

METEOROLOGÍA Y OCEANOGRAFÍA

PATRONES
Y CAPITANES DE YATE

RAMÓN FISURE LANZA



EUSKO JAURLARITZA

INGURUMEN, LURRALDE
PLANGINTZA, NEKAZARITZA
ETA ARRANTZA SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE MEDIO AMBIENTE,
PLANIFICACIÓN TERRITORIAL,
AGRICULTURA Y PESCA

METEOROLOGÍA Y OCEANOGRAFÍA

Patrones y capitanes de yate

RAMÓN FISURE LANZA

EUSKO JAURLARITZA



GOBIERNO VASCO

INGURUMEN, LURRALDE
PLANGINTZA, NEKAZARITZA
ETA ARRANTZA SAILA

DEPARTAMENTO DE MEDIO AMBIENTE,
PLANIFICACIÓN TERRITORIAL,
AGRICULTURA Y PESCA

Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia

Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco

Vitoria-Gasteiz, 2009

Lan honen bibliografia-erregistroa Eusko
Jaurlarizako Liburutegi Nagusiaren katalogoan
aurki daiteke:

Un registro bibliográfico de esta obra puede
consultarse en el catálogo de la Biblioteca
General del Gobierno Vasco:

<http://www.euskadi.net/ejgvbiblioteka>

PUBLICACIONES DE LA COLECCIÓN ITSASO RELACIONADAS CON LOS TÍTULOS NÁUTICOS DE RECREO

- 28. Ejercicios de Navegación Costera
- 29. Meteorología y Oceanografía. Patrones y capitanes de yate
- 31. Patrón de yate
- 32. Autorización federativa para el gobierno de embarcaciones de recreo
- 33. Patrón para navegación básica
- 34. Capitán de yate
- 35. Patrón de embarcaciones de recreo

Edición:	1.ª Enero 2006
Reimpresión:	1.ª Julio 2009
Tirada:	1.500 ejemplares
©	Administración de la Comunidad Autónoma del País Vasco Departamento de Medio Ambiente, Planificación Territorial, Agricultura y Pesca
Internet:	www.euskadi.net
Edita:	Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco Donostia-San Sebastián, 1 - 01010 Vitoria-Gasteiz
Fotografías de cubierta y contracubierta:	Ramón Fisura Lanza.
Fotocomposición:	Rali, S.A. Particular de Costa, 8-10 - 48010 Bilbao
Impresión:	Gráficas Varona, S.A. c/ Newton, 22. Parc 55. Pol ind. El Montalvo I. 37008 Salamanca
ISBN:	978-84-457-2406-4
D.L.:	VI -374-2009

El autor

Ramón Fisure Lanza es Capitán de la Marina Mercante y profesor de Navegación y Meteorología jubilado del Instituto Politécnico Marítimo Pesquero de Pasajes, actualmente llamado Itsasmendikoi Pasaia.

Agradecimientos

Agradezco a mis amigos y compañeros Antonio Sánchez Guardamino, José Luis Granados y Pedro de Miguel, por su colaboración prestada, así como a Rafael Ketelhohn, Fredrik Holm, Miguel Ángel Ruiz Peláez, Ramón Baylina y Martín Azpiroz por la cesión de sus fotografías.

PRÓLOGO

Por todos es conocido que en los tiempos pasados, el conocimiento de los vientos y las corrientes resultaban fundamentales para la navegación marítima, es evidente, las embarcaciones de entonces los utilizaban como único medio de propulsión. Avanzando en el tiempo la previsión meteorológica en la derrota a realizar nos aporta seguridad en la navegación y ahorro de combustible y tiempo.

Ramón lo sabía bien cuando en sus tiempos de Capitán, tomaba decisiones de rutas, en principio más largas en millas (Derrota ortodrómica o loxodrómica), pero que al final resultaban más seguras, cómodas y rápidas.

Siempre transmitió a sus alumnos como profesor de la asignatura de Meteorología, su experiencia, y también los avances tecnológicos, que permiten obtener previsiones del tiempo más fiables y con más antelación, pero sobre todo la posibilidad de disponer de recursos propios para interpretar y predecir el tiempo, y que en algunos casos pueden resultar determinantes para la seguridad de la embarcación y su tripulación.

Y para finalizar comentar que la previsión meteorológica es un tema de conversación habitual en nuestros días, en el que todos participamos con nuestras opiniones. Sirva también este libro, no solo como una herramienta para conseguir el título de mayores atribuciones dentro de la navegación de recreo, sino para aportar un punto de vista diferente, y un conocimiento más amplio del apasionante mundo de la mar, al que este nuevo Departamento de Medio Ambiente, Planificación Territorial, Agricultura y Pesca se siente especialmente vinculado.

JON AZKUE MANTEROLA
Viceconsejero de Desarrollo Agrario y Pesquero
del Gobierno Vasco

ÍNDICE

1. La atmósfera	15
1.1. Composición	17
1.2. División de la atmósfera	18
1.3. Distribución térmica de la atmósfera	18
1.4. División de la atmósfera desde el punto de vista físico/químico	22
1.5. División de la atmósfera basada en su composición química	22
1.6. División de la atmósfera desde el punto de vista eléctrico	23
2. Balance térmico de la atmósfera	25
2.1. Temperatura de la atmósfera	27
2.2. Procesos de transmisión de calor	30
2.3. Calor latente	30
2.4. Calentamiento irregular de la atmósfera	31
2.5. Efecto invernadero	32
3. Temperatura	35
3.1. Introducción	37
3.2. Historia	37
3.3. Teoría cinética	38
3.4. Escalas termométricas	39
3.5. Escala absoluta	40
3.6. Termómetro estándar y temperatura absoluta	40
3.7. Medición de las temperaturas	41
3.8. Calor específico	44
3.9. Superficies y líneas isotermas	44
3.10. Causas de la irregularidad de las isotermas	44
3.11. Sensación térmica	46
4. Presión atmosférica	49
4.1. Introducción	51
4.2. Atmósfera estándar	52
4.3. Medida de la presión atmosférica	54
4.4. Instrumentos para medir la presión atmosférica	54

4.5.	Isobara	56
4.6.	Variación diaria de la presión barométrica (<i>marela barométrica</i>)	57
4.7.	Tendencia barométrica	57
4.8.	Amplitud barométrica	57
4.9.	Gradiente horizontal de presión	57
4.10.	Formas isobáricas principales	58
4.11.	Formas isobáricas secundarias	60
4.12.	Distribución de las presiones en la superficie de la tierra	61
4.13.	Presión y vientos de superficie a nivel del mar	62
5.	Humedad	65
5.1.	Introducción	67
5.2.	Cambios de estado del agua	68
5.3.	Evaporación y condensación	68
5.4.	Presión del vapor	70
5.5.	Variación diurna y anual de la humedad absoluta y de la relativa	72
5.6.	Instrumentos para medir la humedad	73
6.	Nubes, nieblas y visibilidad	77
6.1.	Nubes	79
6.2.	Nieblas	92
6.3.	Visibilidad	97
7.	Precipitaciones	101
7.1.	Formación de la lluvia	103
7.2.	Clasificación de las precipitaciones	104
7.3.	Formas tormentosas	107
8.	Fenómenos eléctricos, acústicos y ópticos	111
8.1.	Relámpagos, rayos y truenos	113
8.2.	La atmósfera como medio dispersor	116
9.	Viento	123
9.1.	Definición	125
9.2.	Modo de medir el viento (Escala de Beaufort)	125
9.3.	Componentes que intervienen en su formación	128
9.4.	Circulación de los vientos en las zonas de altas y bajas presiones	135
9.5.	Cálculo de la velocidad del viento	137
9.6.	Efectos del relieve terrestre en el viento	139
10.	Estabilidad	143
10.1.	Equilibrio	145
10.2.	Estabilidad en la atmósfera	146
10.3.	Criterios para determinar las condiciones de estabilidad de una masa de aire ..	149
10.4.	Diagrama aerológico (Diagrama de Stuve)	156
10.5.	Ejercicios	158

11. Circulación general atmosférica	161
11.1. Esquema de la circulación general atmosférica	163
11.2. Teoría moderna	167
11.3. Alisios	170
11.4. Vientos generales del oeste	171
11.5. Calmas ecuatoriales	171
11.6. Calmas tropicales	171
11.7. Vientos polares	172
11.8. Monzones	172
11.9. Vientos del Mediterráneo	173
12. Masas de aire	175
12.1. Definición y naturaleza	177
12.2. Características de las masas de aire	178
12.3. Clasificación de las masas de aire	181
13. Frentes	183
13.1. Características de los frentes	185
13.2. Clases de frentes	187
14. Frontogénesis	191
14.1. Frontogénesis	193
14.2. Borrascas ondulatorias	195
14.3. Reglas útiles para realizar un pronóstico	200
15. Relieve del campo isobárico	203
15.1. ISOHIPSAS (Topografías absolutas)	205
15.2. Influencia de la temperatura y la humedad en el relieve del campo isobárico	208
15.3. Topografías relativas	209
15.4. Viento térmico	210
16. Estructura de las borrascas y de los anticiclones	213
16.1. Borrascas frías	215
16.2. Borrascas cálidas	216
16.3. Anticiclones fríos	217
16.4. Anticiclones cálidos	218
16.5. Sistemas móviles	219
17. La superficie de 500 mb	223
17.1. La superficie de 500 mb	225
17.2. Ondas largas y ondas cortas	227
17.3. Ondas cortas y bajas en superficie	227
17.4. Conducta de las ondas cortas	229
17.5. Formas zonales (Zonal pattern)	232
17.6. Formas meridionales (Meridional pattern)	234

17.7. Situaciones de bloqueo (Blocking pattern)	235
17.8. Bajas cerradas (Cut-off lows)	236
17.9. Ciclogénesis y ciclogénesis explosiva	237
18. Depresiones no frontales	239
18.1. Clasificación	241
18.2. Gota fría (Dana) (Cut-off low)	241
18.3. Borrasca térmica	244
18.4. Borrasca orográfica	244
18.5. Tornado	245
18.6. Tromba marina	246
19. Galernas	247
19.1. Introducción	249
19.2. Historia y características	250
20. Ciclones tropicales	257
20.1. Formación, trayectoria y ciclo de vida	259
20.2. Rol de la ITCZ en la generación de ciclones tropicales	260
20.3. Estructura de un ciclón tropical	267
20.4. Desarrollo de un ciclón tropical	268
20.5. Diferencias básicas entre los ciclones tropicales y las borrascas extratropicales	270
20.6. Regiones de formación de los ciclones	271
20.7. Trayectorias	271
20.8. Huracanes de Cabo Verde	272
20.9. Nombre de los ciclones	273
20.10. Semicírculo manejable y peligroso	273
20.11. Escala Saffir-Simpson	274
20.12. Determinación del cuadrante en el que se halla el buque	275
20.13. Determinación de la posición relativa del vórtice	275
20.14. Forma de maniobrar a los ciclones	276
20.15. Barco en el cuerpo de un ciclón (Maniobras)	277
20.16. Cartas y partes de ciclones	282
20.17. Ejercicios	285
21. Mapas meteorológicos	291
21.1. Mapas de superficie	293
21.2. Mapas de olas	298
21.3. Mapas de altura	301
21.4. Mapas del tiempo significativos	305
21.5. Mapas de temperaturas del agua del mar	308
21.6. Mapas de hielos	310
22. Navegación meteorológica	313
22.1. Antecedentes	315

22.2. Navegación climatológica (Climatic navigation)	316
22.3. Navegación sinóptica (Weather navigation)	316
22.4. Navegación meteorológica	316
22.5. Pilots Charts	320
22.6. Routeing Charts	323
Anexo 1: Navegación meteorológica. Guía del usuario	327
Anexo 2: Ejemplo real de navegación meteorológica. Análisis después del viaje ..	343
23. Olas	347
23.1. Descripción de las olas	349
23.2. Características de las olas	352
23.3. Tipos de olas: mar de viento y mar de fondo	356
23.4. Cálculo de la altura de las olas	359
23.5. Análisis y previsión de la altura de las olas	361
24. Corrientes marinas	363
24.1. Definición y origen	365
24.2. Clasificación de las corrientes	365
24.3. Tipos de corrientes	366
24.4. Principales corrientes del mundo	370
25. El Niño (ENSO/ENOS)	385
25.1. El Niño. Oscilación del Sur	387
25.2. NAO. La oscilación del Atlántico Norte	395
26. Hielos	397
26.1. Clasificación y proceso de formación	399
26.2. Disposiciones del SOLAS sobre hielos	403
26.3. Terminología de hielos	406
Apéndice 1. Direcciones meteorológicas	415
Apéndice 2. Frecuencia y programación horaria de las Estaciones de Northwood y Hamburgo	419
Bibliografía	425

*Los que tienen sabiduría, no predicen.
Los que predicen, no tienen sabiduría.*

LAO TZU (siglo VI)



1. LA ATMÓSFERA

1.1. COMPOSICIÓN

La atmósfera terrestre es la capa gaseosa que envuelve a la Tierra. Esta envoltura gaseosa se mantiene ligada a la Tierra gracias al tamaño de ésta y a su posición en el sistema solar. Su tamaño es tal que la gravedad es la justa para que ni se desprenda ni nos aplaste y la distancia al Sol la justa también para que su superficie ni se enfríe ni se caliente demasiado, permitiendo de este modo muy diversas formas de vida.

Las proporciones relativas de los gases que componen la atmósfera se mantiene invariable hasta unos 70 kilómetros aproximadamente, siendo el nitrógeno y el oxígeno el 99% y el 1% restante la suma de pequeñas cantidades de anhídrido carbónico, hidrógeno, metano, óxidos de nitrógeno, ozono, anhídrido sulfuroso, yodo, cloruro sódico, amoníaco, óxido de carbono y gases nobles como el Neón, Helio, Kriptón y Xenón.

Otro elemento de gran importancia que se encuentra en las capas bajas de la atmósfera es el vapor de agua mucho más variable que el resto de componentes en cuanto a su presencia (espacio y tiempo), variando su proporción entre el 0 y el 4% y siendo determinante en lo que llamamos «tiempo atmosférico». Aunque el peso molecular del vapor de agua es inferior al de otros gases que componen la atmósfera, el 90% de él se encuentra en las proximidades del suelo, prácticamente dentro de la troposfera, aunque podamos encontrarlo también en la parte inferior de la estratosfera. Su proporción va disminuyendo con la altitud a medida que nos alejamos de sus focos manantiales, que no son otros que los mares, lagos, ríos, bosques, etc. así como a que las temperaturas en la superficie terrestre están muy próximas al punto crítico del agua, es decir, a la de su paso de líquido a vapor, y por el contrario, en atmósferas superiores, las temperaturas son demasiado bajas para que el vapor de agua se mantenga en su estado gaseoso.

Además de los componentes que podemos llamar regulares, y que hemos estado mencionando, el aire puede tener en suspensión otros elementos y partículas sólidas, como cristales de sal, arena, polvo, etc., que pueden tener importancia relevante en un momento determinado.

Composición de la atmósfera

Componente	Fórmula	Volumen %	Peso molecular
Nitrógeno	N ₂	78,084	28,02
Oxígeno	O ₂	20,946	32,00
Argón	Ar	0,934	39,88
Dióxido de carbono	CO	0,031	44,00
Neón	Ne	0,0018	20,18
Helio	He	0,0005	4,00
Metano	CH ₄	0,00015	16,05
Kriptón	Kr	0,00011	83,80
Hidrógeno	H	0,00005	2,02
Óxido nitroso	N ₂ O	0,00003	44,00
Xenón	Xe	0,00001	131,29
Ozono	O ₃	0,00001	48,00
Agua	H ₂ O	variable	18,00

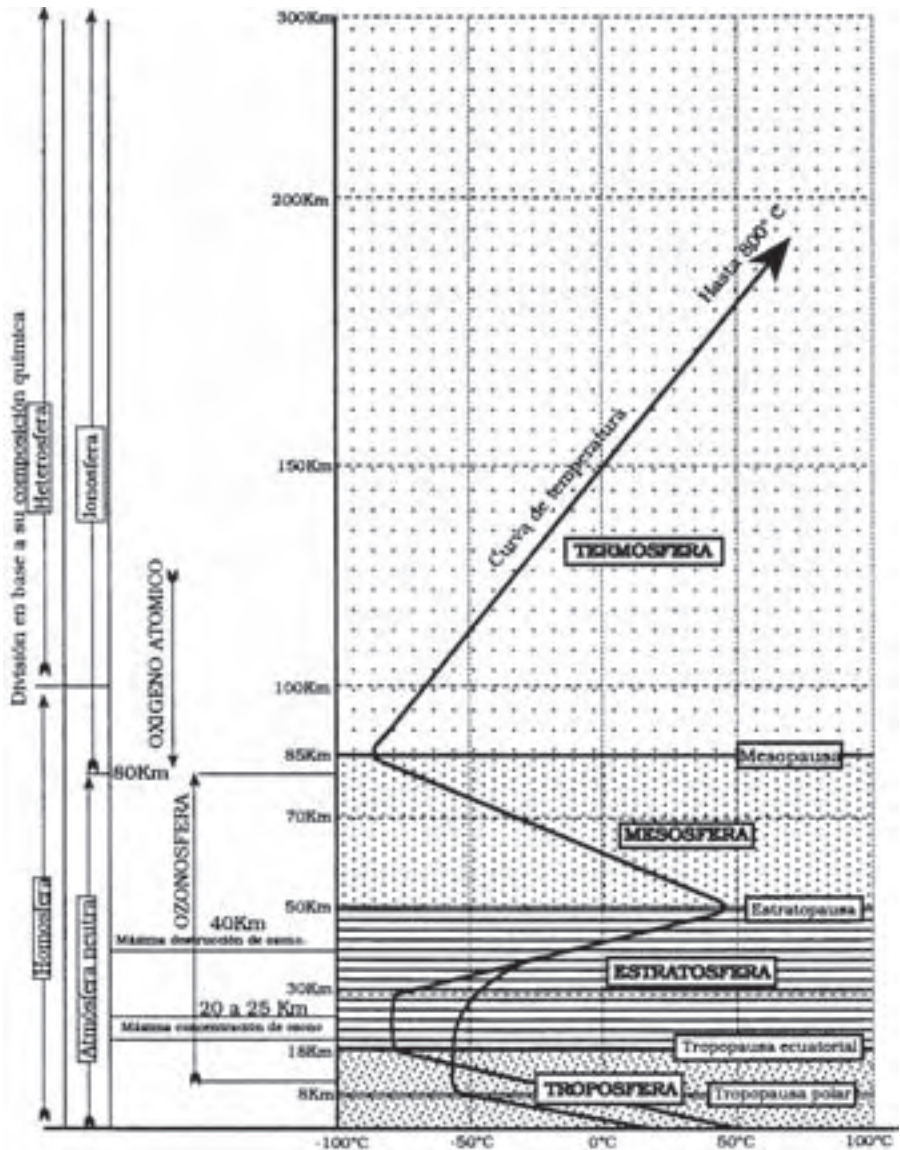
A partir de los 70 km y hasta los 130 km aproximadamente, los rayos ultravioletas rompen la molécula de oxígeno aumentando la proporción de este gas hasta llegar a un 33%, disminuyendo lógicamente la proporción de nitrógeno hasta un 67%. Es a partir de los 300 km aproximadamente cuando comienza la ionización del nitrógeno, alcanzando la proporción del 80% y bajando la del oxígeno al 20%.

1.2. DIVISIÓN DE LA ATMÓSFERA

La estructura de la atmósfera puede ser hecha bajo criterios distintos, dependiendo de los parámetros elegidos para ello. La estratificación térmica podemos considerarla como la más importante desde el punto de vista meteorológico y la nomenclatura usada, aunque variando la anchura de las capas, según los autores de que se trate, podemos decir que es coincidente. Una segunda división de la atmósfera se hace sobre la base de un criterio eléctrico, ionización (presencia de partículas atómicas con carga eléctrica) que da lugar a otra nomenclatura o división distinta. Por último, podríamos dividir la atmósfera atendiendo a su composición.

1.3. DISTRIBUCIÓN TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA

Tomando la temperatura como base, la atmósfera podemos dividirla en las siguientes capas, separadas entre ellas por sus correspondientes zonas de transición:



Corte vertical de la atmósfera terrestre

Troposfera

Es la capa que se encuentra en contacto con la superficie terrestre. Su espesor es variable, dependiendo de la latitud y la estación. Es mínima en los polos (8 km), máxima en el ecuador (17 km) y de unos 13 km en latitudes medias. Su espesor depende de la temperatura sobre la Tierra. Por eso podemos encontrarnos con variaciones

entre el día y la noche, continentes y mares o con la estación del año, siendo esta última la razón de que en verano sea mayor que en invierno. Resumiendo, podemos decir que la altura de la troposfera cambia constantemente debido a las variaciones de la temperatura de la atmósfera.



Su estructura térmica es consecuencia de la transparencia del aire a la radiación infrarroja solar, que puede así calentar la superficie terrestre para que esta irradie desde el suelo en forma de rayos infrarrojos de distinta longitud de onda y que esta vez sí son atrapados por el vapor de agua en la troposfera.

La troposfera tiene como característica más relevante la de que su temperatura decrece con la altura uniformemente a razón de $0,65^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros de altitud.

Es la capa más inestable de la atmósfera y en su seno tienen lugar la mayor parte de los fenómenos meteorológicos, debido fundamentalmente a que en ella se encuentra el 90% del vapor de agua y los núcleos de condensación necesarios para la formación de las nubes, a las variaciones de temperatura de unos lugares a otros y a los movimientos de las masas de aire en su seno.

La disminución de temperatura cesa alcanzado cierto nivel que constituye su límite superior, siguiendo a continuación una superficie de separación llamada tropopausa, capa de transición entre la troposfera y la estratosfera, que se encuentra en el ecuador a una altitud de 18 km con una temperatura de -80°C , en latitudes medias a una altitud de 13 km y -65°C de temperatura y en los polos a 8 km de altitud y una temperatura de -50°C . Esta capa tiene como característica principal la de manifestarse en ella las corrientes de chorro «jet streams» con más intensidad.

Estratosfera

Es la capa situada por encima de la tropopausa y se extiende hasta una altitud de 50 km aproximadamente. Su temperatura permanece constante o casi constante hasta el 33 km de altitud, aumentando después hasta alcanzar en su límite superior temperaturas semejantes a las de la superficie terrestre.

La ausencia de movimientos verticales del aire, permite la estratificación en todos sus niveles, de donde le viene el nombre.

Mientras en la troposfera el enfriamiento tiene lugar de abajo hacia arriba, en la estratosfera y debido a la presencia del ozono, es de sentido inverso, ya que éste absorbe parte de la radiación ultravioleta solar en sus niveles altos, impidiendo que alcance los inferiores.

En esta capa se encuentra la mayor cantidad de ozono (oxígeno cuya molécula tiene 3 átomos) concentrado, principalmente entre los 20 y 25 km de altitud.

En esta capa han sido observadas formaciones de hielo (nubes nacaradas) aunque no son, ni muy frecuente, ni abundantes.

Su límite superior es la estratopausa, así llamada a la capa de transición entre la estratosfera y la mesosfera, situada a 50 km de altitud, con una temperatura aproximada de 18°C y a partir de la cual comienza la mesosfera.

Mesosfera

Esta capa se extiende desde los 50 km de altitud a los 85 km aproximadamente. Su temperatura decrece al principio lentamente para a partir de los 65 km hacerlo más bruscamente, hasta llegar a -100°C aproximadamente (la temperatura más baja de la atmósfera).

Termosfera

La característica principal de esta capa es el aumento casi continuo de su temperatura, producido por la absorción de la radiación extrema ultravioleta (longitudes de onda inferiores a 100 nanómetros) por el nitrógeno y el oxígeno molecular así como por la baja densidad del aire a estas altitudes, que hace que la temperatura se eleve rápidamente con la altura, alcanzando valores de 800°C a unos 500 km de altitud.

Esta capa se extiende para algunos autores hasta los 800 km. Para otros, sólo hasta los 320 km (MORAN y MORGAN 1994).

Exosfera

Comienza a los 500 km. Aproximadamente y se extiende más allá de los 1.000 km; está formada por una capa de helio y otra de hidrógeno. Después de esta capa se encuentra una enorme banda de radiaciones (conocida como magnetosfera) que se extiende hasta los 55.000 km de altura, aunque no constituye propiamente un estrato atmosférico.

1.4. DIVISIÓN DE LA ATMÓSFERA DESDE EL PUNTO DE VISTA FÍSICO/QUÍMICO

Un segundo criterio de división de la atmósfera es el basado en los procesos físico-químicos que en ella se producen, básicamente en la alta atmósfera, pudiendo establecerse dos capas principales, la *ozonosfera* y la *ionosfera*.

Ozonosfera

Es una capa gaseosa que se extiende aproximadamente entre los 15 km y los 80 km de altitud y cuya característica como su nombre indica es el elevado contenido de ozono.

La radiación ultravioleta rompe la molécula de oxígeno ($O_2 = O + O$). Una vez formado el oxígeno atómico, puede tener la posibilidad de combinarse con cualquiera de los gases que se encuentran a su alrededor, pero con el nitrógeno no lo hace pese a su abundancia, debido a ser muy estable. Le quedan entonces tres posibles combinaciones, consigo mismo ($O + O = O_2$) con oxígeno molecular, produciendo ozono ($O + O_2 = O_3 + M$), representando (M), el movimiento y energía necesario, proporcionado por el choque entre ellos y finalmente la de combinarse con el propio ozono ($O + O_3 = O_2 + O_2$). Como el ozono es muy inestable, se destruye fácilmente, chocando con otros átomos de oxígeno y volviendo a su estado primitivo o por la acción que la radiación ejerce sobre él. Chapman, en su teoría, distingue entre las radiaciones ultravioletas de longitud de onda comprendida entre 130 y 180 nanómetros (millonésima parte del metro), que disocian el oxígeno molecular (O_2) y las de longitud de onda entre 210 y 290 nanómetros que son los que disocian el ozono.

Este cambio constante de (O_2) en ozono y viceversa por procesos fotoquímicos hace que se mantenga un equilibrio por encima de los 40 km, aunque es entre los 20 y 25 kilómetros de altitud donde se va acumulando y donde finalmente se concentra la máxima densidad, al ser más difícil su destrucción a estas alturas.

