representarse adecuadamente por una sinusoide.

#### 15.5 La velocidad de las olas oceánicas

En general, las olas del océano se desplazan en grupos entre los cuales pueden observarse partes casi en calma. La ola más alta de cada grupo se sitúa en el centro del mismo. La velocidad de un grupo de olas no es la misma que la de las olas individuales que lo componen. En efecto, cada ola se origina en la zona calma de la parte posterior del grupo, atraviesa el grupo y luego se disipa en la zona calma que la precede.

La velocidad del grupo de olas es, por lo tanto, menor que la de cada ola que lo forma. Prácticamente la velocidad de cada ola es el doble de la del grupo al cual pertenece.

#### 15.6 Las olas de aguas poco profundas

Las consideraciones del párrafo anterior se aplican a las olas de aguas profundas. Cuando éstas se propagan en aguas poco profundas, sufren importantes modificaciones. Su velocidad disminuye, su dirección cambia, la altura aumenta hasta alcanzar una determinada profundidad límite, y luego la ola se rompe en la costa.

El agua puede considerarse como poco profunda cuando su profundidad es menor que la mitad de la longitud de onda de la ola. La reducción de velocidad, cuando una ola se aproxima a la costa, se debe al hecho de que los frentes de la onda se disponen, en general, paralelamente a la costa antes de romper. Análogo razonamiento puede aplicarse para explicar cómo las olas se encorvan alrededor de los cabos y penetran en las bahías abrigadas.

#### 15.7 Observación de las olas oceánicas

Estas observaciones incluirán la medida o la estimación de las siguientes características de la superficie del mar:

- a) dirección (de dónde vienen las olas) determinada según la escala 01-36 análoga a la de la dirección del viento;
- b) período en segundos;
- c) altura.

Estas características se determinarán para cada uno de los sistemas de olas que se puedan distinguir, es decir para el mar de viento y para el mar de fondo (principal o secundario).

#### 15.8 Métodos de observación de las características de cada sistema de olas diferentes

Las olas del océano originadas por el viento se propagan en extensos sistemas que se definen en función de:

- a) el campo de viento que produce el movimiento;
- b) la posición relativa del punto de observación.

Teniendo en cuenta la distinción entre mar de viento y mar de fondo, el observador debe hacer la distinción entre los sistemas de olas identificables basándose en la dirección, la apariencia y el período de las olas.

La Figura 15.1 representa un registro típico obtenido por un registrador de olas. Indica la altura de la superficie del mar sobre un punto fijo en función del tiempo. La curva, por lo tanto, corresponde al movimiento ascendente y descendente de un cuerpo flotante en la superficie del mar, tal como lo ve un observador. También da una representación del aspecto normal de la superficie del mar cuando está agitada por el viento que forma el "mar de viento".

La olas se propagan invariablemente en grupos irregulares, con zonas casi en calma de dos o más longitudes de ondas entre los grupos de olas. El mar de viento presenta una irregularidad más grande que el mar de fondo. Las olas del mar de fondo tienen un aspecto más regular. Se suceden a intervalos bastante regulares y se desplazan en una dirección bien determinada; sus crestas son, generalmente, largas y lisas. Se pueden observar olas de mar de fondo típicas y no perturbadas en las áreas donde el viento no ha soplado o sólo lo ha hecho durante unas horas durante uno o más días.

En la mayoría de las áreas se superponen el mar de viento y el mar de fondo. Los criterios que permiten hacer la distinción son los siguientes:

a) La dirección de las olas

La dirección promedio de las olas cuyas características son más o menos similares (sobre todo su altura y su longitud), pueden diferir en  $30^\circ$  o más de la dirección promedio de las olas de aspecto distinto. En este caso, deben considerarse las dos series de olas como pertenecientes a dos sistemas distintos;

b) El aspecto y el período de las olas

La dirección de las olas típicas del mar de fondo (caracterizadas por su aspecto regular y sus largas crestas) pueden llegar, aproximadamente con una diferencia máxima de  $20^\circ$ , con respecto a la dirección del viento. Estas olas deben considerarse como un sistema distinto si su período excede, como mínimo, en 4 segundos al período de las olas mayores del mar de viento.

15.9 Medida de la altura y del período promedio de un sistema de olas

Para efectuar estas medidas es necesario considerar las olas características, es decir las olas más grandes del centro de cada grupo de olas bien formadas (Figura 15.1). Las olas aplanas y mal formadas (A), situadas en el área que se encuentra entre cada grupo, no han de ser tomadas en consideración.