1.5. DIVISIÓN DE LA ATMÓSFERA BASADA EN SU COMPOSICIÓN QUÍMICA

Basándonos en su composición química encontramos básicamente dos capas, la primera desde la superficie terrestre hasta los primeros 100 kilómetros de altitud, llamada *Homosfera* donde la densidad del aire disminuye rápidamente con la altura, pero manteniendo la misma proporción de los distintos gases que la forman, debido a la existencia de una circulación estratosférica y troposférica que los mezcla (mezcla turbulenta), salvo el ozono y el vapor de agua y una segunda capa la *Heterosfera* a partir de los 100 kilómetros donde la composición de la atmósfera varía debido al incremento del oxígeno atómico cuya densidad es semejante a la del oxígeno mole-

cular y a la del nitrógeno. En esta capa las moléculas de aire se acumulan de acuerdo a su fuerza de gravedad, siendo las más pesadas las que se depositan o permanecen en las regiones bajas, mientras las más ligeras como el hidrógeno se extienden a varios miles de kilómetros de altitud.

1.6. DIVISIÓN DE LA ATMÓSFERA DESDE EL PUNTO DE VISTA ELÉCTRICO

Atmósfera neutra

Que se extiende desde la superficie terrestre hasta los 80 kilómetros, aproximadamente.

Ionosfera

En esta zona, constituida por oxígeno (O_2), la temperatura aumenta hasta los $1.000^{\circ}C$. Sus límites no están muy definidos, se localiza entre los 60 y 500 km aproximadamente. Es una zona donde penetran los rayos cósmicos (ultravioletas) y fotones muy energéticos que provocan la ionización de los átomos y moléculas del aire con proliferación de electrones libres. Estos electrones libres afectan grandemente a la propagación de las ondas electromagnéticas de radiofrecuencia, es decir, a las radiocomunicaciones en general. Como los electrones tienen tendencia a estratificarse y estabilizarse se puede establecer distintas capas o regiones de acuerdo a la penetración de las ondas de radio:

- Capa D: Entre los 60 y los 100 km. En ella la concentración de electrones es muy pequeño, desaparecen de noche y las ondas de radio apenas se reflejan en ella.
- Capa E: Entre los 90 y 130 km aproximadamente, con variaciones de espesor entre 40 y 10 km. Tiene una gran poder de reflexión.
- Capa F1: Entre los 160 y los 280 km, variando su altitud de acuerdo a la hora del día. Alcanza su altura más baja aproximadamente al mediodía y la más alta a la salida y puesta del Sol.
- Capa F2: Entre los 280 y 350 km aproximadamente, de noche la capa F1 se eleva y se une con la F2. La densidad máxima de electrones se produce en invierno.
- Capa G: Situada entre los 400 y los 500 km, con concentración de electrones libres escasos, debido al enrarecimiento de la atmósfera.

*Predecir el futuro es a veces como buscar un gato negro
en una habitación oscura. Incluso puede que no esté allí.*

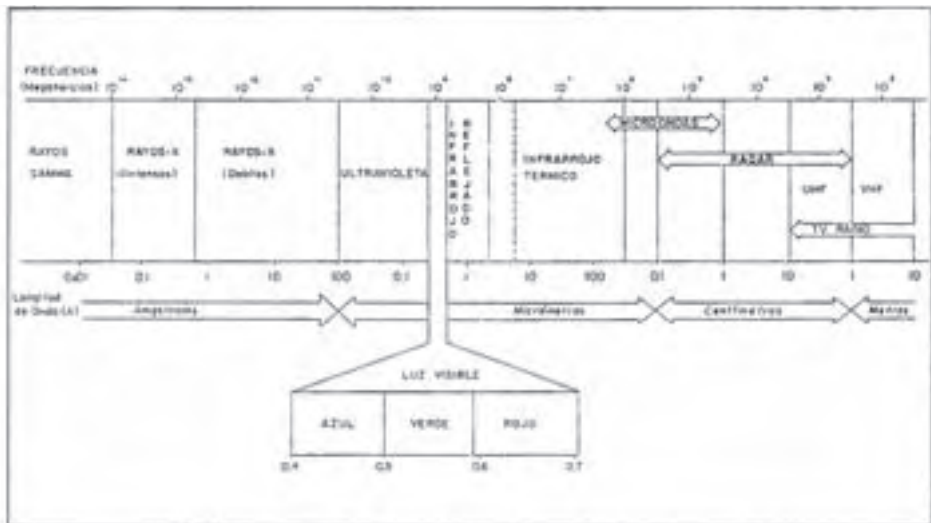
STEVE DAVIDSON



2. BALANCE TÉRMICO DE LA ATMÓSFERA

2.1. TEMPERATURA DE LA ATMÓSFERA

El sistema Sol-Atmósfera-Tierra es una especie de máquina térmica en la que el Sol es la fuente de energía, la atmósfera el medio a través del cual se transmite, aunque también atrapa parte de dicha energía, y la Tierra el receptor de dicha energía. Esta energía se transfiere en forma de ondas electromagnéticas a lo largo de una banda de longitudes de onda que se conoce como el *espectro solar*. Aunque éste es muy ancho, el máximo de energía se concentra en una estrecha zona que es la parte visible del espectro de longitudes de onda que oscilan entre 0,38 y 0,78 μm y una cantidad considerable en las longitudes de onda del infrarrojo y ultravioleta. La relación entre la luz visible y el resto del espectro solar la vemos en la figura.



La cantidad de radiación solar recibida en una hora y en un lugar determinado se conoce como insolación y depende de cuatro factores:

- La constante solar.
- La transparencia de la atmósfera.
- La duración de la luz del día.
- El ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la Tierra.

Constante solar

Es la cantidad promedio de radiación recibida en un punto perpendicular a los rayos solares y situado a una distancia media entre el Sol y la Tierra. La cantidad real recibida en el borde de la atmósfera tiene pequeñas variaciones causadas por la excentricidad de la órbita terrestre así como por las variaciones de emisión emitidas por el Sol, que son triviales comparándolas con el efecto de la atmósfera. La transparencia de la atmósfera, la duración del día y el ángulo de los rayos solares sobre la Tierra son mucho más decisivos a la hora de determinar la cantidad de insolación que recibimos realmente.

$\text{Constante solar} = 1,94 \text{ calorías / cm}^2 \text{ min}$

Transparencia

Está relacionada con la cantidad de radiación que penetra en la atmósfera y la que finalmente llega a la superficie terrestre. Como vemos en la figura parte de la radiación recibida es absorbida y reflejada por las nubes, moléculas de vapor de agua y moléculas de ozono.

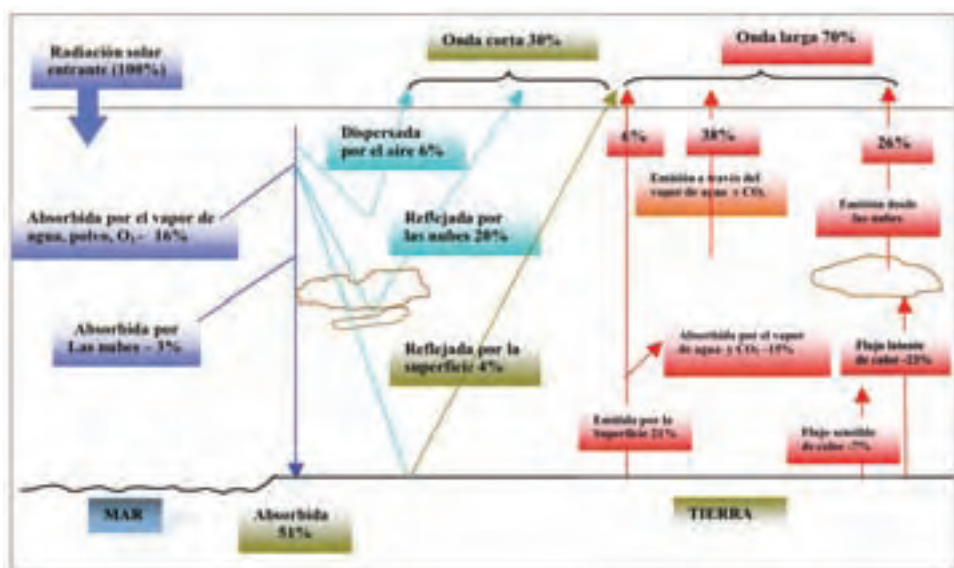


Factores que reducen la transparencia atmosférica

La capacidad que tienen las distintas superficies de la Tierra de reflejar la energía solar se conoce como *albedo* y puede definirse como el porcentaje de energía incidente que refleja una determinada superficie.

Superficie	Albedo %
NUBES : Cumulonimbos	92
Cirroestratos	74
Cúmulos y estratocúmulos (sobre tierra)	69
Estratos	64
Cúmulos de buen tiempo (sobre tierra)	29
Suelo negro, seco	14
Suelo negro húmedo	8
Arena brillante	37
Nieve densa, seca y limpia	86-95
Hielo de mar	36
Bosque cubierto por nieve	33-40
Bosque de árboles	14-18
Pantanos	10-14
Praderas	12-13
Trigo de invierno	16-23
Brezo	3

Como venimos diciendo, parte de la energía solar que penetra en la atmósfera es devuelta al espacio, pues de otro modo el sistema Tierra-Atmósfera se iría recalentando poco a poco, y esto no ocurre. La radiación solar entrante es devuelta como radiación terrestre, dando lugar a un balance térmico, llamado balance de radiación, y que se muestra en el gráfico siguiente.



De 100 unidades de energía solar que penetran en la atmósfera terrestre 51 son absorbidas por la Tierra, 19 por la atmósfera y el resto, 30, reflejadas nuevamente al espacio. Las 70 unidades que absorben la Tierra y la atmósfera (51+19) son irradiadas en una longitud de onda más larga.

2.2. PROCESOS DE TRANSMISIÓN DE CALOR

La energía calorífica se transmite por medio de los procesos de radiación, conducción y convección, dando lugar a lo que llamamos comúnmente tiempo.

- *Radiación*. Por este proceso la energía calorífica se transmite en forma de movimiento ondulatorio, sin necesidad de utilizar ningún medio transmisor. La radiación procedente del Sol se transmite en forma de radiación ondulatoria a través del espacio.
- *Conducción*. Por este proceso la transmisión de calor tiene lugar a través de un medio, por contacto entre las minúsculas partículas de que está compuesto. Si calentamos con un mechero el extremo de una varilla de metal, observaremos pronto que el calor se transmite (es conducido) hasta el otro extremo.
- *Convección*. Por este proceso la transmisión del calor tiene lugar en virtud de propio desplazamiento del material calentado. Se produce cuando la materia está en movimiento. El aire que se encuentra sobre una fuente de calor, lógicamente se calienta y al calentarse se expande y se eleva. A este movimiento del aire producido por la diferencia de densidad se le conoce como movimiento convectivo.
- *Transferencia turbulenta*. El aire en contacto con la superficie terrestre se calienta, se expande y asciende, cediendo al condensarse el calor que había recibido por conducción en las capas más altas. La combinación de los procesos de conducción y convección como mecanismo de calentamiento de la atmósfera se conoce como transferencia turbulenta o intercambio turbulento de calor.

2.3. CALOR LATENTE

Sabemos que la temperatura representa a la energía molecular de una sustancia. Durante la evaporación las moléculas con mayor energía cinética rompen la barrera de la tensión superficial. Al ser las partículas más rápidas (con más energía) las que escapan, la energía media disminuirá y por tanto la temperatura media del líquido.

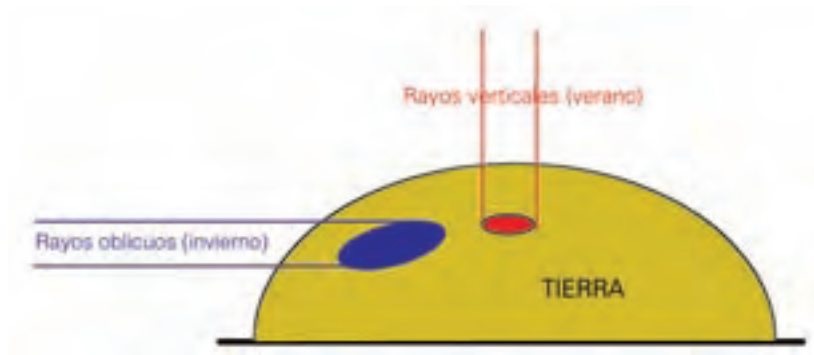
Cuando el agua se evapora, cada gramo de agua que se convierte en vapor absorbe entre 540 y 600 calorías.

2.4. CALENTAMIENTO IRREGULAR DE LA ATMÓSFERA

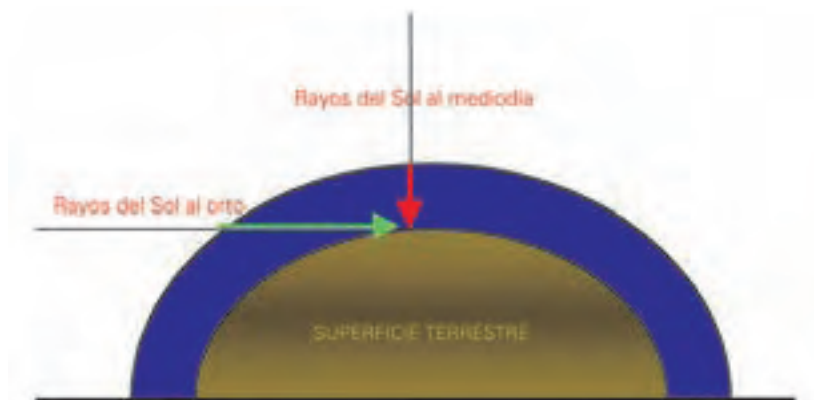
Lo que llamamos «tiempo» es decir los fenómenos meteorológicos que se producen en la atmósfera y básicamente dentro de la troposfera, son consecuencia de que tanto la atmósfera como la Tierra, se calientan de forma irregular tanto en el tiempo como en el espacio. Esta irregularidad se debe a dos causas: *a)* Cantidad de insolación recibida por la superficie terrestre, *b)* Composición de la superficie terrestre.

a) *Insolación recibida:*

- 1) Debido a la curvatura de la Tierra, a la inclinación de su eje de rotación y a su movimiento alrededor del Sol, los rayos solares inciden sobre ella con ángulos distintos, que varían según la época del año (estación), y la latitud del lugar.



- 2) El espesor de la atmósfera atravesada por los rayos solares varía según la hora del día, como se ve en la figura inferior.



- 3) Los aerosoles como partículas de polvo, gotas de agua, etc., absorben, reflejan y dispersan la energía solar.

- 4) La duración de la insolación no es constante. Los días de invierno son más cortos que en verano. Prolongados periodos de nubosidad, etc.

b) *Composición de la superficie terrestre:*

Las distintas superficies terrestres absorben y emiten energía térmica en magnitudes distintas (la propiedad que hace que diferentes superficies se calienten y se enfríen a ritmos distintos se conoce como «calentamiento diferencial»).

- 1) El agua es relativamente transparente por lo menos hasta unos 30 metros de profundidad, mientras el suelo es opaco y el calor se concentra en una capa de espesor muy pequeño.
- 2) La capacidad de absorber y almacenar calor es diferente según el tipo de superficie terrestre. El color, la vegetación, la presencia de construcciones, pueden influir en el calentamiento de la superficie terrestre. Las superficies secas se calientan más rápido que las húmedas, Las carreteras, caminos pavimentados, playas, etc., se calientan más rápido que una pradera o un bosque.
- 3) El calor específico del agua es mucho mayor que el de la tierra, sea este de cualquier naturaleza, los mares ganan y pierden temperatura muy despacio, ocurriendo todo lo contrario con los suelos terrestres.
- 4) El movimiento del agua, corrientes, olas, etc., ayuda a la distribución del calor de manera más homogénea y hace que las temperaturas superficiales fluctúen lentamente.
- 5) El proceso de evaporación que se produce constantemente sobre la superficie de los mares producen un enfriamiento relativo, que hace aminorar la velocidad en el aumento de la temperatura superficial.
- 6) Las corrientes oceánicas tienden a igualar las diferencias horizontales de temperatura, atenuando temperaturas extremas que pudieran producirse.

2.5. EFECTO INVERNADERO

El efecto invernadero es el resultado del proceso de intercambio de energía que da lugar a que la superficie terrestre se caliente más que lo que se calentaría si la atmósfera no volviera a irradiar energía a la Tierra.

Sabemos que el vidrio de un invernadero permite el paso de la radiación solar (luz) pero evita que escape el calor. Gases como el CO_2 , el ozono, los CFC, etc aumentan la capacidad de la atmósfera para absorber radiación, siendo transparentes a la luz solar, pero no permitiendo la salida de la radiación infrarroja de mayor longitud de onda emitida por la Tierra y alterando de esta forma el balance de calor de la Tierra.

Sabemos que la Tierra radia energía en longitudes de onda e intensidades que corresponden a las de un cuerpo con una temperatura de (-18°C), sin embargo la temperatura media de la superficie es de 15°C , es decir, 33°C más alta, esta diferencia de temperaturas es causada por los gases de invernadero.

Aunque el contenido de los gases de invernadero no alcanza el 0,60% en volumen (aumentando espectacularmente las últimas décadas), sus efectos sobre el clima hemos visto que son determinantes.

Gases de efecto invernadero

Gases de efecto invernadero	% del total de los gases de efecto invernadero	Fuentes y (%) del total de los gases de efecto invernadero
Dióxido de carbono (CO_2)	50	Energía de combustibles fósiles (35) Deforestación (10) Agricultura (3) Industria (2)
Metano (CH_4)	16	Energía de combustibles fósiles (4) Deforestación (4) Agricultura (8)
Óxido nitroso (N_2O)	6	Energía de combustibles fósiles (4) Agricultura (2)
Clorofluorocarbonos (CFC)	20	Industria (20)
Ozono (O_3)	8	Energía de combustibles fósiles (6) Industria (2)

Muchos científicos piensan que las crecientes emisiones provocadas por el hombre de estos compuestos están calentando la Tierra más rápido de lo normal y pronostican que si esta tendencia continúa se van a producir cambios graduales en el clima. Si los suelos se siguen calentando liberarán más carbono, contenido en forma de materia orgánica en la corteza terrestre y cuya reserva es doble de la almacenada en la atmósfera, los microorganismos del suelo acelerarán la descomposición de estas materias liberando más CO_2 de suelos secos y metano de suelos húmedos, que a su vez irán fortaleciendo más el calentamiento general.

*La predicción es muy difícil,
especialmente si es sobre el futuro.*

NILS BOHR



3. TEMPERATURA

3.1. INTRODUCCIÓN

Todos sabemos que hay cuerpos que están más calientes que otros y entonces solemos decir que estos cuerpos tienen distintas temperaturas. Para medir estas diferentes temperaturas surge el termómetro.

La temperatura viene a ser un nivel que indica el estado térmico de los cuerpos y que no debemos confundir con *cantidad de calor*.

El calor es una manifestación de la energía capaz de transformarse en trabajo o en otra energía, y este calor puede pasar de unos cuerpos a otros siempre que se hallen a temperaturas diferentes.

3.2. HISTORIA

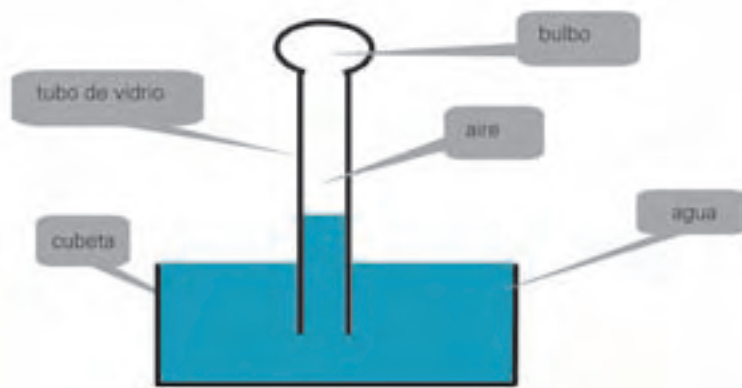
Para graduar la temperatura se recurrió al *principio de dilatación térmica de los cuerpos*, (Galileo 1592), que dice que «un objeto cuando se le suministra calor, aumenta su temperatura y se dilata y si se enfría se contrae». De entre todos se eligió el mercurio (máxima) y el alcohol (mínima) como los más apropiados.

El *termoscopio* (ya que no tenía escala), ideado por Galileo para medir la temperatura consistía en un bulbo de vidrio unido a un tubo también de vidrio abierto por su parte inferior. El bulbo es calentado con las mismas manos e introducido el tubo en una vasija con agua. Al enfriarse el aire en el interior del bulbo hasta alcanzar la temperatura ambiente, pierde volumen y el nivel de agua asciende por el tubo. Este termoscopio se basa en los cambios de temperatura al cambiar el volumen del gas.

Si dos cuerpos con temperaturas distintas se ponen en contacto el caliente se enfría y el frío se calienta. En la época de Galileo se creía que algo pasaba del cuerpo caliente al frío y viceversa y ese algo era una sustancia y a esa sustancia se la llamó «fluido calórico». Según la teoría del *calórico* los cuerpos estaban compuestos por dos sustancias, una material, hierro, cobre, agua, etc., y otra el fluido calórico.

Por estas fechas surge otra teoría, apadrinada por el ruso Lemonosov, que dice, que los cuerpos se calientan mediante movimientos mecánicos, por ejemplo si nos frotamos las manos estas se calientan. Si friccionamos una madera contra otra estas pueden encenderse. Según esta nueva teoría el calor no es una sustancia sino el movimiento de las partículas que constituyen los cuerpos.

Entre 1760 y 1764 el físico escocés Joseph Black hace dos descubrimientos de gran importancia, primero descubre que si se suministra la misma cantidad de calor a diferentes sustancias se obtiene diferentes cambios de temperatura, es decir Black descubre que a cada sustancia le corresponde un calor específico y por último en 1764 se da cuenta que la temperatura del hielo al fundirse permanece constante, aunque este proceso requiere una gran cantidad de calor, llamándose desde entonces a este calor «calor latente».



3.3. TEORÍA CINÉTICA

El verdadero significado de la temperatura no se descubre hasta que se desarrolla la teoría cinética de la materia. Según esta teoría, todo lo que vemos está formado por partículas muy pequeñas que se llaman moléculas. Estas moléculas están separadas entre sí, constantemente en movimiento, y entre ellas existe una fuerza de atracción o de cohesión. En los sólidos, las moléculas están muy juntas y las fuerzas de cohesión son muy grandes, en el estado líquido las moléculas están más separadas y se mueven de forma que pueden cambiar sus posiciones, pero sus fuerzas de cohesión no les permiten emanciparse, en el estado gaseoso sin embargo las moléculas están totalmente separadas, se mueven libremente y no existen fuerzas de cohesión.

Si aumentamos la temperatura de un sólido, sus moléculas comienzan a moverse más rápido aumentando la distancia entre ellas y disminuyendo las fuerzas de co-

hesión. Si la temperatura sigue aumentando las fuerzas de cohesión son incapaces de mantener a las moléculas en sus posiciones fijas, estas comienzan a moverse y finalmente el sólido se convierte en líquido. Si la temperatura sigue aumentando, las moléculas aumentan también la rapidez de su movimiento y disminuye la fuerza de cohesión entre ellas hasta que finalmente se separan. ¿Qué ha ocurrido? Que el líquido ha pasado al estado gaseoso.

3.4. ESCALAS TERMOMÉTRICAS

Para construir una escala graduada y la unidad de medida correspondiente se establecieron unos puntos de referencia o puntos fijos. Estos puntos de referencia son la temperatura de fusión del hielo y la temperatura de ebullición del agua al nivel del mar. En 1742 el astrónomo sueco Andrés Celsius hizo el siguiente experimento. Puso un termómetro en contacto con hielo fundido y una vez establecido el equilibrio térmico marcó 100° a la temperatura obtenida, luego realizó el mismo proceso con el agua en ebullición y marcó el nuevo nivel con el 0° , después dividió el intervalo entre estos dos puntos en cien partes iguales, y a cada una de ellas se la llamó grado centígrado o de Celsius y a la escala, *escala centígrada*. Ocho años más tarde se invirtió y ha permanecido así hasta nuestros días.

El físico alemán Daniel Gabriel Fahrenheit en 1724, unos años antes, había inventado otra escala, pensando que la temperatura más baja que se podía obtener era con una mezcla de hielo y amoníaco a partes iguales. Esta temperatura la tomó como punto 0° , con lo cual creyó evitar las temperaturas negativas. El punto de fusión del hielo está a 32° Fahrenheit, y el de ebullición del agua a 212° Fahrenheit, siendo el intervalo entre ambos de 180° Fahrenheit.

Finalmente recordar que, contemporáneo de Celsius, el francés René Antoine Ferchault de Réaumur tomó la temperatura de fusión del hielo como 0° y la de ebullición del agua como 80° .

La transformación de grados centígrados a Fahrenheit y viceversa se obtiene mediante las siguientes fórmulas:

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(^{\circ}\text{F} - 32^{\circ}) \quad ^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{C} + 32^{\circ}$$

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{100^{\circ}} = \frac{(^{\circ}\text{F} - 32)}{180^{\circ}} \quad ^{\circ}\text{C} = \frac{(^{\circ}\text{F} - 32) \times 100^{\circ}}{180^{\circ}} \quad ^{\circ}\text{F} = \frac{^{\circ}\text{C} \times 180^{\circ}}{100^{\circ}} + 32^{\circ}$$

3.5. ESCALA ABSOLUTA

Para fines científicos se utiliza una escala especial llamada absoluta ($^{\circ}\text{A}$) o Kelvin ($^{\circ}\text{K}$).

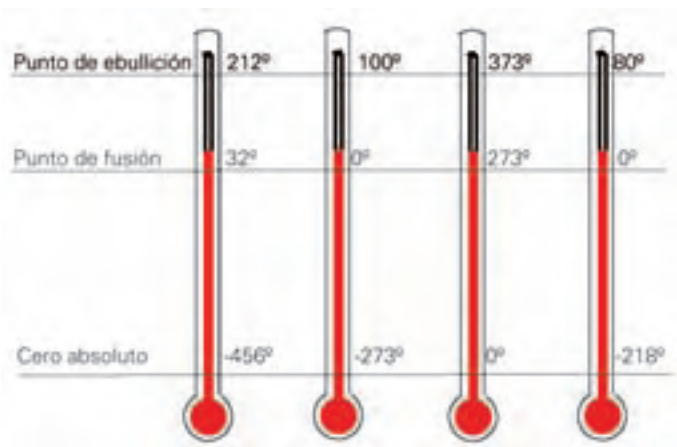
La unidad grado es la misma que en la escala centígrada, pero el punto de fusión del hielo corresponde a 273° Kelvin, y el de ebullición del agua a 373° Kelvin.

Esta escala no tiene temperaturas negativas porque el 0° Kelvin, que corresponde a -273°C , es el llamado 0 absoluto de temperatura, y según la teoría molecular de los gases, esta temperatura corresponde al reposo absoluto de las moléculas.

La conversión de grados Kelvin a centígrados y a la inversa, se realiza mediante las siguientes fórmulas:

$$^{\circ}\text{C} = ^{\circ}\text{K} - 273$$

$$^{\circ}\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273$$



Puntos fijos de diferentes escalas termométricas

3.6. TERMÓMETRO ESTÁNDAR Y TEMPERATURA ABSOLUTA

Para graduar los termómetros se recurre a un termómetro estándar llamado *termómetro de gas a volumen constante*.

Sabemos que un gas caliente tiene más presión que un gas frío. En un termómetro de gas la presión a volumen constante nos indica la temperatura. Un termómetro de gas se compone de un recipiente lleno de un gas ideal (cualquier gas a baja presión) y un manómetro conectado al recipiente. Si medimos las respectivas presiones del recipiente colocándolo primero sobre hielo fundido y más tarde en agua en ebu-

llición observamos que la presión en el punto de ebullición es 1,3661 veces más grande que la presión en el punto de fusión del hielo. De donde:

$$p/p_o = 1,3661 \quad (1)$$

donde:

p = presión a la temp. de ebullición del agua.

p_o = presión a la temp. de fusión del hielo.

Aceptando la dependencia lineal de la presión con la temperatura a volumen constante y si dividimos las diferencias en presión, a las temperaturas de fusión del hielo y ebullición del agua en cien partes iguales.

Considerando que la temperatura es directamente proporcional a la presión tenemos:

$$p/p_o = T/T_o \quad (2)$$

Teniendo en cuenta que (Celsius):

$$T - T_o = 100 \quad (3)$$

Sustituyendo:

$$T/T_o = 1,3661$$

de donde

$$T = 1,3661 \times T_o$$

y sustituyendo en (3)

$$T(1,3661 \times T_o) - T_o = 100$$

de donde:

$$T_o = \frac{100}{0,3661} \approx 273,15$$

3.7. MEDICIÓN DE LAS TEMPERATURAS

Termómetro corriente

La temperatura de un objeto se mide mediante un termómetro que consiste en un tubo de vidrio cerrado, con un hueco, que va a lo largo del eje del tubo, de un extremo a otro; el hueco se ensancha considerablemente en forma de bulbo, por el extremo inferior, como vemos en la figura. Dicho bulbo está lleno de líquido, generalmente mercurio o alcohol, que puede ascender por el hueco central; por encima del liquido existe el vacío. El calentamiento provoca la expansión del liquido hacia la parte superior del tubo, mientras que un enfriamiento, produce su contracción y el consiguiente descenso del nivel del liquido. La superficie exterior del tubo lleva graduada por su parte exterior, una escala de temperaturas, de forma que la altura del liquido nos indicará la temperatura.

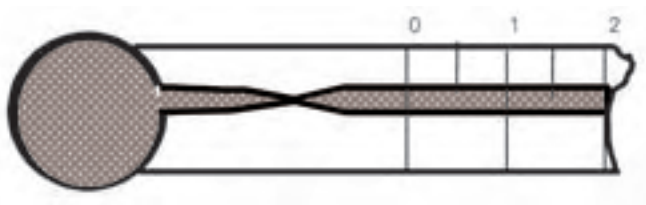


Termómetro de máxima

Se trata de un termómetro análogo al corriente, salvo que, justo por encima del bulbo o depósito, el alma presenta un estrangulamiento, como vemos en la figura, cuando la temperatura aumenta, el mercurio contenido en el bulbo se expande y asciende, a pesar del estrechamiento, a lo largo del tubo. Cuando la temperatura disminuye, el mercurio que se encuentra por debajo del estrechamiento, se contrae dentro del depósito, pero la estrechez existente impide que el mercurio superior pueda caer, debido a su propio peso, de forma que queda marcando la temperatura más alta que alcanzó, la parte superior de la columna líquida nos indicará, por tanto, la temperatura máxima alcanzada.

Aunque el hilo de mercurio, existente en el alma, también se contrae al disminuir la temperatura, dicha contracción es tan insignificante que puede considerarse despreciable.

El «termómetro clínico» es un ejemplo de un termómetro de máxima. Para volver a poner a punto el termómetro, tras una lectura, basta sacudirlo, para forzar al mercurio a que vuelva al depósito a través del estrechamiento.



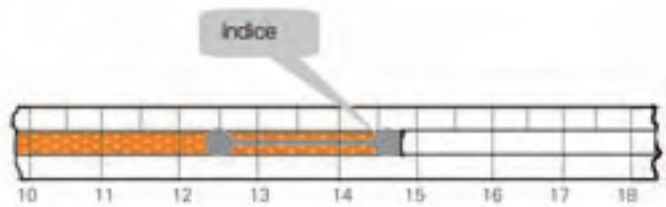
Termómetros de mínima

Se utiliza para registrar la temperatura más baja habida durante un cierto periodo. El termómetro de mínima se parece al corriente, salvo que su depósito por regla general suele tener forma de horquilla siempre contiene un líquido de *baja* densidad, generalmente de líquido orgánico, tal como el alcohol, en lugar de mercurio. Además, dentro del líquido, en el tubo, lleva una pequeña varita de cristal muy ligera, denominada «índice», tal como se ve en la figura. El termómetro se coloca *casi* horizontalmente con lo que cuando la temperatura baja, el líquido arrastra el índice porque no puede atravesar el menisco y se ve forzado a seguir su recorrido de retroceso, ayudado por la pequeña inclinación.

Cuando la temperatura asciende de nuevo, el líquido pasa sin dificultad entre la pared del tubo y el índice, y este queda marcando la temperatura mínima.

Un termómetro de mínima debe mantenerse siempre horizontal, ya que de lo contrario el índice de cristal caería, a través del líquido, hasta el fondo del tubo.

Si el alma del índice es metálica, sin necesidad de inclinar el termómetro, el índice puede llevarse otra vez a la posición conveniente mediante un pequeño imán.



Termómetro de mínima mostrando el índice

Termógrafo

Son instrumentos registradores de la temperatura del aire. Se fundamentan en que los coeficientes de dilatación y contracción de los metales varía con la naturaleza de estos.

Generalmente es bimetalico. Consiste en dos tiras metálicas soldadas una encima de la otra y enrolladas en forma de espiral. La tira exterior se dilata menos que la interior, de forma que cuando la temperatura aumenta la espiral tiende a desenrollarse. Las variaciones de temperatura se traducen en un movimiento que, transmitido por una serie de palancas a una plumilla entintada, dibuja sobre un papel graduado arrollado a un cilindro con mecanismo de relojería una línea continua con las variaciones de temperatura en el tiempo.



3.8. CALOR ESPECÍFICO

Sabemos que los cuerpos tienen constituciones moleculares diferentes, y si aplicamos la misma cantidad de calor a dos sustancias distintas, veremos que una de ellas gana calor más rápidamente que la otra. Esto puede expresarse diciendo que estas dos sustancias tienen capacidades diferentes para absorber calor o, dicho de otro modo, tienen diferente calor específico.

La unidad de calor específico es la *caloría* que puede definirse como la cantidad de calor necesaria para elevar un grado centígrado de (14°C a 15°C) la temperatura de un gramo de agua.

3.9. SUPERFICIES Y LÍNEAS ISOTERMAS

- *Superficies isothermas* son aquellas superficies que unen puntos del espacio en los que en un momento dado se registra la misma temperatura. En una atmósfera estable, homogénea y en reposo total, estas superficies serían concéntricas a la Tierra.
- *Líneas isothermas* son las líneas que unen los puntos en los que en un momento dado se registra la misma temperatura. En una atmósfera estable, homogénea y en reposo total, estas líneas serían paralelas entre sí y no presentarían ninguna irregularidad.
- *Ecuador térmico* es la línea que une los puntos de máxima temperatura media. Esta línea no es una isoterma, ya que no une puntos de igual temperatura. Esta temperatura máxima se puede tomar para un día, un mes o un año.

3.10. CAUSAS DE LA IRREGULARIDAD DE LAS ISOTERMAS

Variaciones horizontales

Como podemos observar en la figura inferior, las líneas isothermas no son paralelas entre sí, sino que siguen una línea caprichosa. Esto se debe, entre otras cosas, a que la atmósfera no es homogénea, ni estable y tampoco se halla en reposo. Por otra parte, siendo el Sol la única fuente que envía calor a la Tierra, la temperatura debería estar repartida proporcionalmente del ecuador a los polos, de acuerdo con la verticalidad con que los rayos solares inciden sobre la superficie terrestre. Si ocurriese así, las isothermas serían paralelas al ecuador térmico y este coincidiría con el geográfico.

Esto no ocurre debido a las siguientes causas:

- Hay continentes y mares. La mayor inercia térmica del agua determina que los mares se calienten y enfríen más lentamente que los continentes y esta es

la causa por la que en las costas, normalmente, las variaciones de temperatura son mucho menos acusadas que tierra adentro.

- Existen corrientes marinas. Las corrientes marinas distribuyen las masas de agua fría o caliente por todo el globo, suavizando el frío en algunos lugares o incrementándolo en otros. Un ejemplo lo tenemos con la corriente del Labrador (fría) en las costas americanas donde en una latitud como la de Nueva York los inviernos son muy duros comparándolos con los de Donosti bañados por la corriente del Golfo (cálida).
- Las corrientes atmosféricas. Estas corrientes también aumentan o disminuyen la temperatura de aire que se encuentran a su paso.
- La altitud. A igualdad de altitud, la atmósfera que está por encima de una meseta o cadena montañosa es menos densa que las regiones llanas ya que además del calor que la primera recibe del Sol, recibirá también el que irradia la meseta o montaña próxima y durante la noche ocurrirá que la pérdida de calor de la montaña será mayor, haciendo igualmente menos densa la atmósfera.
- La vegetación. Las funciones de las plantas y la vida vegetativa, absorben parte del calor recibido por el Sol. De no existir vegetación, el calor se concentraría más sobre el terreno.



Isotermas de enero



Isotermas de julio

Variación vertical

Como dijimos al estudiar la troposfera, la temperatura en esta capa de la atmósfera disminuye a razón de $0,65^{\circ}\text{C} \times 100$ metros y esto es debido a que la troposfera se calienta por abajo y no directamente por el Sol como podríamos pensar en un primer momento. Los rayos infrarrojos solares calientan la Tierra y la radiación infrarroja saliente terrestre calienta a la atmósfera.

Sin embargo dentro de la troposfera podemos encontrarnos con *inversiones térmicas*, que son zonas en donde la temperatura aumenta con la altura en un estrato de aire determinado. Estas inversiones pueden ser de dos tipos:

- De superficie. Generalmente a ras de suelo, se producen en noches despejadas y apacibles con una pérdida de calor nocturna muy grande. El aire en contacto con la tierra se enfría también rápidamente y nos podemos encontrar en capas más altas temperaturas superiores. Este fenómeno actúa a modo de tapadera e impide los movimientos verticales del aire, favoreciendo la formación de las nieblas, las heladas y en las ciudades la acumulación de aire contaminado.
- De altura o de subsidencia. Se producen a una altura entre 600 y 1.500 metros y generalmente en situaciones de altas presiones. El descenso del aire, que poco a poco se va comprimiendo y secando de arriba abajo, impide a modo de tapadera igualmente los movimientos verticales del aire.

3.11. SENSACIÓN TÉRMICA

Se puede definir como la sensación de calor o frío que sentimos en presencia de viento o humedad, o la temperatura aparente que creemos que hace en un momento determinado bajo estas circunstancias.

El cuerpo humano mantiene una temperatura corporal de 37°C aproximadamente y para defenderse de temperaturas extremas aumenta o disminuye el diámetro de los vasos sanguíneos encargados de la circulación subcutánea. Cuando se combina temperatura y viento o temperatura y humedad, estamos hablando de sensación térmica.

Nuestro cuerpo mantiene en contacto con nuestra piel una capa aislante de milímetros de espesor que nos aísla de la temperatura exterior. Cuando sopla viento esta capa se reduce y se acelera la pérdida de calor de nuestro cuerpo, es la sensación térmica por efecto del viento.

Temperatura °C

Viento km/h	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-10	-15	-20
0	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-10	-15	-20
8	9	8	6	6	4	3	2	1	0	-1	-3	-4	-5	-6	-7	-9	-14	-20	-26
16	8	6	5	4	3	2	0	-1	-2	-3	-5	-6	-7	-8	-9	-11	-17	-23	-29
24	7	6	4	3	2	1	-1	-2	-3	-4	-6	-7	-9	-9	-11	-12	-19	-25	-31
32	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-4	-5	-7	-8	-10	-10	-12	-13	-20	-26	-33
40	6	4	3	2	1	-1	-2	-4	-4	-6	-7	-9	-10	-11	-13	-14	-21	-27	-34
48	6	4	3	2	0	-1	-3	-4	-5	-6	-8	-10	-11	-12	-13	-15	-22	-28	-35
56	5	4	2	1	0	-2	-3	-5	-5	-7	-9	-10	-12	-12	-14	-15	-22	-29	-36
64	5	3	2	1	0	-2	-4	-5	-6	-7	-9	-11	-12	-13	-14	-16	-23	-30	-37

Cuando las temperaturas son altas la humedad aumenta la sensación de calor, dándonos la impresión de que la temperatura es mucho mayor, esto se debe a que la humedad alta dificulta la transpiración corporal. Si la humedad es baja se facilita la evaporación del sudor, nuestro cuerpo pierde calor más rápidamente y la sensación térmica es de que la temperatura es inferior a la real.

Humedad relativa(%)

T (°C)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
50	42	44	47	51	59	64															
45	38	40	42	45	47	50	54	55													
44	38	39	41	44	45	49	52	55													
43	37	39	41	42	44	47	51	54	58	62											
42	36	37	39	41	42	45	47	50	52	55											
41	35	36	38	39	41	43	45	48	51	54	57										
40	35	36	37	39	40	43	43	47	49	53	55										
39	34	35	36	37	38	41	41	44	46	50	50	55									
38	33	34	35	36	37	38	40	42	43	46	49	52	56	59							
37	32	33	34	35	36	38	38	41	41	44	46	49	51	55							
36	32	33	33	34	35	36	37	39	39	42	43	46	49	50	54	55					
35	31	31	32	33	34	34	36	37	38	40	42	43	46	48	51	54	58				
34	30	30	31	31	32	34	34	35	36	37	38	41	42	44	47	48	50	52	55		
33	29	29	30	30	31	33	33	34	34	35	36	38	39	42	43	45	49	49	53	54	55
32	28	29	29	30	31	31	32	33	34	35	36	37	38	39	41	43	45	47	50	51	55
31	28	28	29	29	29	29	30	31	31	31	33	34	35	36	37	39	40	41	45	45	50
30	27	27	28	28	28	28	29	29	30	30	31	32	33	34	35	36	37	39	40	41	45
29	26	26	27	27	28	28	29	29	30	31	31	32	32	33	34	35	36	37	39	41	42
28	26	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29	29	30	31	32	32	33	34	34	36
27	25	25	25	25	26	26	26	27	27	27	27	28	28	29	29	30	30	31	31	31	33
26	24	24	24	24	25	25	25	26	26	26	26	27	27	27	27	28	28	29	29	29	30
25	23	23	23	23	24	24	24	24	24	24	25	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28

* Tablas facilitadas por la NOAA.

*El pronóstico es el arte de decir qué sucederá y,
entonces, explicar por qué no lo hizo.*

ANONIMO

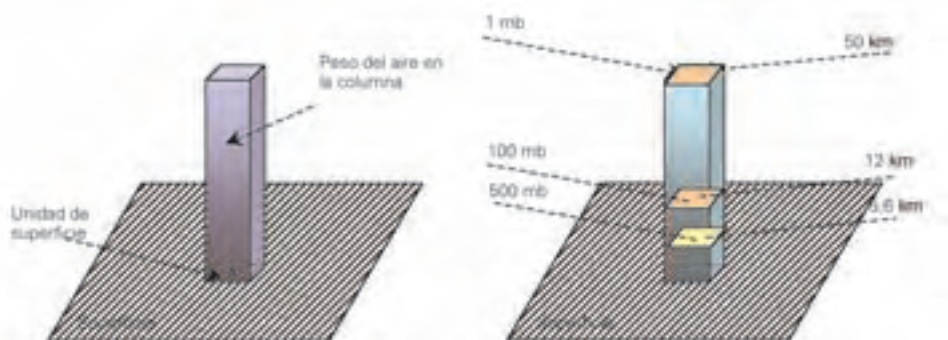


4. PRESIÓN ATMOSFÉRICA

4.1. INTRODUCCIÓN

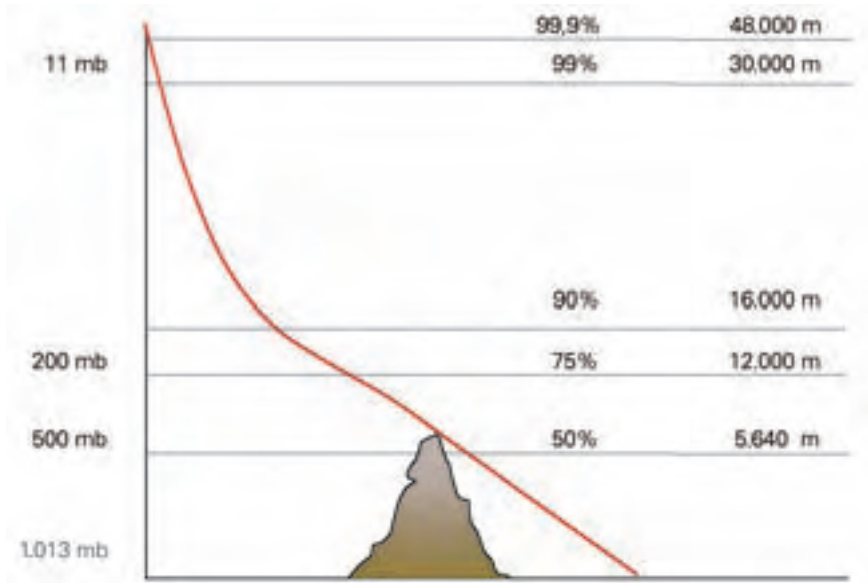
Aunque no se ve, el aire pesa. El aire contiene moléculas que se mueven en todas direcciones y a grandes velocidades. La presión atmosférica puede ser definida como la fuerza ejercida por unidad de superficie por el peso de las moléculas de la columna de aire sobre dicha superficie, es decir, el peso o fuerza ejercido por la atmósfera por unidad de superficie.

La presión en un punto «A» de la figura aumenta si el peso del aire aumenta, es decir, si el número de moléculas de aire aumenta y decrece en el caso contrario.



El peso de esta columna de aire puede variar, por la temperatura, por la cantidad de vapor de agua contenida en ella o por la altitud. El calentamiento aumenta la presión y el enfriamiento la disminuye. A más cantidad de vapor de agua, menor presión, ya que el vapor de agua es uno de los componentes de la atmósfera que pesa menos. A mayor altitud menor presión. Si la presión a nivel del mar es de 1.013 mb y nos elevamos a una altitud de 5,5 km, la presión será aproximadamente la mitad ya que, a medida que nos elevamos, el número de moléculas del aire es menor. La disminución de la densidad en la atmósfera es muy rápida al principio y se puede considerar que la mitad de ella se encuentra por debajo de los 5.640 metros (la altura me-

dia de los 500 hPa). La mitad siguiente en los 5.600 metros, es decir, que las tres cuartas partes de la atmósfera se encuentran dentro de la troposfera. Esta acumulación de la atmósfera en las capas bajas se justifica por la compresión causada por la fuerza de la gravedad del aire situado por encima.



4.2. ATMÓSFERA ESTÁNDAR

Es un estado hipotético de la atmósfera. Sus características principales son: una presión al nivel medio del mar de 1.013,2 hPa, a una temperatura a nivel del mar de 15°C y un gradiente de temperatura de -6.5°C/km que se mantienen constantes hasta una altura de 11 km. La aceleración de gravedad es de 9,806 m/seg al cuadrado.

$$Presión = \frac{fuerza \text{ o } peso}{superficie}$$

Si consideramos una columna de mercurio de 1 cm² de sección y 76 cm de altura (Torricelli)
Peso/masa = volumen x densidad
Volumen = base x altura
 $V = 1 \times 1 \times 76 = 76 \text{ cm}^3$
 $\delta(\text{mercurio}) = 13,59 \text{ gr} \times \text{cm}^3$
Peso columna de mercurio = 13,59 x 76 = 1.032,84 gramos

Atmósfera estándar

Altitud (m)	Temperatura (°C)	Presión (mb)	Densidad kg/m ³
0	15	1.013,2	1,23
500	11,8	955	1,17
1.000	8,5	899	1,11
1.500	5,2	845	1,06
2.000	2	795	1,01
2.500	-1,2	747	0,96
3.000	-4,5	701	0,91
3.500	-7,8	657	0,86
4.000	-11	616	0,82
4.500	-14,2	577	0,78
5.000	-17,5	540	0,74
5.500	-20,8	505	0,70
6.000	-24	472	0,66
7.000	-30,5	410	0,59
8.000	-37	356	0,53
9.000	-43,5	307	0,47
10.000	-50	264	0,47
10.769	-55	234,5	0,37
15.000	-55	121	0,19
20.000	-55	55	0,09
30.000	-55	5	0,01
40.000	-3,7	2	0,00

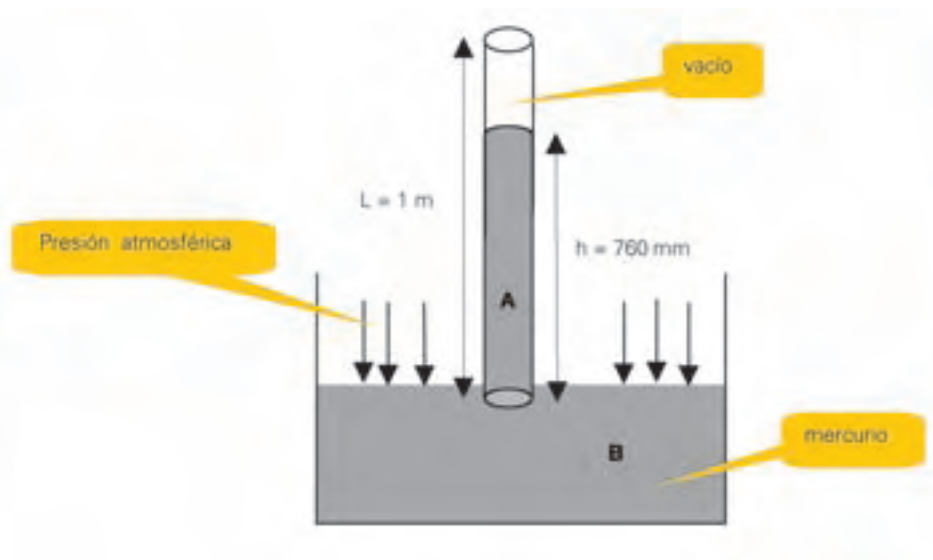
- *Dina*: Es la fuerza que aplicada a la masa de un gramo le comunica una aceleración de 1 cm/s².
- *Baria*: Fuerza por unidad de superficie. Presión ejercida sobre 1cm² por unidad de fuerza, que es la dina = 1 mg x cm² (muy pequeño).
- *Bar*: Un millón de barias.
Como la baria es muy pequeña y el bar es muy grande se toma el milibar.
- *Milibar*: Milésima parte del bar.
- *Pascal*: Presión ejercida por un newton sobre 1 m² de superficie.
1 milibar equivale a 100 Pa o sea a un Hectopascal (hPa).

Resumiendo:

1 atmósfera física = 760 mm de mercurio = 1.033 gr/cm² = 1.013.212 barias = 1.013,3 mb

4.3. MEDIDA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

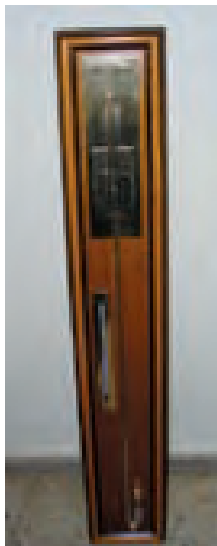
Evangelista Torricelli (Faenza 1608-Florence 1647), físico italiano del siglo XVII, utilizó una cubeta de mercurio (B) y un tubo de un metro de longitud y un centímetro cuadrado de sección también lleno de mercurio para medir la presión atmosférica. Al invertir el tubo sobre la cubeta, el mercurio baja en el tubo hasta un cierto nivel (760 mm) quedando el sistema en equilibrio. Como se supone que no hay aire en la parte superior del tubo, podemos decir que la presión que ejerce la columna de mercurio en (A) debe ser igual al peso del aire sobre la superficie libre de la cubeta.



4.4. INSTRUMENTOS PARA MEDIR LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

Barómetro de mercurio

Esencialmente consta de un tubo de vidrio de un metro aproximado de largo, cerrado por uno de sus extremos, que se llena de mercurio y se invierte en una cubeta también llena de mercurio. La columna de mercurio del tubo equilibra la presión atmosférica. Cuando la presión atmosférica varía, la altura del mercurio fluctúa siguiendo dichas variaciones. Los barómetros más comunes hoy en día son de escala compensada, en los que no se ajusta el cero de la escala, por lo que sólo hay que realizar la lectura de la columna. Generalmente estos barómetros llevan adosados un termómetro que mide la temperatura del mercurio para poder corregirlos.



Barómetro aneroid

Son barómetros que equilibran la presión atmosférica por medio de fuerzas elásticas. Son aparatos de lectura directa y por ello, por sus reducidas dimensiones y por no exigir suspensión (en la mar), resultan mucho más prácticos que los de mercurio. Sin embargo, su exactitud es menor que la de los de mercurio, por lo que es necesario frecuentemente compararlos con un barómetro patrón.

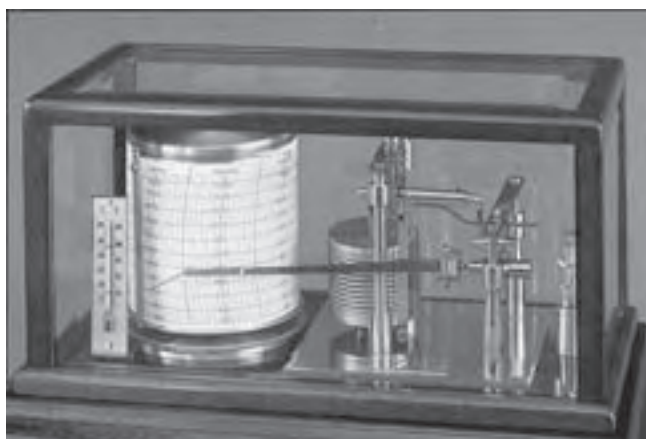
Su órgano sensible es una cápsula aneroida (o de Vidi). Se trata de una cámara cilíndrica en la que se ha hecho el vacío, cuyas caras inferiores y superiores son onduladas, al objeto de aumentar la sensibilidad, aumentando su superficie. Un fuerte muelle de tensión, dentro de la cápsula, impide que las caras se junten bajo el efecto de la presión del aire. Las variaciones de presión se traducen en abombamientos o aplastamientos de la tapa ondulada de la cápsula. Dichos movimientos del orden de 5 milésimas de milímetro por cada milímetro de mercurio de variación de la presión, son amplificados por medio de un mecanismo que consiste en un juego de palancas que transmiten el movimiento a un piñón que va unido a una aguja indicadora, que oscilará sobre un semicírculo previamente calibrado en milímetros de mercurio y milibares generalmente.