Lo que se requiere es conocer el período promedio y la altura promedio de unas 20 olas bien formadas que se observan en los centros de cada grupo. Desde luego, estas olas no pueden ser consecutivas. Las pequeñas perturbaciones ondulatorias (B) formadas por el viento en la cresta de las grandes olas se omitirán también en la observación.

En ocasiones, pueden presentarse olas (C) que sobrepasan ampliamente las que la rodean. Tales olas pueden encontrarse aisladas o en grupos de dos o tres. El observador no tendrá en cuenta solamente estas olas máximas.

Para poder determinar el período promedio y la altura promedio de unas 20 olas, hay que considerar también los grupos de olas bien formados de mediana altura. Por esta razón, la altura promedio cifrada es menor que la altura máxima de las olas observadas. En promedio, la altura real de una entre cada 10 olas observadas, excederá de la altura cifrada.

15.10 Observaciones efectuadas a bordo de los buques mercantes ordinarios

Los métodos para efectuar observaciones de la dirección, período y altura de un sistema de olas en este tipo de navíos se describen en el

párrafo 17.9.2.2 de la Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación de la OMM.

15.11 Observaciones efectuadas a bordo de buques meteorológicos o de barcos especiales

Los métodos para la observación de las olas desde un barco para fines especiales y desde el cual es posible hacer observaciones precisas, están expuestos en el párrafo 17.9.2.3 de la Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación de la OMM.

15.12 Medida de las olas desde estaciones costeras

En las estaciones costeras es importante observar las olas en un lugar en que no estén deformadas por la falta de profundidad del agua, ni por la resaca. Los métodos que se aplican para efectuar estas observaciones figuran en el párrafo 17.9.2.4 de la Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación de la OMM.

15.13 Especificaciones para las olas de mar de viento y de mar de fondo

A continuación se dan las especificaciones que se han establecido para describir las características de las olas en los restantes casos en que estas características no se cifran en las partes. Estas especificaciones están recomendadas para la redacción de boletines meteorológicos y pronósticos destinados a la navegación marítima, a la prensa, a los pilotos, etc. Las medidas están en metros.

a) Olas de mar de fondo

i) Longitud

Corta	0 - 100
Mediana	100 - 200
Larga	> 200

ii) Altura

Baja	0 - 2
Moderada	2 - 4
Grande	> 4

b) Altura de las olas de mar de viento

Calma (como un espejo)	0
Rizada (pequeños rizos)	0 - 0.1
Marejadilla (olitas)	0.1 - 0.5
Marejada	0.5 - 1.25
Marejada fuerte	1.25 - 2.5
Gruesa	2.5 - 4
Muy gruesa	4 - 6
Arbolada	6 - 9
Montañosa	9 - 14
Enorme	> 14

15.14 Observaciones de fenómenos especiales

Si se describen trombas marinas el sentido de la rotación se dará siempre como vista desde arriba.

15.15 Observaciones de hielos marinos

Los métodos para la observación de hielos marinos están en la Guía de Instrumentos Meteorológicos y Prácticas de Observación (OMM - Publicación N° 8).

Además, un grupo para cifrar hielos marinos está en el párrafo 2 del informe meteorológico FM 13-VII del Manual de Claves de la OMM (OMM - Publicación N° 306).

CUESTIONARIO

1. Explíquese brevemente cómo se observan a bordo de los navíos los elementos siguientes:
  - a) La presión atmosférica;
  - b) la intensidad y la dirección del viento;
  - c) la visibilidad.
2. Describáse el método del "cubo" utilizado para medir la temperatura del mar.
3. ¿En qué circunstancias se debe aplicar necesariamente el método del "condensador" para medir la temperatura del mar? Indíquense los dos procedimientos posibles. ¿Cuáles son las causas de los errores que pueden producirse cuando se aplica este método?
4. ¿Qué diferencia hay entre el mar de viento y el mar de fondo?
5. Defínanse las expresiones longitud de onda y altura de las olas, e ilústrese con un esquema cada una de ellas.

¿Qué es la pendiente de las olas del mar? ¿Se puede aplicar este término al mar de fondo? ¿Por qué?
6. Explíquese brevemente lo que se entiende por:
  - a) velocidad de las olas océánicas;
  - b) olas en aguas poco profundas.
7. En muchas regiones se superponen el mar de viento y el mar de fondo. ¿Cómo puede utilizarse la dirección, el aspecto y el período de las olas para distinguir las olas del mar de viento de las olas del mar de fondo?
8. Indíquese, con ayuda de una figura, cómo puede determinarse el período y la altura media de un sistema de olas.