Barógrafo

Es un barómetro aneroides registrador. Su órgano sensible consiste en una batería de cápsulas metálicas en las que se ha hecho el vacío (cápsulas de Vidi). Los efectos de los cambios de presión sobre la batería de cápsulas se transmiten a un brazo, que termina en una plumilla, que amplía los movimientos. La plumilla descansa sobre un tambor giratorio y va dibujando una línea continua sobre una hoja registradora que rodea al tambor. La hoja está calibrada verticalmente con valores de presión y horizontalmente en horas y días.



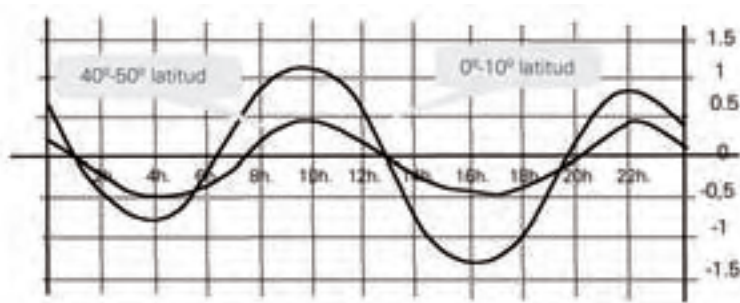
4.5. ISOBARA

Línea que une puntos que en un momento determinado tienen la misma presión.

4.6. VARIACIÓN DIARIA DE LA PRESIÓN BAROMÉTRICA (MAREA BAROMÉTRICA)

La curva diaria de la presión en ausencia de perturbaciones atmosféricas, es decir, con buen tiempo, presenta una variación regular que se conoce con el nombre de *marea barométrica*. La marea barométrica presenta dos máximos hacia las 10 y las 22 horas y dos mínimos hacia las 4 y las 16 horas. La ausencia de esta oscilación regular revela la existencia de una perturbación atmosférica.

La causa de la marea barométrica hay que buscarla en el efecto de resonancia que produce la oscilación térmica diaria en la atmósfera.



Marea barométrica

4.7. TENDENCIA BAROMÉTRICA

Es el valor de la variación de la presión en el lapso de tiempo que separa dos observaciones consecutivas.

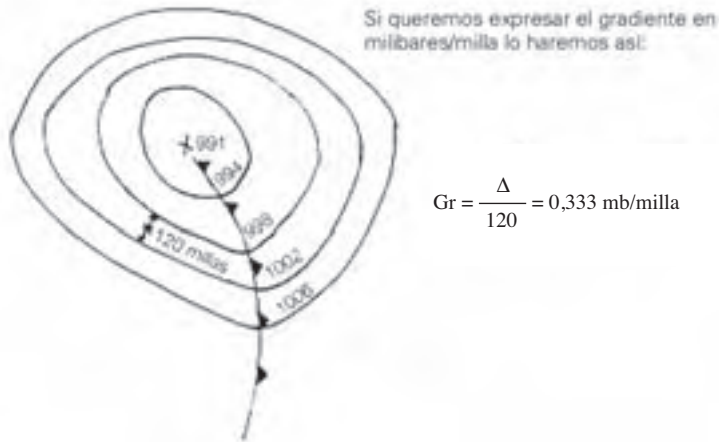
4.8. AMPLITUD BAROMÉTRICA

Puede definirse como la diferencia de presión a lo largo del día. La amplitud barométrica es inversamente proporcional a la latitud, es decir, que en los polos no existe prácticamente variación a lo largo del día y es máxima en el ecuador.

4.9. GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESIÓN

Puede definirse como la diferencia de presión existente entre dos isobaras consecutivas, por unidad de distancia. Generalmente se toma como unidad de distancia el grado geográfico (60 millas náuticas).

$$\text{Gradiente horizontal} = \frac{\text{diferencia de presión entre isobaras}}{\text{distancia en grados o millas}}$$



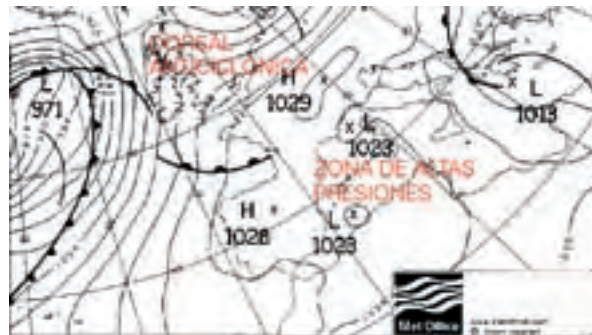
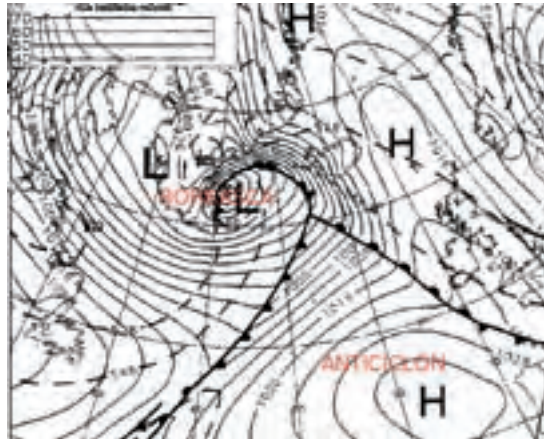
4.10. FORMAS ISOBÁRICAS PRINCIPALES

Altas presiones

Características: Formas cerradas que adoptan una configuración bastante irregular. La presión crece desde el exterior hacia el centro. Los vientos circulan en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte (H.N.) y en el sentido contrario en el hemisferio sur (H.S.).

Podemos dividir estas formaciones en:

- 1) *Anticiclón fijo o estacionario*. Es una región que abarca una amplia zona. Las isobaras están bastante separadas, particularmente cerca del centro. Suelen producir buen tiempo en las zonas sobre las que se hallan. Internacionalmente, se representan por una (H) colocada en su centro (*High*). En España por medio de una (A).
- 2) *Anticiclón móvil*. Su constitución es idéntica a los anteriores, con la diferencia que ocupa menos extensión. Suele aparecer separando dos familias de depresiones frontales, y, normalmente está constituido a base de aire frío.
- 3) *Áreas de altas presiones*. Constituyen regiones de alta presión, pero que no se hallan totalmente definidas, de modo que son muy irregulares y no poseen un único centro de máxima presión, sino varios.



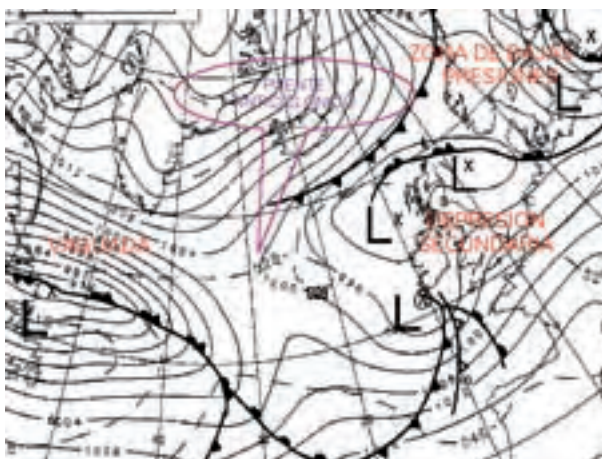
Bajas presiones

Son zonas constituidas por isobaras cerradas de geometría algo más regular que las altas presiones. La presión disminuye desde el exterior hacia el centro, donde es mínima. Los vientos giran a su alrededor en sentido contrario a las agujas del reloj en el hemisferio norte y en el mismo sentido en el hemisferio sur.

Dentro de estas formaciones, cabe distinguir:

- 1) *Depresión*. Llamado también «baja» y «borrasca» su extensión es bastante menor que la de los anticiclones fijos, estando las isobaras más juntas que en las altas presiones y casi siempre son móviles, trasladándose de oeste a este generalmente. Internacionalmente las bajas llevan una (L) para identificarlos (*low*). En España se representan con una (B). La nubosidad y las precipitaciones suelen ser abundantes en ellas.
- 2) *Ciclón tropical*. Su estructura bórica es idéntica a la de la depresión, aunque más simétrica y, generalmente, mucho menos extensa. Los vientos son mucho más violentos y siempre aparecen en las regiones intertropicales. No se señalan con ninguna letra, sino con el símbolo.

- 3) *Depresión secundaria*. Es una pequeña depresión, satélite de una depresión mayor con la que tiene algunas isobaras comunes. Esta denominación se puede aplicar a cualquier zona de pequeñas dimensiones, que posea presiones relativamente bajas, con la condición de que mantenga sus características durante algún tiempo.
- 4) *Áreas de bajas presiones*. Aquella zona de baja presión en la que no existe un centro único, sino que se localizan varios.



4.11. FORMAS ISOBÁRICAS SECUNDARIAS

Comprenden aquellas formaciones isobáricas que no presuponen isobaras cerradas, pero que responden aproximadamente a los tipos de tiempo que corresponden a una circulación ciclónica o anticiclónica de los vientos.

- 1) *Vaguada*. Llamada también «surco» o «depresión en V», consiste en isobaras abiertas en forma de «V», sensiblemente paralelas y con sus vértices alineados según un eje de simetría, generalmente no rectilíneo. El aspecto de dichas isobaras es el de una serie de V encajonadas unas en otras y decreciendo en su valor del exterior al interior. Se indican en los mapas meteorológicos con una (l) pequeña (*low*) y en los españoles con una (b)
- 2) *Desfiladero*. Es una zona de bajas presiones que se extiende entre dos depresiones principales.

Dentro de las formaciones con circulación anticiclónica de vientos están:

- *Dorsal anticiclónica*. Conocida también con el nombre de «cuña anticiclónica». Esta constituida por isobaras en forma de «V» invertida, y suelen ser el extremo de algún anticiclón que se va debilitando. No presenta vértices agu-

dos como la vaguada. Se indica en los mapas con una (*h*) (*high*) y en los españoles con una (*a*).

- *Puente anticiclónico*. Inverso al desfiladero de bajas presiones consiste en una banda de altas presiones que une dos anticiclones sucesivos.

Entre las formas accesorias que no son ciclónicas ni anticiclónicas distinguiremos:

- *Pantano barométrico*. Zona caracterizada por poseer un gradiente de presión muy pequeño o prácticamente nulo. No se puede considerar como un individuo isobárico, ya que al ser la presión uniforme no existirá campo bórico ni circulación de vientos.
- *Collado, silla de montar o punto neutro*. Se llama así a la zona neutra entre dos formaciones de alta y dos de baja.

4.12. DISTRIBUCIÓN DE LAS PRESIONES EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

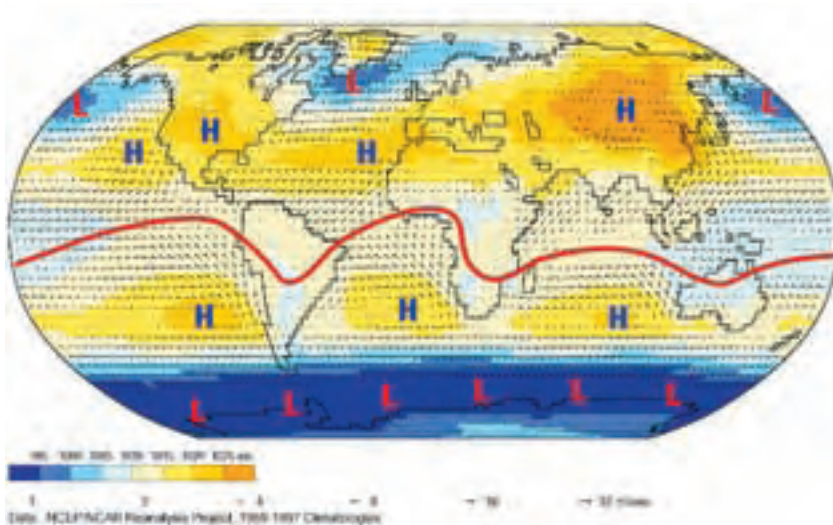
En el invierno del hemisferio boreal aparece una amplia faja de altas presiones en las latitudes medias, que se ensanchan sobre los continentes, formando núcleos anticiclónicos bien definidos y se estrecha sobre los océanos. Los anticiclones individuales que aparecen sobre la faja antedicha y que se describen de oeste a este, conforme aparecen en la figura, son los siguientes:

- Anticiclón continental norteamericano (aire frío, sólo se presenta en niveles bajos).
- Anticiclón subtropical Atlántico (Anticiclón de las Azores). (aire caliente).
- Anticiclón continental siberiano (aire frío).
- Anticiclón subtropical Pacífico (aire caliente, persiste hasta grandes alturas).

Al norte y sur del anterior pasillo anticiclónico se encuentran sendas zonas de depresionarias, la meridional es una estrecha franja que circunda la tierra [Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)] y la septentrional compuesta por:

- Mínimo de las Aleutianas.
- Mínimo de Islandia simultáneamente en el verano austral.
- Mínimo suramericano.
- Mínimo africano.
- Mínimo australiano.
- Anticiclón en el Pacífico del Sur.
- Anticiclón en el Atlántico Sur.
- Anticiclón en el Índico Sur.

4.13. PRESIÓN Y VIENTOS DE SUPERFICIE A NIVEL DEL MAR



Enero

En el verano boreal e invierno austral se invierte el esquema. En el hemisferio boreal desaparecen los anticiclones continentales, viéndose reemplazados el norteamericano por una zona de bajas presiones relativas y el siberiano por una extensa depresión que cubre prácticamente todo el continente asiático y cuyo centro se sitúa entre Persia y la India.

Los anticiclones marítimos subtropicales, se refuerzan y extienden considerablemente, abarcando el de las Azores desde casi la mitad de los EEUU hasta Europa Central, con aumento de la presión en su centro, respecto a la de enero.

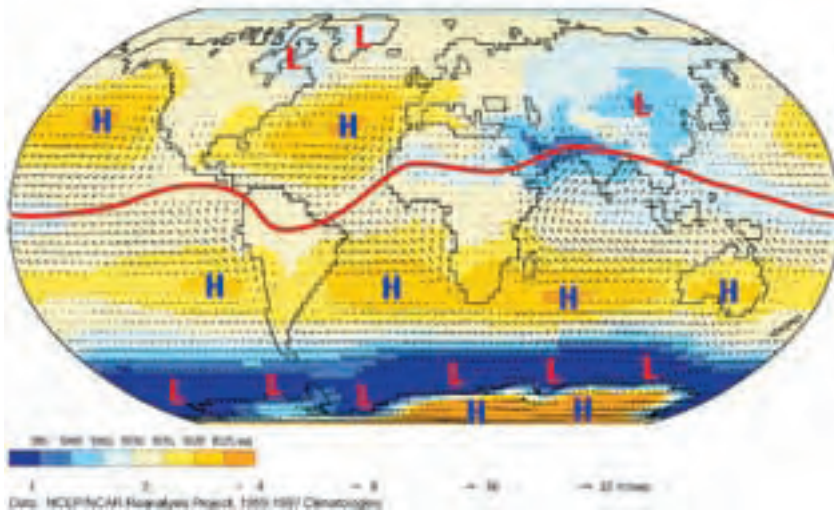
El anticiclón subtropical pacífico, por su parte, también experimenta una extraordinaria dilatación, abarcando prácticamente todo el pacífico nororiental y subiendo asimismo la presión en su centro.

En cuanto a las depresiones marítimas, experimentan una notable contracción en verano empujadas, por así decirlo, por los anticiclones subtropicales dilatados.

La depresión de Islandia se reduce en extensión, de manera que sólo abarca desde la Tierra de Baffin hasta Noruega, al mismo tiempo que se rellena, es decir, que sube la presión en su centro, y por su borde meridional se repliega hacia el norte, empujado por el anticiclón de las Azores.

El mínimo de las Aleutianas desaparece prácticamente, viéndose reemplazado por una área de bajas presiones que equivale casi a una pantano barométrico.

En el hemisferio austral por el contrario, las condiciones son invernales. Desaparecen las bajas veraniegas suramericana, africana y australiana y, en su lugar, se extiende una faja de altas presiones que circunvalan la Tierra, y que equivale a su análoga del hemisferio norte de enero. Los anticiclones continentales del hemisferio austral no son, sin embargo, tan acusados como los boreales (norteamericano y siberiano), debido a la extensión relativamente mucho menor de las masas continentales del hemisferio sur, con respecto a las del norte. Esta faja anticiclónica austral se ve limitada hacia el norte por una zona de bajas presiones ecuatoriales, y hacia el sur por un mínimo relativo sobre el continente antártico.



Julio

*Arrats gorri, bihar eguraldi;
goiz gorri, gaueko aizea edo euri.*

*(Atardeceres rojos, amaneceres con buen tiempo;
amaneceres rojos, anocheceres ventosos y lluviosos).*



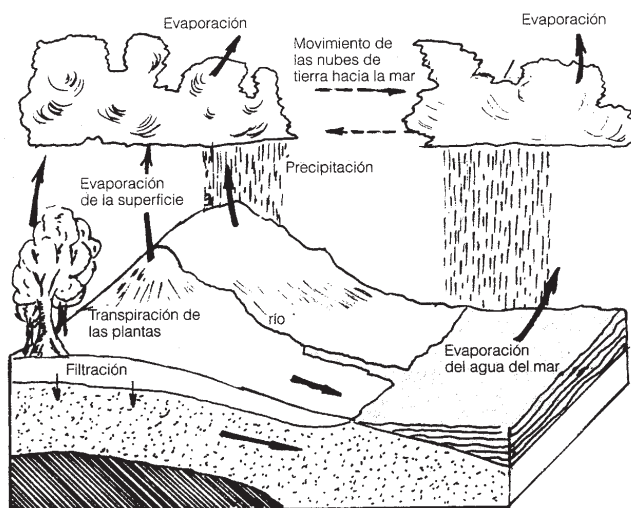
5. HUMEDAD

5.1. INTRODUCCIÓN

El agua se puede encontrar en la atmósfera en los tres estados: sólido, líquido y gaseoso. Como sólido, en forma de hielo, nieve o granizo; como líquido, en forma de lluvia o en las nubes y como gas, en forma de vapor de agua.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera es variable, pudiendo fluctuar entre el 0 y el 4% en volumen, dependiendo del momento y de la situación geográfica, y aunque es más bien pobre si lo comparamos con otros elementos que componen el aire, su importancia es enorme en el balance térmico y, lo que es más importante, en la formación de los fenómenos meteorológicos. Sin vapor de agua en la atmósfera no tendríamos nubes, precipitaciones, nieblas, etc.

Los océanos, mares, lagos, ríos, etc. constituyen la fuente principal de producción del vapor de agua, ayudados por la transpiración de las plantas, cuyo aporte, aún pudiendo tener mucha importancia en lugares determinados, en términos generales no tiene tanta importancia.



Aunque el vapor de agua se va acumulando en la atmósfera, constantemente también se está perdiendo, bien sea en forma de lluvia, nieve, rocío, etc. De este modo se va manteniendo un equilibrio en su contenido.

La atmósfera contiene aproximadamente 1/10.000 del agua total de la Tierra.

5.2. CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA

El conocimiento de los procesos siguientes es de gran importancia si se quiere comprender su impacto sobre el tiempo.

- *Fusión*: Es el paso del estado sólido a líquido, y se realiza mediante aporte de temperatura.
- *Solidificación*: Es el paso del estado líquido a sólido, y se realiza extrayendo calor, es decir. con un descenso de temperatura.
- *Evaporación*: Es el paso de líquido a gaseoso, y se realiza absorbiendo calor.
- *Condensación*: Es el paso del estado gaseoso a líquido mediante la cesión de calor, lo que hace que la temperatura del aire se eleve.
- *Sublimación*: Es el paso del estado sólido a gaseoso sin pasar por el líquido o viceversa. El cuerpo absorbe calor en el primer proceso y lo desprende en el segundo.

5.3. EVAPORACIÓN Y CONDENSACIÓN

Las moléculas de una masa de agua se encuentran generalmente en permanente agitación, colisionando unas con otras. Algunas de estas moléculas, las que están más próximas a la superficie, si adquieren una velocidad superior a las restantes pueden ser capaces de escaparse, rompiendo la barrera que representa la tensión superficial y pasar al aire en forma de pequeñas partículas de vapor de agua.

Si el aporte de vapor de agua hace que el aire alcance su punto de saturación, el vapor de agua que sobra se condensará y volverá a su estado líquido.

5.3.1. Definiciones

- *Energía térmica*: Suma de las energías de todas las partículas de un cuerpo.
- *Temperatura*: Valor medio de la energía cinética de las partículas de un cuerpo.
- *Calor*: Es la energía que suministramos o que recibimos de un cuerpo en los procesos en que éste varía su energía interna.
- *Caloría*: Calor necesario para que un gramo de agua aumente un grado su temperatura.

- *Calor específico*: Energía necesaria que la unidad de masa de un cuerpo necesita intercambiar con el entorno para variar su temperatura un grado.
- *Calor latente*: Energía necesaria para realizar un cambio de estado por unidad de masa.

5.3.2. Calor latente de evaporación y calor latente de condensación

Sabemos que la temperatura representa a la energía media molecular de una sustancia. Durante la evaporación las moléculas con mayor energía cinética son las que rompen la barrera de la tensión superficial. Al ser las partículas más rápidas (con más energía) las primeras en escapar, la energía media disminuirá y por tanto la temperatura media del líquido sin evaporar, un ejemplo de esto podemos verlo, en el enfriamiento de la piel bajo la acción de un abanico. Esa energía que se llevan las moléculas evaporadas es el calor latente de evaporación. Cuando esa humedad se vuelva a condensar devolverá este calor.

El valor del calor latente (*calor de vaporización*) es elevado y así como para aumentar la temperatura de un gramo de agua 1°C es necesario sólo una caloría, para evaporar un gramo de agua (destilada y a 1 atmósfera de presión) a la temperatura de 100°C se necesita 540 calorías y si la evaporación tiene lugar a la temperatura de 0°C necesita 600 calorías.

De lo anterior se deduce que el agua de la mar se enfría durante el proceso de evaporación y que la temperatura del aire aumenta durante el proceso de condensación.

El calor liberado por un gramo de vapor al pasar a agua se denomina calor de condensación.

5.3.3. Factores que afectan a la evaporación

La velocidad de evaporación del agua está afectada por una serie de factores, entre ellos los siguientes:

- *Temperatura*: La velocidad de evaporación es proporcional a la temperatura: si aumenta ésta, también aumenta la velocidad de todas sus partículas y mayor será el número de ellas que escapen a través de la superficie. Sabemos por experiencia que el agua caliente se evapora más rápidamente que el agua fría.
- *Grado de saturación del aire*: Si el aire por encima de la superficie está seco, la evaporación será más rápida, pero a medida que vaya recibiendo más partículas, también irá aumentando el número de las que vuelven al agua, con lo que el ritmo de evaporación irá disminuyendo. Por lo tanto, la evaporación será rápida con aire seco y lenta con aire húmedo.
- *Velocidad del viento*: El viento afecta a la evaporación, pues al aumentar su velocidad, el aire húmedo es arrastrado siendo ocupado su espacio por otro

más seco, con lo cual se mantienen constantemente en el aire valores relativamente bajos de la humedad.

- *Composición del agua:* La evaporación varía inversamente con la salinidad del agua, es decir, el agua de los océanos se evapora más lentamente (5% aproximadamente) que el agua dulce.
- *Superficie de evaporación:* En dos volúmenes de agua iguales, la evaporación será más rápida en el que ocupe una extensión mayor.

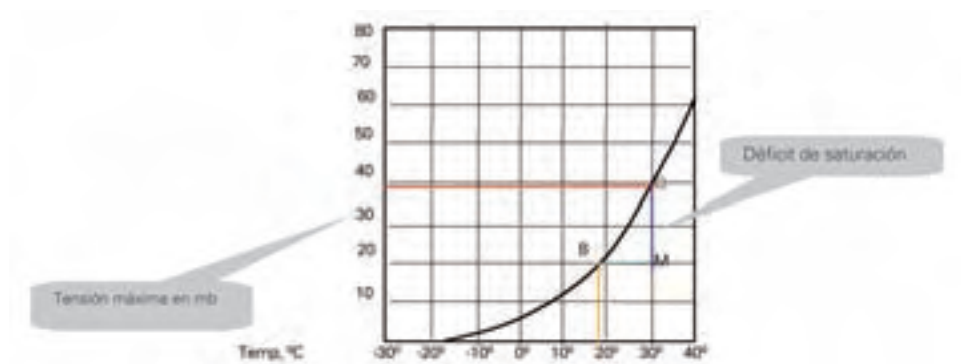
5.4. PRESIÓN DEL VAPOR

Si la presión atmosférica podemos definirla como el peso del aire, es decir, la suma de los pesos de todos sus componentes, la *presión del vapor de agua o tensión del vapor de agua* será el peso del vapor de agua contenido en el aire por unidad de superficie, generalmente expresado en milímetros o milibares.

A cada temperatura le corresponde un límite máximo de densidad de vapor para el vapor de agua en el aire y, lógicamente, un límite para la presión de ese vapor. La máxima cantidad de vapor de agua en un momento determinado en una masa de aire, dependerá por lo tanto de la temperatura de la masa y ésta podrá contener tanto más vapor cuanto mayor sea su temperatura, hasta alcanzar su punto de saturación.

5.4.1. Relación entre temperatura, presión y punto de rocío

Supongamos que tenemos una masa de aire (M) con una temperatura de $+30^{\circ}\text{C}$ y una presión de vapor de 20 mb. Su presión de saturación es de 38 mb y la diferencia ($M - Q$), es decir ($38 - 20 = 18$ mb), su *déficit de saturación*. Si mantenemos su temperatura constante y la masa de aire la hacemos ascender, cuando llegue al punto (Q) estará saturada. Si lo que hacemos es enfriar la masa y mantenemos constante su presión, cuando alcance el punto (B) también estará saturada y su temperatura será $+18^{\circ}$, es decir, su *temperatura de rocío*.



5.4.2. Definiciones

- *Presión máxima*: Peso del vapor de agua de una masa de aire saturada.
- *Punto de rocío*: Temperatura a la que deberá enfriarse la masa de aire para alcanzar su punto de saturación, con relación a su contenido de vapor. Se puede llegar por dos caminos distintos:
 - a) Añadiendo más vapor de agua a la masa de aire.
 - b) Enfriando la masa de aire.

También puede definirse como la temperatura a la cual el aire se satura.

- *Aire húmedo*: Es la mezcla de aire seco con vapor de agua.
- *Humedad absoluta*: Es el peso del vapor de agua existente por unidad de volumen de aire. Como generalmente se toma como unidad el metro cúbico, se puede definir como la cantidad, en gramos, de vapor de agua que contiene un metro cúbico de aire.

Temperatura °C	Vapor de agua (gr/metro cúbico)
0	4,85
5	6,82
10	9,41
15	12,87
20	17,31
25	23,30
30	30,40
35	39,30
40	51,20
45	65,50
50	83,00

La tabla pone de manifiesto la influencia de la temperatura sobre la humedad.

- *Humedad específica*: Es la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo, expresada en gramos de vapor por kg. de aire húmedo. Así como la humedad absoluta varía con la temperatura, la humedad específica es mucho más constante, pues al tomar como medida una unidad de masa (peso), un kilo por ejemplo, éste siempre contendrá la misma masa, que podrá ocupar más o menos volumen, en función de su temperatura, pero lo que no podrá nunca es dejar de ser un kilo.
- *Proporción de mezcla*: Gramos de vapor de agua contenidos en cada kilogramo de aire seco.
- *Humedad relativa*: Es la relación que existe entre la cantidad de vapor de agua que contiene una masa de aire y la que contendría manteniendo la misma temperatura y presión si estuviese saturada.

$$H_r = \frac{\text{Humedad absoluta}}{\text{Humedad relativa}} \% \text{ ó } \frac{\text{Peso del vapor de agua}}{\text{Peso del vapor de agua saturado}}$$

$$H_r = - \frac{e}{E} = \frac{\text{presión de vapor efectiva}}{\text{presión de vapor máxima}}$$

Nota (1)

Cuando la presión normal del vapor alcanza la presión máxima o presión de saturación, la cual depende de la temperatura, la humedad relativa alcanza el 100% y la condensación deberá producirse (teóricamente). Experimentalmente pueden producirse sobresaturaciones tales que la humedad relativa alcance hasta un 500% sin que la condensación se produzca, pero tan pronto como esta se produce baja a un 100% de humedad relativa. La condensación no comienza hasta que el vapor de agua tiene una cierta superficie en que condensarse.

Nota (2)

En la atmósfera hay dos formas de nucleación:

- a) *nucleación homogénea*. El vapor de agua se condensa sobre una superficie de agua (una gotita).
- b) *nucleación heterogénea*: El vapor de agua se condensa sobre partículas de una sustancia que no es agua.

5.4.3. Fórmulas psicrométricas

Cálculo de la tensión del vapor en un instante determinado (e).

Para ello se requiere la temperatura ambiente (t) y la del termómetro húmedo (t').

El termómetro húmedo, al evaporarse el agua (lo que depende de la humedad relativa y la temperatura del aire), marca una temperatura más baja que el seco.

La expresión es:

$$e = \frac{p.Ce}{d.L} (t - t')$$

$$e = E - K (t - t')$$

donde: Ce = Calor específico del aire

d = Densidad del aire

p = Presión atmosférica reinante

L = Calor de evaporación

E = Tensión máxima o saturante

5.5. VARIACIÓN DIURNA Y ANUAL DE LA HUMEDAD ABSOLUTA Y DE LA RELATIVA

En general la curva diaria de variación de la humedad relativa es más irregular que la de la humedad absoluta, ya que ésta es un índice del contenido del vapor de la

atmósfera, que varía muy poco dentro de una misma área. Sin embargo puede hablarse de un mínimo y un máximo que coinciden con los de la curva diaria de la temperatura, ya que al máximo de ésta debe corresponder también un máximo de evaporación, ocurriendo lo contrario con el mínimo.

La humedad relativa viene dada por la fórmula

$$H_r = \frac{\text{Humedad absoluta}}{\text{Humedad relativa}} \%$$

Como la humedad absoluta es casi constante, varía sólo con el denominador y será máxima cuando el valor de la humedad máxima sea mínimo y mínima cuando dicho valor sea máximo.

Se producirá, por consiguiente, un máximo de humedad relativa a primeras horas de la mañana y un mínimo pocas horas después del mediodía.

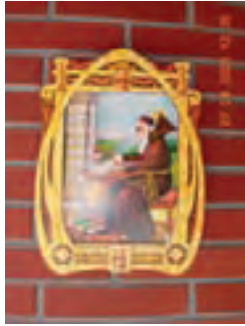
- Curva diaria {
 - Humedad absoluta: Máximo y mínimo coincidente con la curva de temperatura.
 - Humedad relativa: Curva media diaria inversa de la temperatura.
- Curva anual {
 - Humedad absoluta: Máximo en verano y mínimo en invierno.
 - Humedad relativa: Máximo en verano y mínimo en invierno. (muy influida por la situación marítima o continental).

5.6. INSTRUMENTOS PARA MEDIR LA HUMEDAD

La determinación de la humedad del aire se conoce con el nombre de «hidrometría» y los instrumentos para su cálculo, *higrómetro* y *psicrómetro* o (higrómetro de termómetro seco y húmedo).

Higrómetro

Se basa en la propiedad que tienen algunas sustancias de absorber el vapor de agua de la atmósfera. Dentro de los higrómetros podemos encontrarnos con: los *higrómetros químicos*, que dan la humedad absoluta; los *higrómetros de condensación*, que indican directamente el punto de rocío; y los *higrómetros de absorción*, que dan la humedad relativa. Estos últimos son los conocidos higrómetros de cabello (el del fraile) y se basan en la propiedad del cabello de modificar su longitud dilatándose o acortándose con las variaciones de la humedad. La graduación del aparato se hace por comparación con un psicrómetro.



Higrómetro del fraile

Psicrómetro

Es el instrumento más usado para medir la humedad, y generalmente está formado por una chapa metálica que hace de soporte de dos termómetros de mercurio, uno de los cuales lleva, alrededor de su depósito, una capa de tela fina que es mantenida húmeda por medio de un pequeño recipiente con agua: es el llamado termómetro húmedo, y el otro lógicamente es el termómetro seco. El termómetro seco indica la temperatura normal del aire, mientras que el húmedo muestra otra temperatura inferior, provocada por el enfriamiento del depósito, debido al calor latente absorbido al evaporarse la humedad de la tela que lo envuelve. Cuanto más rápido se evapore el agua de la tela, mayor cantidad de calor será absorbido y más baja será la temperatura en este termómetro. Como la velocidad de evaporación depende del grado de saturación del aire, es decir, de su humedad relativa, la diferencia de temperaturas entre ambos termómetros será una medida de dicha humedad.



El psicrómetro, en un barco, deberá estar bien ventilado para que el aire que rodea al termómetro húmedo sea renovado constantemente. En caso contrario, la evaporación se irá haciendo más lenta a medida que el aire confinado en el espacio cercano se vaya saturando, y los datos que leeremos no serán los correctos. Para facilitar esta ventilación, antiguamente en los barcos se recurría a un psicrómetro sujeto por un extremo a un cabo, llamado psicrómetro honda, el cual se hacía girar durante unos segundos para después tomar la lectura del termómetro húmedo, o al psicrómetro de carraca, que en lugar de cadena llevaba una especie de carraca que se hacía girar.

Una vez conocidas las lecturas de ambos termómetros, y mediante unas tablas construidas al efecto, que generalmente suelen ir sobre el mismo soporte del psicrómetro, se obtiene fácilmente tanto la humedad relativa como la temperatura del punto de rocío, bastando entrar en ellas con la lectura del termómetro seco y la diferencia entre éste y el húmedo.

Ejemplo: Supongamos un psicrómetro cuyos termómetros indican las siguientes temperaturas:

- termómetro seco = 25°C
- termómetro húmedo = 23°C

La diferencia de temperaturas es $(25^\circ - 23^\circ) = 2^\circ\text{C}$

Entrando en la tabla vemos que la humedad relativa es de 83% y que la temperatura del punto de rocío es de 22°C.

Temperatura del termómetro húmedo, en grados centígrados (T')

dT	30°		29°		28°		27°		26°		25°		24°		23°		22°		21°		20°	
	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR
0	100	30.0	100	29.0	100	28.0	100	27.0	100	26.0	100	25.0	100	24.0	100	23.0	100	22.0	100	21.0	100	20.0
1	93	29.8	92	28.6	92	27.6	92	26.6	92	25.6	92	24.6	92	23.5	91	22.5	91	21.5	91	20.4	91	19.4
2	86	29.3	85	28.3	85	27.2	85	26.2	85	25.1	84	24.1	84	23.0	83	22.0	83	20.9	83	19.9	82	18.8
3	79	28.9	79	27.9	79	26.8	78	25.8	78	24.7	77	23.6	77	22.6	76	21.5	76	20.4	75	19.3	74	18.2
4	73	28.6	73	27.5	72	26.4	72	25.3	71	24.2	71	23.1	70	22.0	69	20.9	69	19.8	68	18.7	67	17.6
5	68	28.2	67	27.1	67	26.0	66	24.9	65	23.8	65	22.7	64	21.5	63	20.4	63	19.2	62	18.1	61	16.9
6			62	26.7	62	25.6	61	24.4	60	23.3	59	22.1	59	21.0	58	19.8	57	18.6	56	17.5	55	16.2
7					57	25.1	56	24.0	55	22.8	54	21.6	53	20.4	53	19.2	52	18.0	51	16.7	49	15.5
8							51	23.5	51	22.3	50	21.1	49	19.9	48	18.6	47	17.3	46	16.0	44	14.7
9									46	21.8	45	20.5	44	19.3	43	18.0	42	16.7	41	15.3	40	13.9
10											42	20.0	40	18.8	39	17.5	38	16.0	37	14.6	36	13.1
11													37	18.0	36	16.6	34	15.2	33	13.8	32	12.3

ΔT	20°		19°		18°		17°		16°		15°		14°		13°		12°		11°		10°	
	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR
+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+
0	100	30.0	100	29.0	100	28.0	100	27.0	100	26.0	100	25.0	100	24.0	100	23.0	100	22.0	100	21.0	100	20.0
1	91	19.4	91	18.4	90	17.4	90	16.3	90	15.3	89	14.2	89	13.2	89	12.1	88	11.1	88	10.0	87	9.0
2	82	18.8	82	17.8	81	16.7	81	15.6	80	14.5	80	13.4	79	12.3	78	11.2	78	10.1	77	9.0	76	7.9
3	74	18.2	74	17.1	72	16.0	72	14.9	72	13.7	71	12.6	70	11.4	69	10.3	68	9.1	67	7.9	66	6.7
4	67	17.6	66	16.5	65	15.2	65	14.1	64	12.9	63	11.7	62	10.5	61	9.3	59	8.0	58	6.8	57	5.5
5	61	16.9	60	15.7	59	14.5	58	13.3	57	12.1	55	10.8	54	9.5	53	8.2	52	6.9	50	5.5	48	4.1
6	55	16.2	54	14.9	53	13.7	52	12.5	50	11.3	49	9.8	47	8.4	46	7.1	44	5.6	43	4.3	41	2.6
7	49	15.5	48	14.2	47	12.9	46	11.5	44	10.2	44	8.8	43	7.3	40	5.8	38	4.3	36	2.7	34	1.0
8	44	14.7	43	13.4	42	12.0	40	10.6	39	9.2	37	7.7	36	6.1	34	4.5	32	2.8	30	1.0	28	-0.3
9	40	13.9	39	12.5	37	11.1	36	9.6	34	8.1	33	6.5	31	4.8	29	3.0	27	1.2	25	-0.7	23	-2.8
10	36	13.1	34	11.6	33	10.1	31	8.5	30	6.9	28	5.2	26	3.4	25	1.4	22	-0.8	20	-2.7	18	-5.0
11	32	12.3	30	10.7	29	9.1	27	7.4	26	5.8	24	3.8	22	1.8	20	-0.3	18	-2.5	16	-5.8	14	-7.7

ΔT	10°		9°		8°		7°		6°		5°		4°		3°		2°		1°		0°	
	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR
+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+
0	100	10.0	100	9.0	100	8.0	100	7.0	100	6.0	100	5.0	100	4.0	100	3.0	100	2.0	100	1.0	100	0.0
1	87	9.0	86	7.9	86	6.9	86	5.8	85	4.7	85	3.6	84	2.5	83	1.5	83	0.3	82	-0.7	81	-1.8
2	76	7.9	75	6.8	74	5.6	73	4.5	72	3.3	71	2.1	70	0.9	69	-0.3	67	-1.5	66	-2.7	64	-3.9
3	66	6.7	65	5.5	63	4.2	62	3.0	61	1.7	59	0.4	57	-0.9	56	-2.2	54	-3.5	52	-4.9	50	-6.3
4	57	5.5	55	4.3	54	2.8	52	1.5	50	0.0	48	-1.4	46	-2.5	44	-4.3	42	-5.9	39	-7.5	36	-9.2
5	48	4.1	47	2.7	45	1.2	43	-0.3	41	-1.9	39	-3.4	36	-5.1	34	-6.8	31	-8.3	28	-10.7	25	-13.0
6	41	2.6	39	1.1	37	-0.6	35	-2.2	33	-4.0	30	-5.8	28	-7.7	25	-9.8	22	-12.3	18	-15.1	17	-17.5
7	34	1.0	32	-0.7	30	-2.5	28	-4.4	25	-6.4	22	-8.6	19	-11.0	16	-13.9	13	-17.5	10	-21.8	8	-26.0
8	28	-0.8	26	-2.7	24	-4.7	21	-6.9	18	-9.3	16	-12.2	13	-15.7	9	-20.0	8	-26.2				
9	23	-2.8	20	-4.9	18	-7.3	15	-10.0	13	-13.2	10	-17.4										
10	18	-5.0	16	-7.8	13	-10.5	10	-14.2	7	-18.9	4	-26.0										
11	14	-7.7	11	-10.9	9	-14.9	6	-20.4	3	-29.2												

ΔT	0°		-1°		-2°		-3°		-4°		-5°		-6°		-7°		-8°		-9°		-10°	
	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR	HR	PR
+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+
0	100	0.0	100	-1.0	100	-2.0	100	-3.0	100	-4.0	100	-5.0	100	-6.0	100	-7.0	100	-8.0	100	-9.0	100	-10.0
1	81	-1.8	81	-2.8	80	-3.8	79	-5.0	78	-6.1	77	-7.3	76	-8.4	74	-9.6	73	-10.9	71	-12.2	69	-13.6
2	64	-3.9	65	-4.8	63	-5.9	61	-7.3	59	-8.6	57	-9.9	55	-11.4	52	-13.0	49	-14.7	46	-16.5	42	-18.5
3	50	-6.3	51	-6.9	48	-8.4	45	-9.9	42	-11.8	40	-13.5	36	-15.5	32	-17.7	28	-20.2	24	-23.1	20	-26.4
4	36	-9.2	38	-9.5	35	-11.4	32	-13.3	28	-15.8	24	-18.5	20	-21.8	20	-23.4	16	-25.0	11	-29.8		
5	25	-13.0	27	-12.9	23	-15.5	19	-18.4	15	-21.7												
6	17	-17.3	15	-18.3	13	-21.5																
7	8	-28.0																				

T = Temperatura del termómetro seco en grados centígrados.

T' = Temperatura del termómetro húmedo en grados centígrados.

$\Delta T' = T - T'$.

HR = Humedad relativa en %.

PR = Punto de Rocío en °C.

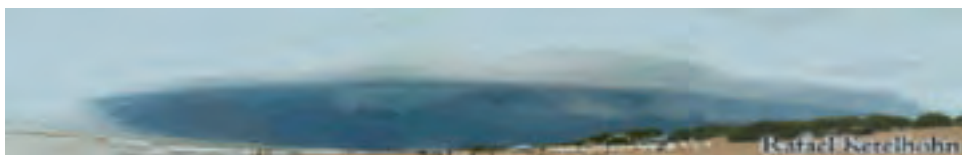
No hay peor tiempo que aquel que llega a destiempo.



6. NUBES, NIEBLAS Y VISIBILIDAD

6.1. NUBES

Meteorológicamente la definición de nube es: porción de aire enturbiada por el vapor de agua condensado en forma de numerosas gotículas líquidas, en cristalitos de hielo o una mezcla de tales elementos.

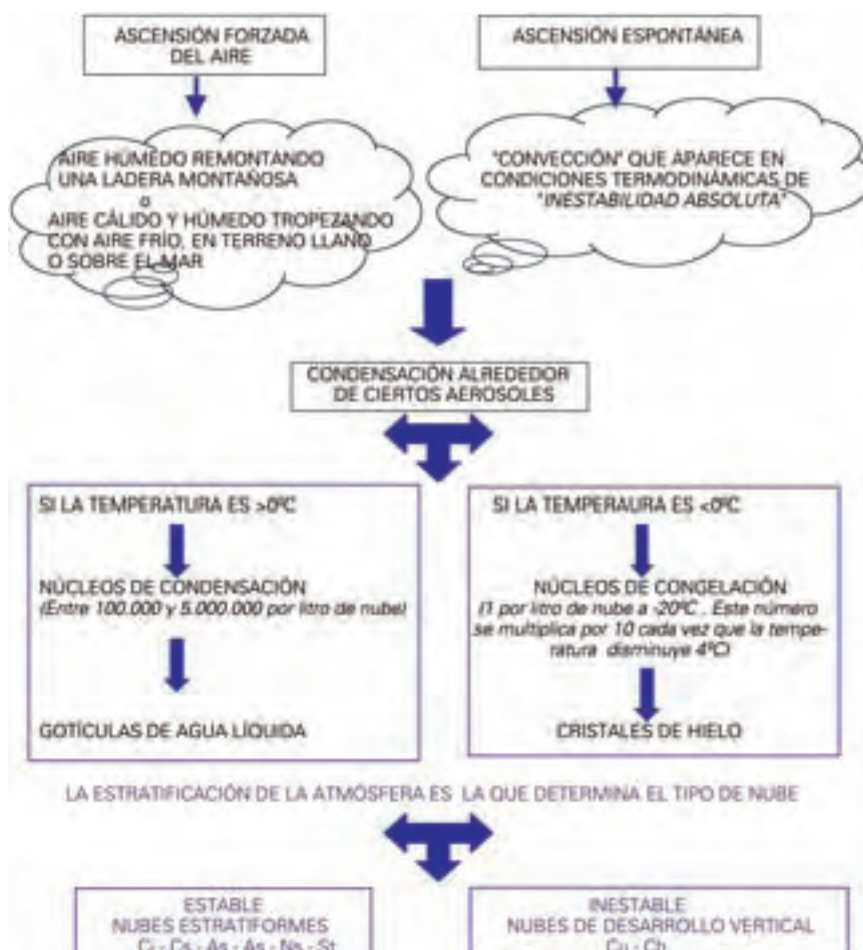


© Rafael Ketelhohn

Las nubes podemos decir que son el resultado de una serie de causas tanto dinámicas como termodinámicas que ocurren en la atmósfera. Así como ciertos movimientos del aire tienden a formarlas otras las disipan de igual manera. Las nubes se forman al ascender el aire cargado de más o menos humedad y enfriarse por debajo de su punto de rocío. La masa de aire entonces se satura, el vapor de agua se condensa en pequeñísimas gotitas y debido al diminuto tamaño éstas flotan en el aire formando las nubes. La naturaleza y disposición de las formaciones nubosas depende del estado de la atmósfera, es decir, de la variación de la temperatura, humedad y la presión, así como de la velocidad vertical en el interior de la nube y de la velocidad vertical media del aire situado encima de la región considerada.

- Si consideramos una burbuja de aire, es decir, una burbuja de gran tamaño con su vapor de agua correspondiente elevándose en la atmósfera.
- Si consideramos que sus intercambios de materia y calor con el exterior son despreciables.
- Si consideramos que la presión de la burbuja se ajusta instantáneamente a la presión atmosférica que le rodea. Como la presión disminuye con la altura, su volumen irá aumentando y su temperatura descendiendo. Como sabemos que la cantidad máxima de vapor de agua de una masa de aire depende de la presión y de la temperatura, al llegar a una altura determinada (nivel de condensación) el vapor de agua contenido en la burbuja de aire superará el máximo

y el vapor sobrante se condensará alrededor de los núcleos de condensación. Por regla general en la atmósfera siempre se encuentran suficientes núcleos de condensación como para que el valor de saturación no sobrepase un uno o dos por ciento. Si la temperatura es superior a 0°C el vapor se condensa formando gotículas de diez micrómetros de radio (micrómetro = millonésima parte de metro). Si la temperatura es inferior a 0°C el vapor de agua por condensación sólida formará cristales de hielo. No todas las partículas en suspensión tienen el mismo efecto, algunas son indiferentes al vapor de agua, pero otras, las higroscópicas, las atraen, por ejemplo, partículas de sal, cenizas volcánicas, polvo, etc. A veces estos núcleos de condensación están formados de arcillas que proceden de desiertos como el del Sahara que dan lugar cuando llueve, a un barrillo rojizo que lo ensucia todo. En la península suele



Formación de las nubes

presentarse esta situación con vientos del sur. Alcanzada esta altura la temperatura de la masa de aire está bastante fría, es decir, está pesada deteniéndose poco a poco su ascenso, y permaneciendo la nube a esta altura.

Por regla general, en la atmósfera siempre se encuentran suficientes núcleos de condensación como para que el valor de saturación no sobrepase un uno o dos por ciento. Si la temperatura es superior a 0°C el vapor se condensa formando gotículas de diez micrómetros de radio (micrómetro = millonésima parte de metro). Si la temperatura es inferior a 0°C el vapor de agua por condensación sólida formará cristales de hielo. El promedio de núcleos glacígenos es muy inferior al de núcleos de condensación. En un litro de aire (nube) a -20°C nos encontramos con un núcleo glacígeno y este número se multiplica por diez si la temperatura disminuye 4°C más. Sin embargo los núcleos de condensación en un litro de nube varían entre cien mil y cinco millones. Si la burbuja de aire continúa elevándose y alcanza temperaturas negativas las gotículas terminarán por convertirse en cristales de hielo.

Resumiendo podemos decir que las nubes se forman en presencia de corrientes verticales ascendentes y desaparecen en presencia de corrientes verticales descendentes, este es el motivo por el que en una baja presión donde hay convergencia y ascendencia haya formación de nubes y en un anticiclón donde hay descendencia y divergencia haya disipación de nubes.

La ascensión del aire puede ser forzada o espontánea. Es forzada cuando por ejemplo el aire se ve obligado a remontar una montaña, cuando una masa de aire cálido se encuentra con una masa de aire frío (frente cálido) o cuando el aire frío moviéndose con mayor velocidad penetra por debajo del aire cálido y obliga a éste a elevarse (frente frío). En el frente cálido la atmósfera es estable y las nubes que se forman son nubes de tipo estratiformes. En cambio, en los frentes fríos la elevación del aire es brusca, la atmósfera inestable y las nubes que se forman de tipo convectivo. La ascensión del aire es espontánea en el caso de lo que podemos llamar calentamiento diferencial, cuando una masa de aire en contacto con la superficie aumenta su temperatura a lo largo de un día de mucho calor en verano, dando lugar a nubes de turbulencia y convectivas.

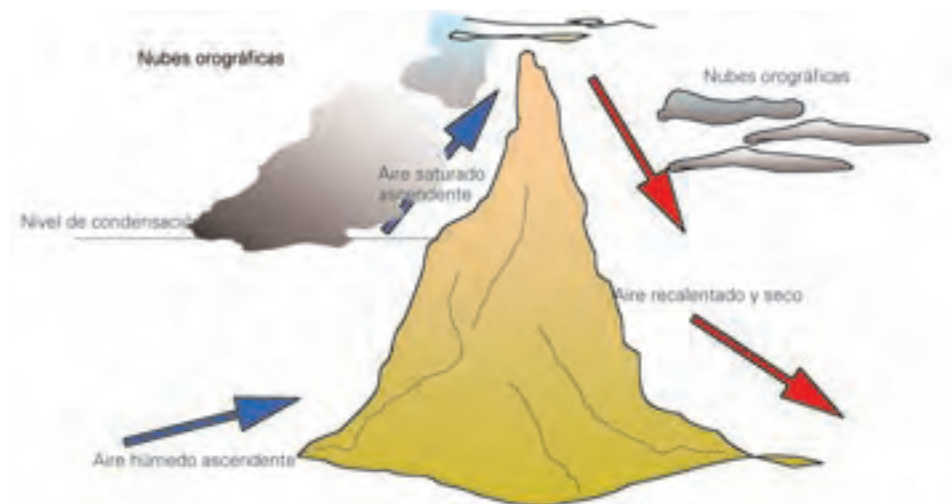
6.1.1. Clasificación de las nubes

Podemos diferenciar dos tipos básicos de nubes, estratiformes, nubes formadas en una atmósfera estable, cuando una masa de aire se ve forzada a elevarse lentamente, como ocurre en los frentes cálidos y nubes de desarrollo vertical o convectivas producidas por fuertes corrientes verticales de aire y que son las características de los frentes fríos.

Nubes orográficas

Cuando el viento sopla perpendicular o casi perpendicular a una montaña o isla y la humedad relativa de la masa de aire obligada a elevarse es bastante alta, esta pue-

de alcanzar la saturación al ascender y enfriarse formando las clásicas nubes en la ladera de barlovento, son conocidas asimismo como nubes de estancamiento.



Nubes de turbulencia

Este tipo de nubes, generalmente, estratos y estratocúmulos se originan en condiciones de humedad relativa alta y fuerte turbulencia cerca del suelo, requisitos que suelen ser contrarios y particularmente al amanecer o al atardecer. La mezcla turbulenta se calienta por abajo pero está fría en su parte superior lo que favorece la condensación, que da lugar a las nubes, cuyo espesor depende de la anchura vertical de la capa turbulenta y de la altura en donde se produce la inversión de la temperatura.

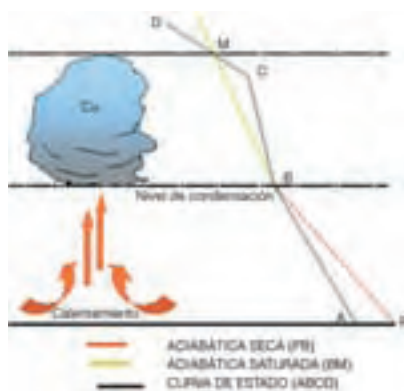
Nubes convectivas (calentamiento diferencial)

Son las producidas por los movimientos verticales de las masas de aire. Una vez alcanzado el nivel de condensación la masa de aire se satura y a partir de este momento comienza a desarrollarse la nube.

El ascenso del aire es provocado por la diferencia de temperaturas entre dos zonas próximas a la superficie o por una burbuja de aire cálido en un entorno más frío.

- a) En verano la tierra está mucho más caliente que la mar y el aire húmedo se mueve hacia tierra y se ve obligado a ascender. Este tipo de nubes por regla general son de tipo estratiforme o con poco desarrollo vertical.
- b) Dos zonas próximas en tierra que se calientan de forma desigual. Ejemplo típico de este tipo de nubes son las originadas por el viento anabático (brisa de valle) que se establece durante el día, generalmente en días muy calurosos, El aire que asciende por la ladera da lugar a nubosidad generalmente de tipo cúmulos de poco desarrollo.

Burbuja de aire cálido en un entorno más frío. Si una masa de aire en contacto con la superficie alcanza una temperatura superior a la del aire que le rodea conocida como temperatura de disparo (P) se hace inestable y asciende enfriándose de acuerdo a la adiabática seca ($1^{\circ}\text{C} \times 100 \text{ m}$) hasta su nivel de condensación en que comenzará a formarse la nube. A partir de este momento la masa de aire que asciende sigue enfriándose, pero ahora de acuerdo a la adiabática saturada (cuyo valor puede variar entre medio y un grado por cien metros dependiendo del grado de humedad) y hasta que dicha curva (adiabática saturada) no corte a la curva de estado (curva trazada de acuerdo a los datos observados por sondeo en un momento determinado), el aire seguirá siendo inestable (área, BCM), seguirá condensándose y la nube seguirá creciendo.



- c) *Calentamiento de la capa inferior de una masa de aire que se traslada sobre una superficie más caliente.* Este tipo de nubes se forman básicamente en la mar, cuando una masa de aire más o menos fría, se mueve hacia latitudes más al sur y se va calentando por rozamiento cuando la masa alcance la temperatura necesaria, (temperatura de disparo) se hará inestable y las corrientes convectivas que se formen elevarán dicha masa de aire que se expandirá y enfriará hasta alcanzar su nivel de saturación, momento en el que empezará a formarse la nube. Son nubes de desarrollo vertical Cu y Cb.
- d) El movimiento vertical del aire puede ser también ocasionado por *aire frío en niveles altos (gota fría)*. Este tipo de nubes se forma cuando un embolsamiento de aire frío se encuentra en altura. Hasta la entrada del aire frío en altura la adiabática saturada se encuentra a la izquierda de la curva de estado, es decir, la masa de aire que asciende es estable. Al producirse la entrada del aire frío la adiabática queda a la derecha y el aire entonces se hace inestable. Como la tendencia del aire frío es moverse hacia abajo, la inestabilidad irá evolucionando asimismo de arriba hacia abajo hasta alcanzar la superficie.

Nubes frontales

Pueden ser de dos tipos, de frente frío, cuando el aire frío choca con el aire cálido y lo obliga a elevarse bruscamente, originando nubes de desarrollo vertical Cu y Cb y de frente cálido, cuando la masa cálida es la que se desplaza con más velocidad que la fría y asciende poco a poco sobre ella, dando lugar a nubes del tipo estratiforme.

La altura del nivel de condensación viene dada por la fórmula de Henning.

$$H = 122 (T - T_d)$$

donde: H = altura en metros

T = temperatura

T_d = temperatura punto de rocío del suelo

Nubes de advección

Su formación es similar al de las nieblas del mismo nombre. Cuando una masa cálida moviéndose horizontalmente se pone en contacto con otra más fría, la primera se enfría y si la temperatura desciende hasta el nivel de condensación se forman las nubes, que son del tipo estratiforme. Son las nubes clásicas de los frentes cálidos.

Internacionalmente las nubes se han clasificado, refiriéndose a la altura de su base sobre el suelo, así como por su forma y combinaciones más frecuentes, siendo los géneros básicos los siguientes:

Clasificación de las nubes según su altura

Nubes altas (5.500 m a 14.000 m)	Nubes medias (2.000 m a 7.000 m)	Nubes bajas (cerca del suelo hasta 2.000 m)	Nubes de desarrollo vertical (cerca del suelo hasta 14.000 m)
Cirrus (Ci)	Altostratus (As)	Nimbostratus (Ns)	Cúmulus
Cirrocumulus (Cc)	Altostratus (As)	Stratus (St)	Cumulonimbus (Cb)
Cirrostratus (Cs)		Stratocumulus (Sc)	

Cirrus

Son nubes pequeñas aisladas, con aspecto fibroso o de filamentos. Extensión horizontal grande. Color característico blanco sin sombras. Al amanecer y atardecer pueden presentar otra coloración. Nubes transparentes. Están formadas por pequeños cristales de hielo. Indican muchas veces la llegada de un frente cálido. No producen precipitaciones.

Las especies más importantes son: Fibratus, Uncinus, Filosus, Densus (procedente generalmente del yunque de un Cb), Uncinus (forma de gancho), Castellanus, Flocus.

cuentra entre 3 y 4 kilómetros de altura y alcanzan hasta los 7 kilómetros. Están compuestas en su parte inferior por gotitas de agua, gotas de agua, cristales de hielo o copos de nieve en la mitad y arriba sólo cristales de hielo. Dan lugar a precipitaciones no muy intensas de lluvia o nieve.

Las variedades más significativas son: Translucidus (permiten ver el Sol y la Luna a través de ellos), Opacus (no permiten ver el Sol y la Luna a través de ellos), Undulatus, Radiatus, y Duplicatus.

Alto cumulus

Nubes a capas de colores blanco o grises o ambos simultáneamente que forman un cielo empedrado o aborregado. Manto de nubes de gran extensión horizontal formado por nubes individualizadas de poco desarrollo vertical. Se las conoce con el nombre de «borreguitos». Pueden producir corona solar o lunar e irisaciones. Se encuentran entre los 2.000 y los 6.000 metros de altura. Están formadas por gotitas de agua a muy baja temperatura y algún cristalito de hielo.

Las variedades más significativas son: Castellanus (su forma recuerda a las almenas de los castillos), Lenticulares (forma de lenteja), Flocus y Stratiformis.

Stratus

Nube de gran extensión horizontal y poca extensión vertical, en forma de estrato o capa grisácea, con una base bastante uniforme y que generalmente produce lluvias suaves. Cuando es muy delgado puede formar una corona alrededor del Sol o de la Luna. Se forman a unos 800 metros de altura y generalmente están formadas de gotitas de agua. No dan lugar a precipitaciones importantes.

Las variedades más significativas son: Fractostratus y Nebulosus

Stratocumulus

Capa de nubes bajas de gran extensión horizontal y poco desarrollo vertical, blanquecinas o de color gris oscuro con sus bordes más brillantes, no asociadas con el mal tiempo. Suele estar formada por elementos individuales con forma de losas o guijarros. Con tiempos fríos producen abundantes virgas de cristales de hielo. Vistas desde arriba o desde abajo tienen un aspecto ondulado muy parecido. Por esta apariencia se las conoce como «mar de nubes». Se pueden encontrar entre los 500 y los 3.000 metros. Están constituidas de gotitas y gotas de agua y a veces de nieve granulada, cristales de nieve o copos de nieve.

Las variedades más significativas son: Undulatus (trenes de ondas), Opacus (no permiten el paso de la luz), Translucidus (permiten el paso de la luz) Cumulogenitus (formados por ensanchamiento de cabezas de Cu).

Nimbostratus

Capa nubosa de color gris oscuro sin forma y generalmente de gran espesor que va acompañada de lluvias continuas (nubes llovedoras). Pueden ocupar todo el cielo y ocultan completamente el Sol. De aspecto parecido al de los altostratus pero con más espesor y con su base más baja. Por su altura de formación se las puede considerar tanto como nube baja como media. Están constituidas por gotitas de agua, gotas de lluvia o copos de nieve. Producen precipitaciones continuas de agua o nieve.

Cúmulus

Son nubes de desarrollo vertical, separadas, normalmente densas y con sus contornos bien recortados. Su desarrollo es más vertical que horizontal. Suelen tener forma de coliflor y su base por regla general es oscura y horizontal. Su forma más típica es el «Cúmulo de buen tiempo» de evolución diurna, color blanco y con poco desarrollo vertical, su forma es redondeada y su base horizontal. A medida que pasan las horas, van creciendo, llegando a cubrir buena parte del cielo por la tarde. Este tipo de cúmulos nace evoluciona y desaparece en el mismo lugar, con pequeños movimientos. Los cúmulos de mal tiempo tienen una base más irregular, su coloración es gris, formas más accidentadas, son nubes formadas en otros lugares y debido a sus movimientos su forma se va transformando continuamente. Casi nunca se proyectan sobre un fondo azul, sino gris de altostratus. Su base se encuentra entre 800 y 1.000 metros. Están constituidas por gotitas de agua generalmente aunque los más altos pueden tener pequeños cristales de hielo. Solo dan lugar a precipitaciones las que tienen un desarrollo vertical grande.

Las variedades más interesantes son: Humilis (cúmulos de buen tiempo de poco desarrollo vertical), Congestus (fuerte desarrollo vertical llegando a convertirse en Cb), Castellanus (típicos de la mar), Stratiformes, Lenticulares, Undulatus, Radiatus, etc.

Cumulonimbus

Clásica nube de desarrollo vertical que se eleva con formas gigantescas. Su parte superior suele estar aplastada y se suele extender tomando la forma de yunque al ser arrastrada por los vientos reinantes de poniente que soplan a esas alturas. Son nubes tormentosas que van acompañadas siempre de agua y/o granizo así como de fuertes rachas de viento.

En ciertas ocasiones de la parte inferior de estas nubes, también pueden producirse en los cúmulos, cuelgan unos abombamientos con aspecto de mamas, son las nubes mamatus. Son generadas por corrientes descendentes más frías que el aire que tienen alrededor y cargadas de humedad.

Estelas de condensación

Se producen cuando el vapor de agua expedito por los motores de los aviones hace aumentar la humedad relativa del aire, que debe encontrarse muy frío, y rápidamente se satura. Si la estela permanece después del paso del avión por cierto tiempo nos indica que la atmósfera a esa altura tiene bastante humedad, por el contrario si desaparece rápidamente la atmósfera está seca. Una atmósfera cargada de humedad nos puede indicar la llegada de nubosidad y posibilidad de lluvias. Si observamos con detenimiento estas nubes, lo que también podemos conocer es la dirección del viento a la altura de vuelo del avión, pues a medida que este se va alejando, las estelas se van haciendo más anchas y como deshilachando en la dirección del viento reinante, que generalmente será del oeste.

6.1.2. Nubosidad

El porcentaje de cielo cubierto o nubosidad total es la cantidad total de nubes que se observan, sin especificar de qué tipo de nubes se trata y se expresa en «octas» de cielo cubierto.

Se entiende por nubosidad parcial a la fracción de cielo cubierta por cada tipo de nubes en concreto, especificando si son altas, medias o bajas.

0		1		2		3		0. Cielo despejado
								1. 1/8 de cielo cubierto
								2. 2/8 de cielo cubierto
								3. 3/8 de cielo cubierto
4		5		6		7		4. 4/8 de cielo cubierto
								5. 5/8 de cielo cubierto
								6. 6/8 de cielo cubierto
								7. 7/8 de cielo cubierto
								8. 8/8 de cielo cubierto
8		9						9. Cielo que no se ve a causa de la niebla, humo, etc.

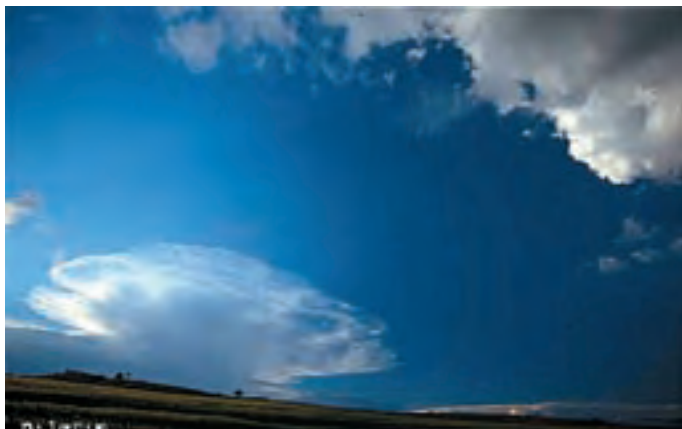
Partes del cielo cubierto



Nimbostratus sobre Mendizorrotz



Cumulonimbus



Cumulonimbus con apariencia de medusa



Cumulonimbus con forma de yunque



Cúmulus sobre las Peñas de Aya



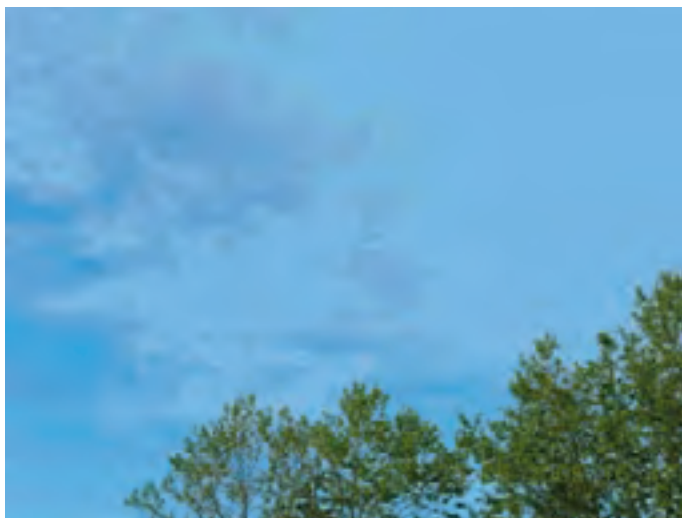
Stratus muy bajos en la bocana del puerto de Pasajes



Cirrus y Cirroestratus



Cirrus y Cirroestratus



Cirrostratus y Cirrocúmulus



Altostratus altostratus sobre la Peña Telera



Cirrocumulus, cirrostratus y estelas de condensación (aviones)

6.2. NIEBLAS

Uno de los factores que reducen la visibilidad son las partículas de polvo en suspensión, que cuando son higroscópicas hemos dicho que capturan con gran facilidad las moléculas de vapor de agua. Cuando la visibilidad es inferior a un kilómetro decimos que hay niebla. La niebla es uno de los peligros mayores que nos podemos encontrar en la mar y causa de muchas colisiones, embarrancadas, etc.

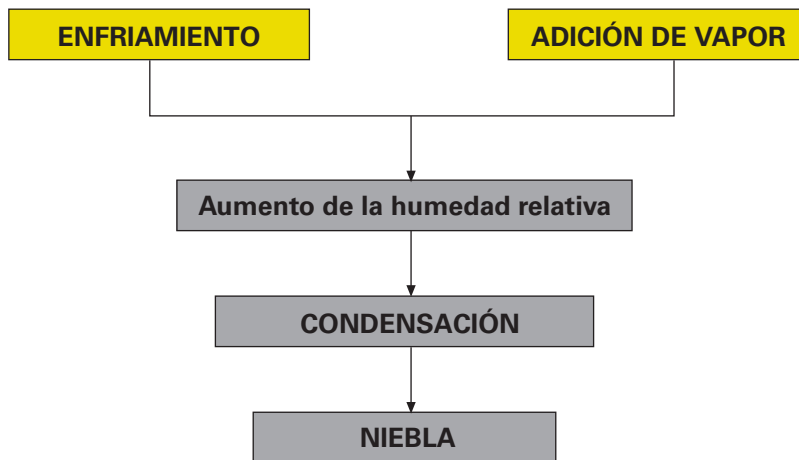


Buque saliendo de un banco de niebla

La niebla podemos definirla como una nube en contacto con el suelo o a muy poca altura que limita la visibilidad a menos de un kilómetro. Se diferencian de las nubes en que estas generalmente se forman por elevación y enfriamiento, mientras las nieblas se forman por aumento de vapor de agua o por su enfriamiento hasta llegar a la saturación.

Los factores indispensables para la formación de las nieblas son los siguientes:

- a) Inversión térmica, que dificulte los movimientos verticales del aire.
- b) Ausencia de viento o de muy poca velocidad.
- c) Humedad relativa próxima al 100%



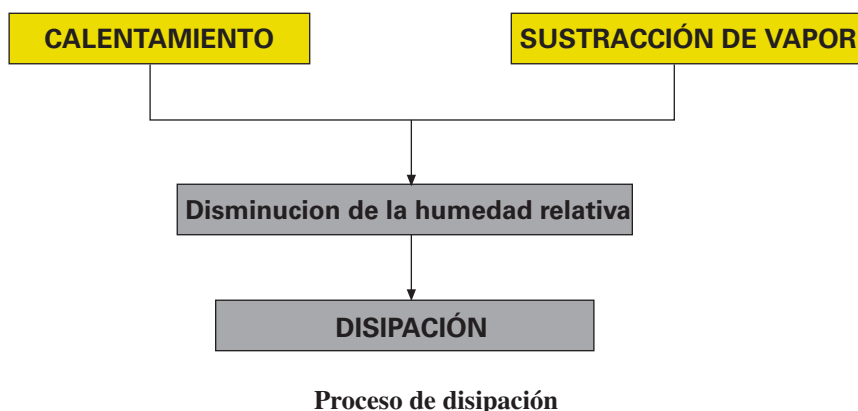
Proceso de formación

El enfriamiento se puede producir por:

- a) Irradiación nocturna.
- b) Advección de aire sobre una superficie más fría.
- c) Enfriamiento adiabático.

La adición de vapor se puede producir por:

- a) Evaporación de las precipitaciones (niebla frontal).
- b) Evaporación de los mares, lagos, ríos, etc.



El calentamiento puede producirse de las siguientes formas:

- Calentamiento por radiación solar durante el día.
- Advección sobre una superficie más caliente.
- Calentamiento adiabático del aire por subsidencia.

La sustracción de humedad se puede producir de las siguientes formas:

- Mezcla turbulenta de la capa de niebla con una capa superior más seca.
- Condensación del vapor de agua en forma de rocío o escarcha.

6.2.1. Clasificación de las nieblas según su proceso de formación

- Enfriamiento { Nieblas de radiación
Nieblas de advección
Nieblas orográficas
- Evaporación { Nieblas de vapor
Nieblas frontales
- Mezcla: Nieblas de mezcla

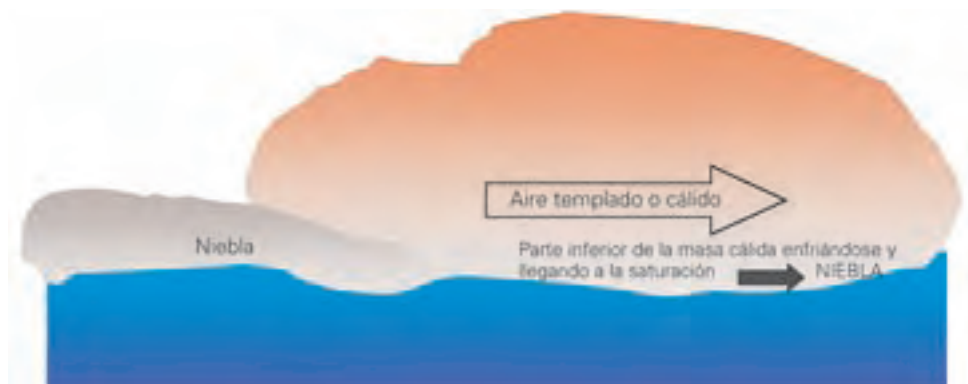
Nieblas de radiación

Es el tipo de niebla más importante y frecuente en tierra. Aparece principalmente en noches claras y con brisas ligeras o sin viento, cuando la masa de aire en contacto con la superficie se enfría hasta alcanzar su punto de rocío. Si la capa de aire que se enfría tiene un espesor muy pequeño, la niebla no llega a formarse, produciéndose otro fenómeno, *el rocío*. Generalmente este tipo de nieblas se forma sobre superficies húmedas, como lagos, pantanos, ríos, puertos o cualquier tipo de suelos mojados por lluvias recientes. Generalmente se forma durante la noche y madrugada sobre tierra, aunque una vez formada puede desplazarse mar adentro, por lo que, puede verse con frecuencia, en las proximidades de puertos y desembocaduras de ríos.

En una noche clara, la ausencia de nubosidad permite que la tierra, se enfríe rápidamente por radiación, al no haber nubes que hagan de barrera, y el aire situado en contacto con la superficie se enfría también. La existencia de un viento débil que agite ligeramente el aire frío, facilita su formación. Tan pronto como sale el Sol, el suelo comienza a calentarse y el calor irradiado por este calentamiento del suelo a su vez determina el calentamiento del aire que está junto a él, dando por resultado, que la niebla comienza a evaporarse desde abajo hacia arriba, de ahí la impresión de que levanta y el dicho de que «está levantando».

Nieblas de advección

Estas nieblas se forman por enfriamiento de una masa de aire que se desplaza sobre una superficie más fría. Se forman con mayor frecuencia sobre el mar, por eso se las conoce también como «nieblas marinas». Es el tipo de niebla que aparece cerca de Terranova y la costa este de EEUU, generalmente en primavera y verano, cuando las masas de aire cálido se mueven hacia el norte, sobre las aguas frías de la Corriente del Labrador. Igualmente se forman este tipo de nieblas en el Canal de la Mancha y costa este de Inglaterra durante la primavera y el verano, cuando vientos calurosos procedentes del sur soplan sobre las aguas frías del mar del Norte.



Nieblas de montaña

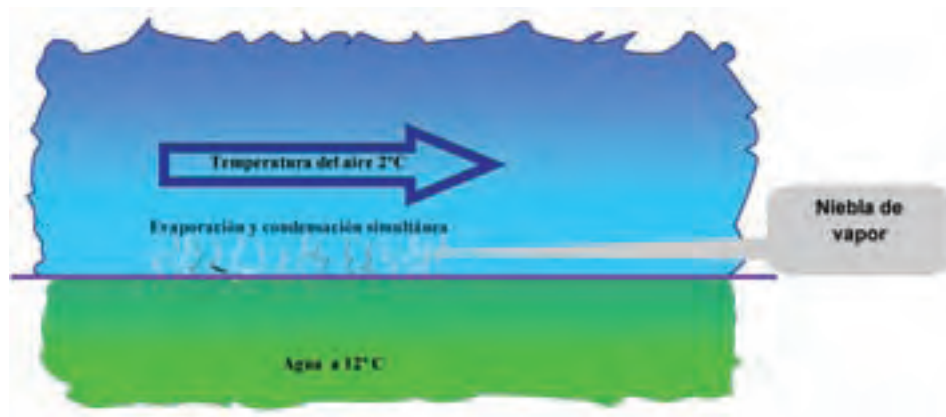
Se forman por ascensión de una masa de aire más o menos cálida y húmeda por la ladera de barlovento de una montaña, con el consiguiente enfriamiento adiabático. El aire ascendente (viento anabático) debe ser estable y al alcanzar el nivel de condensación, se forma la niebla, que generalmente es de gran espesor. Esta niebla se mantiene estancada sin bajar al valle, pues si trata de descender (viento catabático) se calienta y lógicamente la niebla se disipa.

Niebla helada

Se forma cuando gotitas de agua subenfriada, se congelan tan pronto como entran en contacto con una superficie fría. Esta niebla que se compone de pequeños cristales de hielo es bastante rara y aparece sólo cuando las temperaturas son extremadamente bajas. Es muy peligrosa pues reduce la visibilidad a cero.

Nieblas de vapor

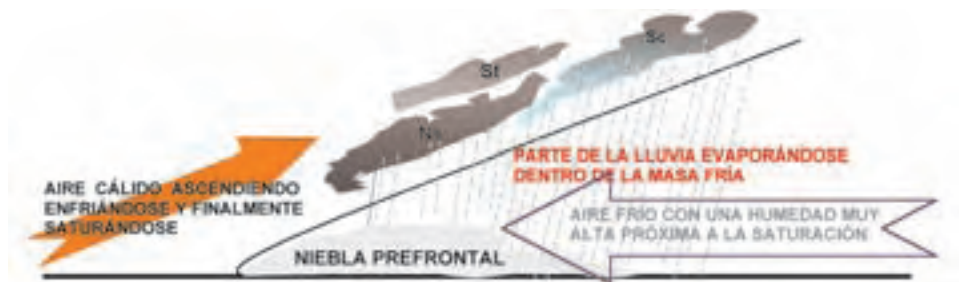
Se forman por el contacto de aire frío, soplando sobre aguas mucho más templadas. Los vapores cálidos que se evaporan del agua, se condensan rápidamente y dan lugar a este tipo de niebla, que generalmente es de poco espesor. Para que ocurran, el contraste de temperaturas debe ser bastante grande. Se pueden ver en el Ártico (*nieblas fumantes del Ártico*).



Nieblas frontales

Se presentan generalmente delante de un frente caliente y el proceso es el siguiente: Al ascender el aire caliente sobre la pendiente de la masa fría, se va enfriando.

do adiabáticamente, hasta que finalmente aparecen las nubes en el seno del aire cálido. Por su parte la cuña de aire frío situada debajo, puede estar muy húmeda y próxima a su punto de rocío. Si las nubes formadas en la masa cálida dan lugar a precipitaciones y la temperatura de las gotas, es más alta que el punto de rocío del aire inferior, estas se evaporan en parte, al caer a través del aire húmedo y frío, pero no saturado situado por debajo, hasta que dicho aire frío alcanza su saturación. A partir de este momento cualquier descenso de temperatura en la masa de aire o aporte de más vapor, dará lugar a la formación de la niebla.



6.3. VISIBILIDAD

Podemos definir la visibilidad como el grado de transparencia del aire y depende básicamente de los siguientes factores:

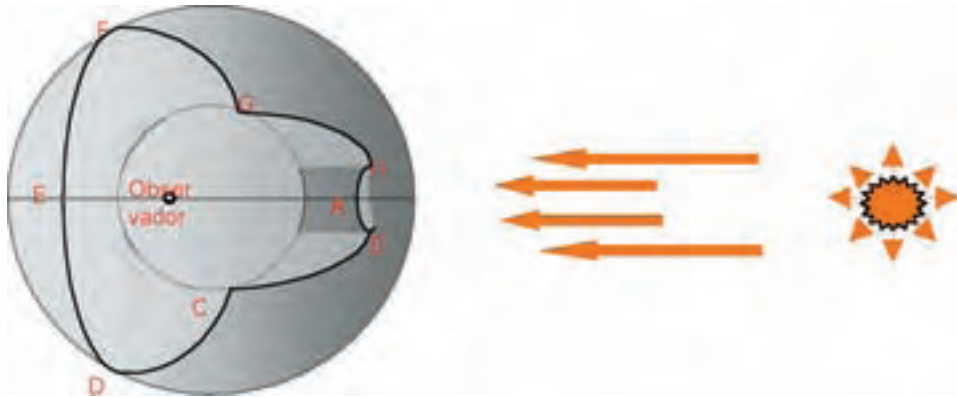
- Cantidad de vapor de agua en el aire.
- Impurezas del aire.
- Niebla.
- Intensidad de las precipitaciones.
- Posición del Sol o de la Luna respecto al observador.
- Altura del Sol o de la Luna.

Como vemos, la visibilidad se ve reducida por la presencia de partículas de polvo flotando en el aire, y si estas partículas son higroscópicas, la visibilidad será todavía peor al formar pequeñas gotitas que permanecerán en suspensión en el aire.

Si la visibilidad es inferior a un kilómetro se considera que es niebla.

Dependiendo de la dirección de los rayos luminosos del Sol o de la Luna. Wiggand y Herberer establecieron el alcance en todo el horizonte para un observador situado en el centro.

El alcance máximo está representado por la curva «ABCDEFGH» y los círculos concéntricos indican los máximos y mínimos de visibilidad.



Como principales particularidades podemos decir que:

- Contra el viento la visibilidad es mayor que a favor,
- Que la visibilidad es inversa a la humedad relativa,
- Que la visibilidad es directamente proporcional al gradiente vertical de temperatura, es decir, cuanto mayor es éste, en las capas inferiores la visibilidad es mejor, debido a que los movimientos verticales que se forman impiden la presencia de partículas sólidas en suspensión.

Neblina

Se distingue de la niebla por el menor tamaño y menor cantidad de las gotitas de agua que la forman, que se traduce en una mejor visibilidad, entre 1 y 2 kilómetros. La humedad relativa es siempre superior al 80%.

Calima

Suspensión de partículas de polvo muy pequeñas en la atmósfera, lo suficientemente numerosas para dar al aire un aspecto opaco. Permite ver a más de 2 kilómetros y menos de 10. La humedad relativa es siempre inferior al 80%.

Escala Internacional de Visibilidad del Aire

LÍMITE	DESIGNACIÓN
De 0 a 25 metros.	Niebla densísima, sin visibilidad.
De 25 a 50 metros.	Niebla muy densa, sin visibilidad.
De 50 a 100 metros.	Niebla espesa, muy poca visibilidad.
De 100 a 500 metros.	Niebla, muy poca visibilidad.
De 500 a 1.000 metros.	Niebla, poca visibilidad.
De 1.000 a 2.000 metros.	Neblina o calima, escasa visibilidad.
De 2.000 a 4.000 metros.	Neblina o calima, poca visibilidad.
De 4.000 a 10.000 metros.	Neblina o calima, visibilidad moderada.
De 10.000 a 20.000 metros.	Atmósfera diáfana, buena visibilidad.
De 20.000 a 50.000 metros.	Atmósfera diáfana, muy buena visibilidad.
Más de 50.000 metros	Atmósfera diáfana, excelente visibilidad.

Meteoro	Visibilidad	Humedad	Constitución
Niebla	< 1 Km	90-100%	Agua o hielo
Neblina	1-2 Km	80-90%	Agua o hielo
Calima	> 2 Km	< 80%	Partículas sólidas
Bruma	> 2 Km	< 80%	Partículas sólidas
Lluvia	< 3 Km	100%	Agua o hielo
Llovizna	< 1 Km	100%	Agua o hielo

Abril, para ser abril, ha de tener aguas mil.



7. PRECIPITACIONES

7.1. FORMACIÓN DE LA LLUVIA

Cuando la temperatura de una masa de aire desciende por debajo de su punto de rocío, parte del vapor de agua contenido en dicha masa comienza a pasar al estado líquido en forma de gotas de agua (condensación), salvo cuando la temperatura es inferior a 0°C , en que puede transformarse directamente en hielo (sublimación).

Las nubes por lo tanto, están formadas por esas pequeñísimas gotas de agua y cristales de hielo, de dimensiones del orden de la centésima parte de un milímetro. Dichas gotas minúsculas tratan de volver a evaporarse nada más formarse, al estar sujetas a una presión (presión de vapor). Dicha presión es inversamente proporcional al radio, evaporándose, por lo tanto, antes las gotas pequeñas que las grandes. Al ser, como hemos dicho, generalmente tan pequeñas y la tensión muy grande, se evaporan tan fácil como se forman. Para que esto no ocurra es necesario que existan en el aire ciertas partículas sólidas, llamadas «núcleos de condensación» [ver nota (2) de página 72)], higroscópicas, es decir, afines al agua, que hacen que la gota adquiera un tamaño suficiente. Los núcleos de condensación más frecuentes están formados por sales marinas, partículas orgánicas procedentes de la combustión, humos, polvo y anhídrido sulfuroso, entre otras. En una atmósfera sin núcleos de condensación el aire puede llegar a sobresaturarse, habiéndose alcanzado en laboratorio humedades relativas próximas al 400%.

Una vez iniciado el proceso que conduce a la formación de las gotitas de agua, el desarrollo exacto que conduce a su crecimiento es todavía desconocido. Para su explicación se parte, en un principio, clasificando a las nubes en frías y calientes: las primeras, aquellas que tienen una temperatura inferior a 0°C en toda o parte de su masa, y las segundas aquella cuya temperatura a cualquier altura dentro de ella es superior a 0°C .

En términos generales las nubes frías pudieran ser las nubes de latitudes medias y altas, y las cálidas, las nubes de los trópicos.

Cuando la temperatura del aire baja por debajo de los 0°C , la presión del vapor es menor sobre la superficie helada que sobre la líquida, y los pequeños cristales de hielo formados por sublimación, al estar en presencia de gotitas de agua subenfria-

da, las atraen, creciendo a sus expensas. Poco a poco el cristal de hielo va alcanzando un tamaño y peso suficiente que las hace caer (precipitarse); posteriormente puede ir engordando al chocar con otras gotas o cristales y la precipitación estará formada. Dependiendo de la temperatura de la masa de aire que va atravesando en su caída, esta precipitación será líquida o sólida.

En una nube caliente, donde la temperatura está por encima de los 0°C, existen en suspensión, núcleos de condensación, en grandes cantidades y de un tamaño mucho más grande que los que pueda haber en una nube fría. Estas partículas, formadas generalmente por cristales de sal procedentes del mar (aunque puedan tener otro origen) son muy higroscópicas, absorbiendo el vapor de agua y aumentando su tamaño, al mismo tiempo que se deshace la sal de su interior, formándose las gotas, que por regla general, tienen un tamaño mayor que el de las nubes frías, y que siguen aumentando su tamaño al caer y entrar en contacto con otras que se encuentran en su camino. A este último proceso, que es similar al que ocurre con las nubes frías, se le llama «coalescencia».

7.2. CLASIFICACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES

Según su proceso de formación podemos distinguir:

- De frente.
- De masa de aire estable.
- De masa de aire inestable.
- Orográficas.

Lluvia

Se puede definir como aquella precipitación que tiene lugar en forma de gotas líquidas. El tamaño de sus gotas se debe básicamente a dos causas, la evaporación y la fricción que pueda experimentar en su caída. Si las gotas en su caída están acompañadas por fuertes corrientes descendentes (como se da en ciertas partes de los Cúmulos y Cumulonimbos, alcanzan un tamaño grande; si, por el contrario, el aire se encuentra en una relativa calma, la fricción hace que, cuando las gotas alcanzan un tamaño considerable, se fracturen, llegando al suelo con un tamaño mucho menor. En general el vocablo lluvia se usa para precipitaciones de agua de diámetro superior a 0,5 mm. Generalmente provienen de As y Ns, y su velocidad en el aire en calma es superior a los 3 m/s.

Llovizna

Cuando la lluvia está formada por gotitas de agua de diámetro inferior a 0,5 milímetros, muy uniforme y con poca velocidad de caída, casi siempre inferior a los

3 m/s, se la denomina *llovizna*. Este tipo de precipitación la producen por regla general los altoestratos y nimbosestratos y recibe distintos nombres dependiendo del lugar. En Euzkadi *sirimiri* y *lamproa*, en Galicia *orvallo*, en México *calapendijos*, etc.

Chubasco

Es un tipo de precipitación formado por partículas líquidas, sólidas o ambas a la vez, generalmente con comienzo y final brusco, con constantes cambios en la intensidad y dirección del viento. Las nubes que originan este fenómeno son los cumulonimbos o cúmulos con fuerte desarrollo vertical.

Nieve

Precipitación en forma de cristales de hielo de forma hexagonal. Se produce cuando las corrientes ascendentes en el interior de la nube cruzan el punto de congelación y el vapor de agua se transforma en pequeños cristallitos de hielo. Estos cristales se sueldan más tarde entre sí y forman los copos, generalmente con temperaturas inferiores a los -10°C . Es frecuente que en el seno de una nube se encuentren gotas de agua en su parte inferior y copos de nieve en su parte superior. Cuando caen mezclados agua y nieve o ésta está muy húmeda, se la conoce como *agua nieve*. La nieve llega a la superficie siempre que la temperatura del aire no sea muy superior a los 2°C ; de otra forma se licúa.

Nieve granulada

Precipitación sólida en forma de gránulos de hielo, blancos y opacos, de forma esférica casi siempre, con un diámetro entre 2 y 5 milímetros. Se produce cuando la troposfera media se encuentra anormalmente fría y con poco contenido de vapor de agua.

Cinarra

Precipitación de características semejantes a la nieve granulada que se produce en situaciones semejantes pero con una atmósfera más seca. Los gránulos de hielo no suelen sobrepasar el milímetro.

Granizo

Nombre que recibe el agua congelada que cae en forma de concreciones de hielo traslúcido, de estructura hojosa en capas concéntricas.

Se forman siempre en el seno de un Cu o Cb y es el resultado de las fuertes corrientes verticales existentes en su seno. Las gotas de agua se ven arrastradas por encima y por debajo de la temperatura de congelación (TC), congelándose por debajo de dicho punto y aumentando su tamaño cada vez que atraviesa dicho nivel. La es-

tructura en capas que se aprecia normalmente en el granizo revela el movimiento fluctuante por encima y por debajo del nivel de congelación. Cuando alcanza un peso tal que las corrientes ascendentes no son capaces de soportar se precipita hacia el suelo. Las corrientes ascendentes necesitan tener una velocidad de unos 30 m/s para que una piedra de granizo normal se mantenga en suspensión.

Su color blanquecino se debe a que al congelarse muy rápido con temperaturas muy frías, las gotas retienen pequeñas burbujas de aire en su interior. Cuando la temperatura donde se está formando es más alta, la congelación es más lenta y el granizo que se forma es transparente.

Generalmente el granizo tiene formas esféricas pero pueden verse formas muy diferentes, causadas probablemente al chocar dentro de la nube entre ellos. Su tamaño normal no suele ser mayor de 10 mm de diámetro, pero se han dado casos en los que ha alcanzado dimensiones como las de una pelota de golf o incluso piedras de hasta 2 kilos de peso (Córdoba, junio/1982), o un metro cúbico (Surrey (Inglaterra), enero/1972).



**Granizo de un diámetro entre 10 y 20 milímetros
Donostia, 13 de mayo de 2005**

Rocío

Gotas de agua que se forman sobre las superficies frías durante la noche. Ocurre cuando los cuerpos se enfrían por radiación por debajo de la temperatura de rocío del aire adyacente, generalmente en noches despejadas.

Cencellada

Cencellada o niebla helada, es la suspensión en la atmósfera de cristales de hielo numerosos y microscópicos que reducen la visibilidad. Cuando entran en contacto con superficies muy frías, por debajo de los 0°C, como los mamparos o mástiles de un barco, se depositan sobre ellos formando una gruesa capa.

Escarcha

Proceso similar al del rocío que ocurre cuando la temperatura del punto de rocío es inferior a 0°C. El vapor de agua pasa entonces directamente al estado sólido en lugar de condensarse, apareciendo sobre la superficie cristales de hielo o escamas.

Helada

No es otra cosa que la congelación directa de la humedad sobre una superficie, formando una costra resbaladiza que puede alcanzar espesores considerables.

7.3. FORMAS TORMENTOSAS

Tormentas (Cumulonimbos)

Una de las manifestaciones más violentas que se producen en la atmósfera es la tormenta. Aparece acompañando a gigantescas nubes de desarrollo vertical (*cumulonimbos*). Las condiciones necesarias para su formación y futuro desarrollo son básicamente dos: un aire cálido y cargado de humedad en las capas inferiores de la atmósfera, y un aire frío y denso en las superiores. El resultado final es una gran inestabilidad, con fuertes movimientos convectivos del aire que dan origen a una nube descomunal, un cumulonimbos, que finalmente, y acompañado por fuertes vientos racheados y frecuentes truenos y relámpagos, descarga su inmenso potencial de agua con fuertes chaparrones, que pueden ir o no acompañados de granizo.

Desarrollo y estructura de una tormenta

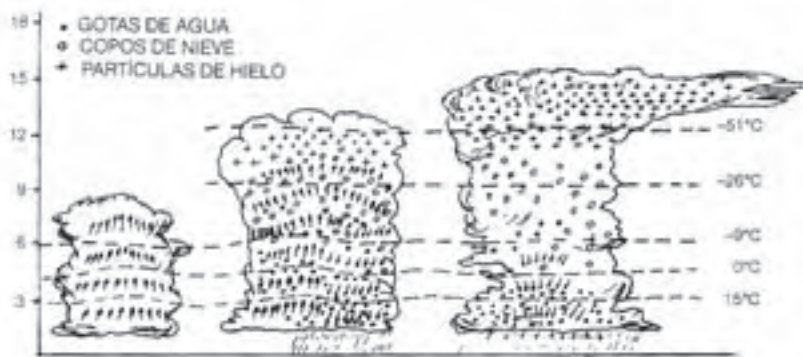
Los sucesos que dan lugar a la formación de una tormenta pueden asociarse en tres diferentes fases. Una primera fase denominada de «desarrollo», una segunda fase denominada de «maduración» y por último la tercera fase o fase de «disipación».

La primera fase o de desarrollo se caracteriza por fuertes corrientes verticales ascendentes que se inician a ras de suelo y se van haciendo más intensas a medida que progresan en altura, llegando a alcanzar velocidades de 10 m/s. Alcanzado el nivel de saturación por el aire ascendente, el vapor de agua comienza a condensarse y se inicia el desarrollo de la nube. A medida que el vapor de agua se va condensando dentro de la nube, se va desprendiendo más calor latente, y el aire ascendente, al au-

mentar su temperatura y disminuir su densidad, se expande más aún, aumentando más la velocidad de las corrientes verticales, que como decíamos, pueden alcanzar velocidades muy grandes. Cuando el cúmulo naciente crece por encima del punto de congelación, comienza realmente la fase inicial, y las gotas de agua y hielo van aumentando su tamaño rápidamente. Llega un momento en que las corrientes verticales no son capaces de mantenerlas en el aire y las gotas inician su caída. Es en este momento cuando se considera que finaliza la primera fase.

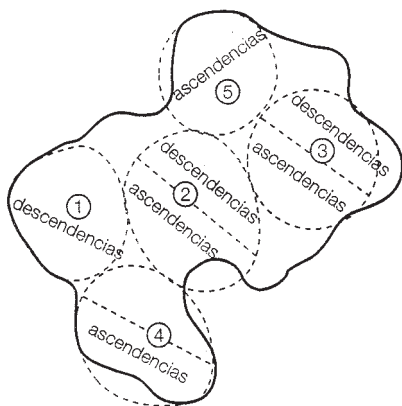
La segunda fase se inicia con la aparición de las precipitaciones. Las gotas, al no poder mantenerse en suspensión debido a su peso, inician su caída ayudadas por corrientes descendentes. Las corrientes verticales ascendentes siguen aumentando en el interior de la nube, alcanzando velocidades de hasta 30 m/s. La parte de la nube donde el viento descendente es más constante y está mejor organizado es el centro de su parte delantera, y se inicia por el propio efecto de las gotas al caer, al que se suma el efecto del aire lateral descendente. Cuando estas corrientes descendentes alcanzan el suelo, el aire descendente sopla horizontalmente y racheado, y generalmente en la dirección del desplazamiento de la nube, disminuyendo la temperatura y aumentando la presión repentinamente. Esta fase suele durar aproximadamente entre quince y veinte minutos, alcanzando la nube su altura máxima.

La tercera fase se caracteriza por la desaparición de las corrientes verticales ascendentes; únicamente persisten las corrientes descendentes. Las precipitaciones van cesando paulatinamente, la humedad va desapareciendo y finalmente desaparece también la nube. Al final sólo queda un débil movimiento de aire descendente y un rastro de la nubosidad más alta (yunque), que también desaparece.



Una tormenta aislada de estas características no es lo más frecuente. Las tormentas, por regla general, están formadas por un grupo o combinación de células o tormentas como la anteriormente descrita, y cada una de ellas en estados diferentes de su vida, de forma que al finalizar una, otra ocupa su puesto.

La célula ① es una célula vieja donde sólo permanecen corrientes descendentes, disipándose poco a poco. Las células ②, ③ y ④ son células en su estado maduro, con corrientes ascendentes y descendentes. La célula ⑤ es una célula joven, con sólo corrientes ascendentes. El grupo puede durar mucho tiempo, formándose unas y disipándose otras. Con frecuencia, el aire frío descendente de las células viejas impulsa hacia arriba masas húmedas de aire y se reactiva la formación de nuevas células.



Cuando el sol mucho calienta, barrunta tormenta.



8. FENÓMENOS ELÉCTRICOS, ACÚSTICOS Y ÓPTICOS

8.1. RELÁMPAGOS, RAYOS Y TRUENOS

Estos fenómenos son manifestaciones visibles o audibles de la electrificación de la atmósfera.

En una atmósfera en reposo se puede decir que la Tierra está cargada negativamente respecto al aire. En la atmósfera hay cargas eléctricas libres, existiendo siempre un campo eléctrico normalmente dirigido hacia abajo de 120 voltios por metro en buen tiempo, mientras que bajo un cumulonimbus puede exceder de 1.000 voltios por metro.

Las experiencias llevadas a cabo mediante globos aerostáticos a principio de los años treinta, revelaron la distribución de las cargas eléctricas en una nube tormentosa, encontrándose cargas positivas en su parte superior, asociado a temperaturas inferiores a los -20°C y negativas en su parte inferior, con temperaturas próximas a los 0°C , así como pequeñas áreas de carga positiva, cerca de la base y en sus niveles medios, asociadas, estas últimas, a fuertes precipitaciones de lluvia y granizo.



No se tiene certeza del mecanismo que hace que las cargas eléctricas se separen. Se han estudiado y realizado infinidad de experimentos de los cuales han salido mu-

chas teorías, de las cuales hemos seleccionado tres que explican aceptablemente la estructura eléctrica de las nubes tormentosas.

Teoría de la precipitación. Según la cual, el peso atrae hacia la superficie a las gotas y a las piedras de granizo de tamaño mayor que, en su camino descendente a través de la nube, chocan con gotas más pequeñas y cristales de hielo en suspensión, dando lugar a que las partículas más pequeñas se carguen positivamente y las partículas más pesadas negativamente. De esta forma la nube se carga negativamente en su parte inferior a medida que las gotas mayores van cayendo y positivamente la parte superior al ascender dentro de la nube las partículas más pequeñas.

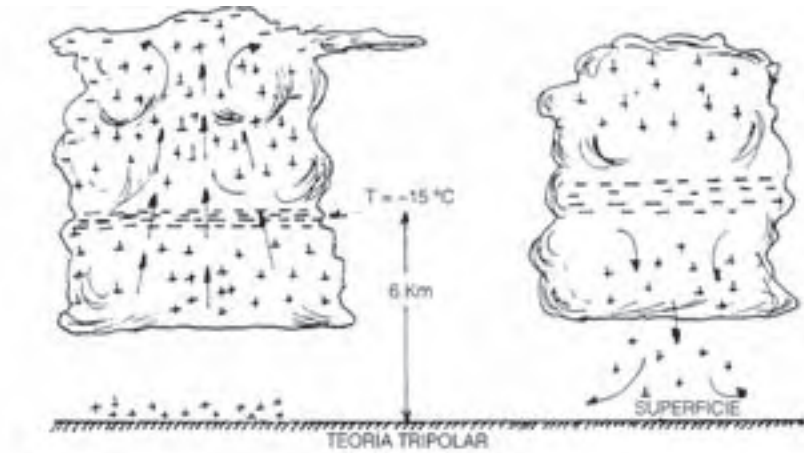
Teoría de la convección. Según la cual, las corrientes ascendentes trasladan cargas positivas desde la base de la nube hacia la parte superior. Por otro lado las cargas negativas creadas por la radiación en la parte superior de la nube, que forman una especie de «capa apantalladora» se ven atraídas por la polaridad positiva de la superficie terrestre y las corrientes descendentes hacen que parte de esta carga negativa sea transportada hacia la parte inferior de la nube.

Teoría tripolar. Según la cual la estructura de una nube tormentosa no es dipolar sino tripolar. Con una zona en el centro de la nube de unos pocos cientos de metros de espesor, a unos 6.000 metros de altitud y con una temperatura aproximada de -15°C , cargada negativamente y rodeada por otras dos zonas cargadas positivamente. La zona superior, la más grande cargada positivamente se extiende hasta el tope de la nube, donde se observa una delgada capa cargada negativamente (la capa apantalladora). La zona inferior de la nube se encuentra cargada también positivamente. Así como la teoría de la convección presume que la carga positiva de la base de la nube se debe a las «descargas en corona» que tienen lugar en los elementos puntiagudos de la superficie, esta teoría indica que la estructura tripolar y por lo tanto la carga positiva de la zona inferior de la nube se debe a la microfísica del intercambio de cargas entre partículas de granizo blando (granizo pesado) y los cristales de hielo y gotitas de agua sobreenfriadas. Cuando la temperatura de la nube es inferior a 15°C el granizo blando que cae dentro de la nube, se carga negativamente, sin embargo cuando la temperatura es superior es decir más caliente, lo que ocurre en la zona inferior de la nube, el granizo blando se carga positivamente.

Se sabe que en una atmósfera clara y seca es necesaria una intensidad de campo cercana a los tres millones de voltios por metro para que ocurra una descarga, pero dentro de una nube, con solo medio millón de voltios es suficiente. Cantidad que se alcanza fácilmente dentro de la atmósfera cargada de una nube. Una vez alcanzado dicho nivel, la aparición de un relámpago es cuestión de segundos.

La descarga inicial se produce desde una pequeña área situada en la parte inferior de la nube, cargada positivamente, hacia la masa que la rodea, con carga negativa. Pero esta carga negativa de la base de la nube, a su vez, se ve atraída hacia la masa terrestre, cargada positivamente y el relámpago describe su camino en el aire. La ac-

ción no termina, pues una descarga positiva, prácticamente simultánea sale del suelo, hacia la nube, es *el rayo* y esta energía de regreso, que sigue la misma trayectoria establecida anteriormente en la bajada, da como resultado una fuerte detonación sónica *el trueno*, causado por la rápida expansión y compresión del aire, calentado fuertemente al paso de la descarga eléctrica y que escuchamos con un cierto retraso debido a que la velocidad de la luz es mayor que la velocidad del sonido.



A los rayos que se producen entre dos puntos de una misma nube o entre dos nubes distintas se les llama relámpagos.

Una forma aproximada de calcular la distancia en kilómetros a que se encuentra una tormenta de nosotros, es dividiendo entre tres (velocidad del sonido = 340 m/s), los segundos que transcurren entre el relámpago y el trueno.



© Rafael Ketelholm

Fuego de San Telmo

La diferencia de potencial eléctrico entre objetos en punta como, mástiles, pararrayos etc. en un barco y la base de una nube puede dar lugar a que se produzcan descargas eléctricas más o menos continuas de intensidad débil o moderada, entre dichos objetos puntiagudos, manifestándose como un resplandor que envuelve los extremos de dichos objetos, desapareciendo con una explosión apagada.

8.2. LA ATMÓSFERA COMO MEDIO DISPERSOR

La radiación electromagnética es una forma de energía observada únicamente cuando entra en interacción con la materia. Las propiedades de la radiación electromagnética se han explicado con dos teorías la ondulatoria, que la concibe como un haz ondulatorio y la de partículas que la considera como una sucesión de unidades discretas de energía, fotones o cuantos, con masa igual a cero. Ambos modelos son válidos aunque el modelo ondulatorio es el más usado. Según la teoría ondulatoria la energía electromagnética se transmite de un lugar a otro siguiendo un movimiento armónico y continuo a la velocidad de la luz, conteniendo los dos campos de fuerzas ortogonales, eléctrico y magnético.

Las características de este flujo de energía se describe por dos elementos: la longitud del onda (λ) y la frecuencia (f). Ambos elementos están inversamente relacionados $C = \lambda f$, donde C es la velocidad de la luz, es decir, 300 millones de m/s.

El espectro electromagnético comprende desde las longitudes de onda más cortas, (rayos gamma y rayos X) hasta las kilométricas. Para las primeras se usan las micras ($\mu\text{m} = 10^{-6}$ metros) y para las largas se utilizan los centímetro o metros.

La única radiación que perciben nuestros ojos, es la radiación visible entre (0,4 y 0,7 μm).

Azul	(0,4 a 0,5 μm)
Verde	(0,5 a 0,6 μm)
Rojo	(0,6 a 0,7 μm)

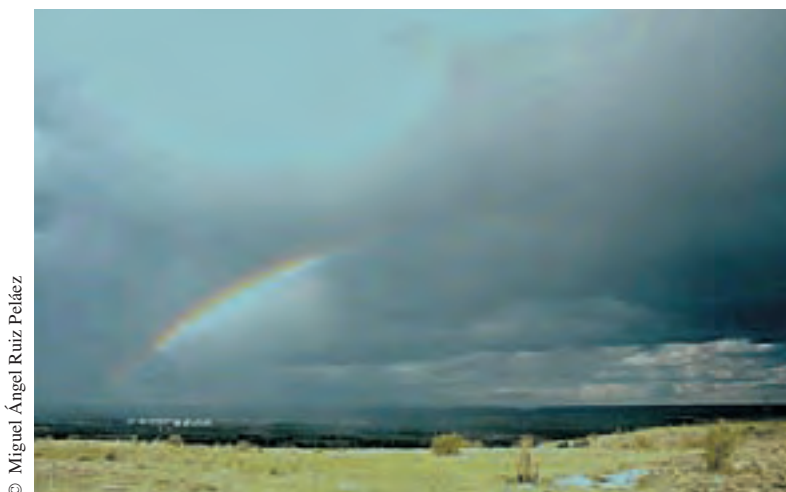
Sabemos, que si colocamos un prisma frente a un rayo de luz blanca, ésta se descompone en sus elementos o colores que lo conforman, que van desde el rojo al violeta. La atmósfera simplificando podemos decir, que actúa como un prisma complejo, al tener en suspensión moléculas de aire, agua en sus distintas fases, sal, polvo, etc. Sus efectos dependen de la trayectoria a su paso por la atmósfera.

Cuando la luz es dispersada por las moléculas del aire, estas lo hacen de forma selectiva. La intensidad de la luz dispersada es inversamente proporcional a λ^4 . Esto quiere decir, que el aire limpio dispersa mejor las ondas azules que las rojas y el resultado es que nosotros vemos el cielo con un color azulado. Al atravesar la atmós-

fera la luz en los ortos y ocasos recorre un camino dentro de la atmósfera más largo y son los colores cálidos, el rojo y el amarillo, los que llegan con más fuerza, el resultado son los amaneceres y atardeceres de tonalidades rojizas y amarillentas.

Arco iris

Es el arco luminoso que se observa al atravesar los rayos del Sol las gotas de agua de una cortina de lluvia. Se pueden observar, algunas veces, varios arcos menos brillantes dispuestos concéntricamente. Los arco iris se producen cuando la luz primero se refracta en las gotas de agua, dispersando el color blanco en toda la gama de colores y luego se reflejan en la parte posterior de millones de gotas con ángulos distintos. El color rojo aparece en la parte superior y el violeta en la inferior. En ciertas ocasiones los rayos se reflejan dos veces formándose un arco de iris secundario y con los colores invertidos.



© Miguel Ángel Ruiz Peláez

Arco iris

Aurora boreal

Es un fenómeno luminoso que se produce a una altura aproximada de unos 100 km cuando los electrones de origen solar chocan contra los átomos y moléculas de la atmósfera en la ionosfera, produciendo un resplandor que puede tomar distintas formas.

El viento solar escapa a través de las líneas de su campo magnético y llega hasta la Tierra. La Tierra tiene también su campo y las zonas donde hay una concentración mayor de magnetismo terrestre son los polos magnéticos. Las cargas que transporta el viento solar al entrar en contacto con el magnetismo terrestre son aceleradas en una trayectoria helicoidal y entonces emiten distintas radiaciones, entre otras la visible en forma de «auroras boreales».

Durante las tormentas magnéticas el resplandor puede desplazarse hacia el sur y entonces puede ser observado en latitudes más bajas. El color verde parece estar producido por átomos de oxígeno bajo ciertas condiciones muy especiales y a niveles muy altos. La aurora roja que se ve en ocasiones también se produce por electrones golpeando a los átomos de oxígeno. Este fenómeno se observa principalmente en Alaska, Canadá, Noruega, Islandia, Finlandia y norte de Rusia.



Aurora Boreal sobre Esja (Islandia)-Fredrik Holm

Rayo verde

Es un fenómeno óptico, que se debe al comportamiento de los rayos del Sol al orto o al ocaso al atravesar la atmósfera. Se manifiesta como un rayo luminoso en el limbo superior del Sol justo en el momento de desaparecer. La refracción atmosférica en estos momentos separa los colores y en su borde superior quedan por orden el color violeta azul y verde. Como los dos primeros se difunden, es decir, se esparcen en todas las direcciones, finalmente se observa solo el color verde (rayo verde).



Halo

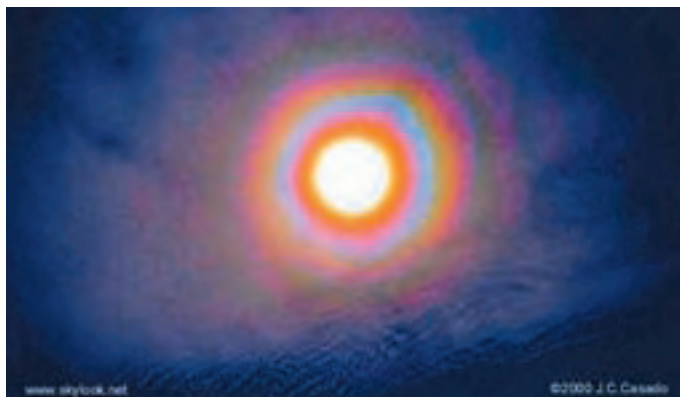
Entendemos por halo, un círculo luminoso, cuyo centro es el Sol o la Luna, generalmente blanquecino aunque puede tener otros colores del espectro. Se forman por la refracción y la reflexión de la luz del Sol o la Luna sobre los cristales de hielo de las nubes altas.



Halo

Corona

Es un fotometeor que se produce por difracción con el sol y la luna, cuando entre el foco luminoso y el observador se interpone una nube fina formada con pequeñas gotas de agua, nunca cristales de hielo. La corona suele estar compuesta por una serie de anillos concéntricos de color alrededor de estos astros, de radio no muy grande.



Corona lunar

Espectro Brocken

Este fenómeno óptico recibe su nombre al ser observado por primera vez en las montañas de Brocken, Alemania

Aparece cuando un sol bajo se encuentra detrás del observador y este, ve su figura alargada proyectada sobre la niebla. Un anillo brillante rodea a la figura como una aureola, originado por la luz dispersada hacia atrás por las gotitas de agua.

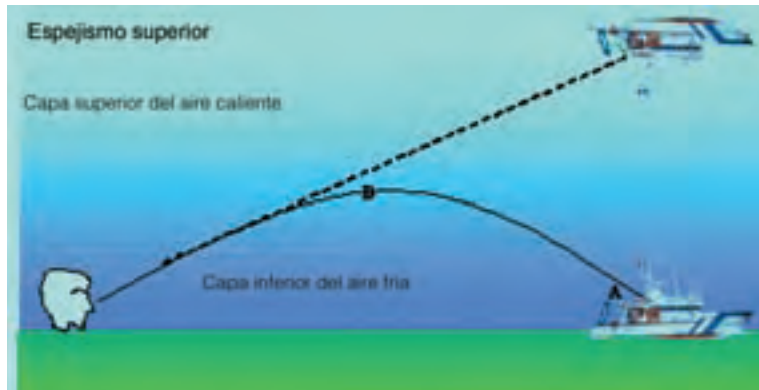


Espectro Brocken

Espejismos

El origen de los espejismos no es otro que la estratificación anormal de las capas de la atmósfera cercanas a la superficie, en función de su temperatura, que hace que los objetos lejanos los veamos deformados o reflejados en lagos o espejos imaginarios. En estos casos el índice de refracción varía notablemente de una capa a otra. Los espejismos se producen cuando las capas en contacto con el suelo están muy calientes o con inversiones térmicas.

- *Espejismo en altura.* Se produce cuando el aire sobre la superficie está anormalmente frío, reduciéndose la densidad rápidamente con la altura. El índice de refracción varía y da lugar a que al curvarse los rayos luminosos, objetos situados por debajo del horizonte sean vistos por un observador que no debería poder verlos.
- *Espejismo superior.* Se produce en situaciones parecidas al anterior, es decir, una rápida disminución de la densidad del aire con la altura, cuando debido a la refracción, una imagen puede verse en el cielo, en posición invertida. Suele aparecer cuando sobre una superficie relativamente fría, tiene lugar en capas más altas una inversión.



- *Espejismo inferior* Se produce generalmente en los desiertos cuando el excesivo calor produce un enrarecimiento en la capa de aire situada por encima del suelo, generalmente de un espesor no superior a dos metros. Las capas en contacto con el suelo al estar muy calientes son menos densas que las superiores. El haz luminoso que sale de «A» al encontrarse con dicha capa recalentada se curva hacia arriba sufriendo una reflexión, llegando al observador como si procediera de un punto inferior simétrico al de origen. El observador debe encontrarse por encima de dicha capa. Un ejemplo de espejismo inferior es el que observamos en la carretera un día caluroso cuando esta parece un río o que está mojada, cuando lo que estamos viendo es la proyección del cielo sobre la superficie, como si se tratara de un espejo.



*En las frías noches de diciembre, si ves lucir la luna blanca,
echa en la cama cobertor y manta.*



9. VIENTO

9.1. DEFINICIÓN

Es el movimiento o traslación de una masa de aire con respecto a la superficie de la Tierra. También puede definirse como el aire en movimiento. Sólo vamos a considerar como viento a la traslación de masas de aire en sentido horizontal. La traslación vertical no se conoce como viento, sino que responde a la denominación de corriente vertical o convectiva.

La creencia de que el viento responde a un flujo horizontal es bastante exacta. Basta observar las dimensiones horizontales de la troposfera (40.000 km de extensión alrededor de la Tierra) y las dimensiones verticales (17 km en el ecuador) para suponer que los movimientos de las masas de aire tiendan a ser horizontales, y los verticales ser considerados como simples fenómenos locales, convectivos u orográficos.

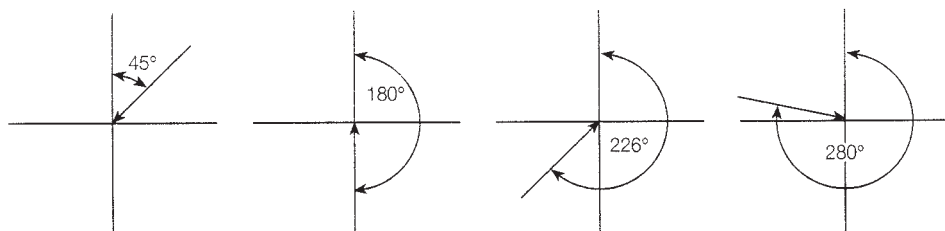
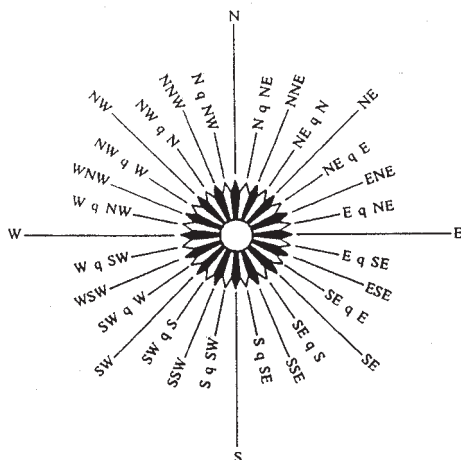
El origen inicial del viento no es otro que las variaciones de temperatura y presión que experimentan las diversas masas de aire. Existen un gran número de causas que intervienen en la formación del viento, siendo la primera la diferencia de presión entre dos puntos de la atmósfera.

9.2. MODO DE MEDIR EL VIENTO (Escala de Beaufort)

El viento se puede considerar como un vector físico, en el que hay que definir su dirección e intensidad.

- *Dirección.* Es el punto del horizonte de donde sopla el viento. A este punto se le denomina «barlovento», y al diametralmente opuesto, «sotavento». Para medir su dirección se utiliza la «Rosa de los vientos».

El viento se denomina del punto cardinal de donde sopla, o bien, indicando el número de grados que forma su dirección con el norte.



— *Intensidad*. Se puede definir, como la presión que ejerce sobre los objetos o como, la velocidad a que se trasladan las partículas de la masa de aire considerada.

Se puede medir en cualquier unidad de velocidad como:

millas/hora (nudos)-metros/seg-km/hora

1 nudo = 0,515 metros/seg = 1,852 kilómetros/hora

En el siglo XX el Almirante Beaufort ideó la escala que lleva su nombre, para medir la intensidad del viento, basándose en el efecto que éste causa sobre objetos fácilmente observables (banderas, humos, etc.).

Escala Beaufort

Cifra	Nombre	nudos	Velocidad en metros/seg. >km/h		Efectos del viento en alta mar
0	calma	1	0-0,2	1	Mar como un espejo
1	ventolina	1-3	0,3-1,5	1-5	Rizos como escamas de pescado pero sin espuma
2	flojito	4-6	1,6-3,3	6-11	Pequeñas olas, crestas de apariencia vítrea, sin romperse
3	flojo	7-10	3,4-5,4	12-19	Pequeñas olas, crestas rompientes, espuma de aspecto vítreo aislados vellones de espuma
4	bonancible-moderado	11-16	5,5-7,9	20-28	Pequeñas olas creciendo, cabrilleo numeroso y frecuente de las olas
5	fresquito	17-21	8,0-10,7	29-38	Olas medianas alargadas, cabrilleo (con salpicaduras)
6	fresco	22-27	10,8- 3,8	39-49	Se forman olas grandes, crestas de espuma blanca (salpicaduras frecuentes)
7	frescachón	28-33	13,9-17,1	50-61	El mar crece; la espuma blanca que proviene de las olas es arrastrada por el viento
8	temporal	34-40	17,2-20,7	62-74	Olas de altura media y mas alargadas, del borde superior de sus crestas comienzan a destacarse torbellinos de salpicaduras
9	temporal fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	Grandes olas, espesas estelas de espuma a lo largo del viento, las crestas de las olas se rompen en rollos, las salpicaduras pueden reducir la visibilidad
10	temporal duro	48-55	24,5-28,4	89-102	Olas muy grandes con largas crestas en penachos, la espuma se aglomera en grandes bancos y es llevada por el viento en espesas estelas blancas en conjunto la superficie esta blanca, la visibilidad esta reducida
11	temporal muy duro	56-63	28,5-32,6	103-117	Olas de altura excepcional, (pueden perderse de vista tras ellas barcos de tonelaje pequeño y medio), mar cubierta de espuma, la visibilidad esta reducida
12	temporal huracanado	más de 64	más de 32,7	más de 118	Aire lleno de espuma, salpicaduras, mar cubierto de espuma, visibilidad muy reducida

Para la fuerza de los vientos originados en los ciclones tropicales existe otra escala, conocida como Saffir-Simpson, que veremos en el tema correspondiente.



En las cartas meteorológicas el símbolo representativo de la intensidad del viento consiste en una línea (indicadora de la dirección) que lleva agregado en su extremo unas rayas o triángulos, que indican según su número y longitud la intensidad del viento.

9.3. COMPONENTES QUE INTERVIENEN EN SU FORMACIÓN

- Diferencia de presión o gradiente horizontal de presión.
- Gravedad.
- Rotación de la Tierra (Aceleración de Coriolis).
- Curvatura de las isobaras (Aceleración centrífuga).
- Rozamiento.

Diferencia de presión o gradiente horizontal de presión

El gradiente barométrico o diferencia de presión entre dos puntos es la causa inicial del viento. Tomemos como ejemplo la figura 1, donde aparece un cilindro de sección igual a la unidad de superficie. En la cara inferior (a) del cilindro tenemos una presión de 1.028 mb y en la cara superior (b) 1.020 mb: la diferencia de presión es 8 mb. Entre las dos caras se crea una fuerza «G», que obliga a la masa de aire inferior a trasladarse hacia la superior y en la dirección del eje, es decir, perpendicular a las isobaras. Este vector «G» es tanto mayor cuanto mayor sea la diferencia de presión entre a y b y tanto menor cuanto mayor sea la distancia entre ellos, figura 2.

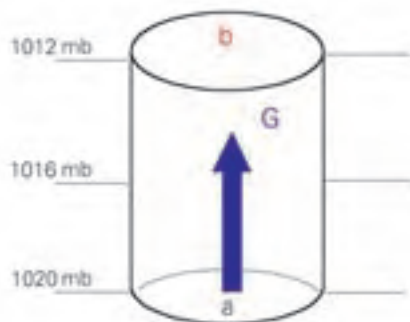


Figura 1

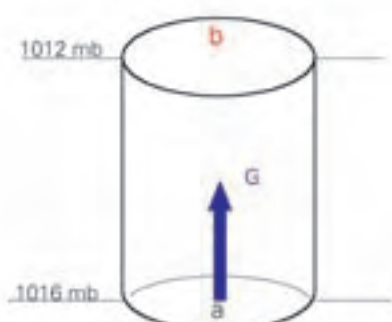


Figura 2

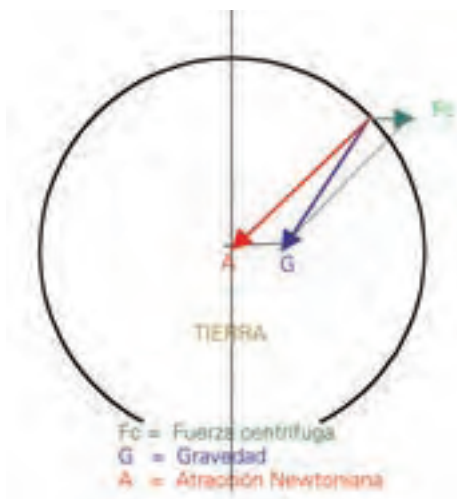
De lo indicado podemos extraer las siguientes conclusiones:

- La intensidad del viento es directamente proporcional a la diferencia de presión e inversamente proporcional a la distancia entre isobaras.
- La dirección del viento es perpendicular a las isobaras y en sentido de la mayor a la menor presión.

Este viento que estamos describiendo es un viento imaginario; para que no fuese así la Tierra no debería girar sobre si misma, ni actuar ninguna otra fuerza, como la centrífuga, la gravedad, el rozamiento. A este viento se le conoce como «Viento de Euler».

Gravedad terrestre

La atracción de la Tierra, conforme a la ley de Newton, alcanza hasta los 40.000 km. La materia que hay entre la superficie terrestre y esos 40.000 km de altitud es atraída, es atmósfera pesante. Pero ese peso es menor que el que corresponde a la atracción newtoniana, debido a que la fuerza centrífuga, que se origina con la rotación terrestre y que incluye el aire que nos rodea, se compone con la de atracción, resultando una nueva fuerza, la de *gravedad*, cuya dirección es la vertical en cada lugar y que no se dirige exactamente hacia el centro de la Tierra, aunque pasa por sus proximidades.



En los polos, la fuerza centrífuga es nula y la de gravedad es máxima e iguala la de atracción newtoniana. En el ecuador, sin embargo, la fuerza centrífuga es máxima y la fuerza de gravedad resulta mínima e igual a la diferencia entre la fuerza de atracción newtoniana y la fuerza centrífuga. El resultado es que el aire pesa, y pesa más sobre los polos que sobre el ecuador.

Aceleración métrica

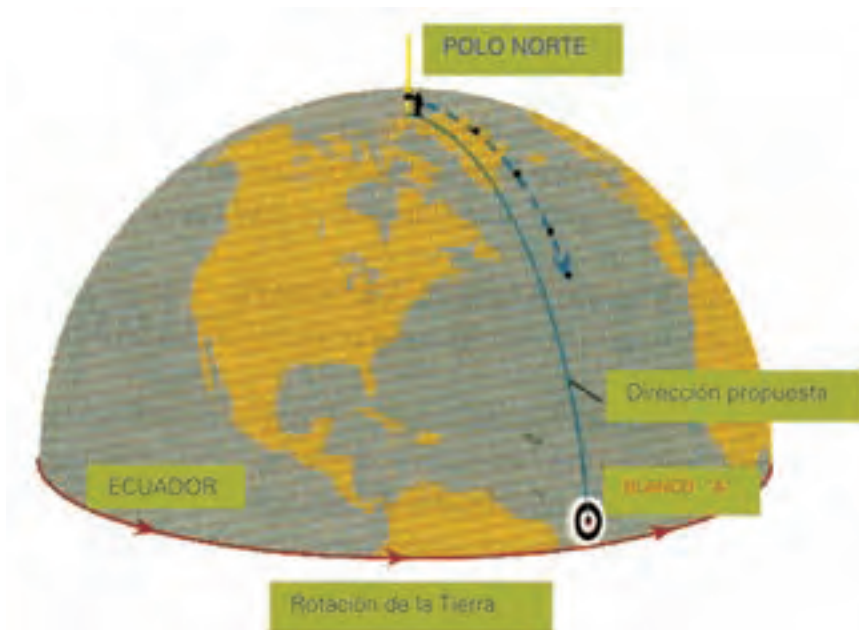
La Tierra no es plana ni es esférica, pero la supondremos así para facilitar la explicación siguiente: Sobre una superficie esférica no existen líneas rectas, y la distancia más corta entre dos puntos es un arco de circunferencia. Por tanto, una masa de aire que se mueva sobre una superficie terrestre o paralelamente a ella sigue una trayectoria que obligadamente ha de ser un arco de circunferencia. Pero como en todo movimiento circular, aparece una fuerza (fuerza centrífuga) que tiende a alejar

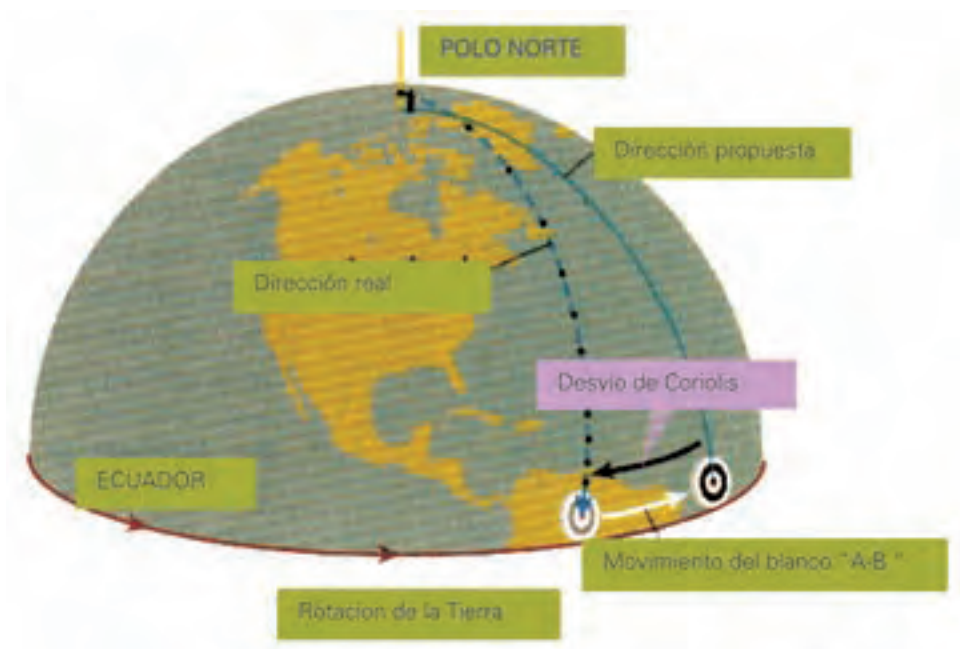
a esa masa de aire del centro de giro. Tal fuerza se opone a la gravedad, haciendo que ésta sea menor para la masa de aire que nos ocupa. Es decir, que por el solo hecho de moverse paralelamente al suelo, el aire pierde peso; en otras palabras, aparece una aceleración vertical que conocemos como *aceleración métrica*.

La aceleración métrica actúa independientemente de la rotación de la Tierra, y hace que el aire se eleve (pues le hace perder peso), salvo si el viento es del este, pues en este caso el aire baja o cae como si aumentara su peso. Esto sucede así porque el aire (atmósfera terrestre) gira con la Tierra, ya que forma parte de ella. Si el viento es del oeste, el giro del aire es más rápido que el giro de la Tierra y tiende a elevarse. Si por el contrario el viento es del este, el aire gira más despacio que el giro de la Tierra, y un observador quieto sobre la superficie terrestre, al ir a más velocidad, siente el viento de cara; como la Tierra gira en el sentido contrario a las agujas del reloj, notaría un viento del este. Como la fuerza centrífuga que origina la aceleración métrica es menor en este caso, la tierra lo atrae con más fuerza y por esto pesa más y cae.

Aceleración de Coriolis

Imaginemos que desde el polo norte lanzamos un misil a un blanco situado en una posición «A» en el ecuador, como vemos en la figura. ¿Qué ocurre? Que como la velocidad de rotación en el ecuador es de 1.667 km/h y en el polo cero, cuando el misil llega al punto donde estaba situado inicialmente el blanco, éste se ha movido a la posición «B». Aparentemente, el disparo se nos ha desviado hacia la derecha.





Pensemos en una masa de aire en el ecuador que se está moviendo a 1.667 km/h. Al desplazarse hacia el norte, lógicamente se va acercando a circunferencias de menor longitud, donde el aire de esa zona se mueve a menor velocidad y por lo tanto lo adelanta, es decir, gira a la derecha.

A este desplazamiento hacia la derecha en el hemisferio norte, debido a que la velocidad de rotación de la Tierra es mínima en los polos y máxima en el ecuador, se le conoce como *Fuerza de Coriolis*.

$$\text{Parámetro de Coriolis} = 2\omega \sin l$$

En donde : ω = velocidad angular de la Tierra

l = latitud

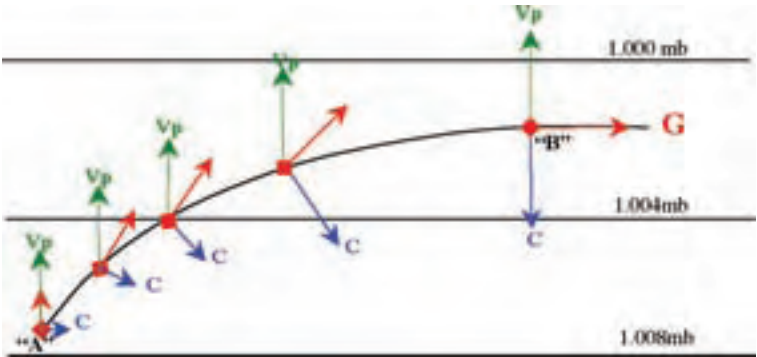
Resumen: El aire por el solo hecho de moverse paralelo a la superficie terrestre es desviado hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Si su componente es este, tiende a caer y si su componente es oeste, tiende a elevarse.

— *Viento geostrófico*

Supongamos una masa de aire en movimiento en una zona de isobaras paralelas trasladándose desde el punto «A» hacia el punto «B». En su desplazamiento, dicha

masa de aire se ve sometida por un lado a la fuerza producida por la diferencia de presión (gradiente), que actúa siempre en el sentido de la mayor a la menor presión, y por otro a la fuerza de Coriolis, debida al giro de la Tierra, y que actúa siempre perpendicular a la dirección del viento, hacia su derecha en el hemisferio norte y hacia su izquierda en el hemisferio sur.

El movimiento de la masa de aire estará compuesto por la aceleración constante producida por la diferencia de presión y la aceleración de Coriolis, que irá aumentando a medida que aumenta la velocidad, desviando cada vez más a la masa de aire hacia la derecha, hasta llegar un momento en que soplará paralelo a las isobaras.



Fórmulas

$$Velocidad\ del\ viento\ geostrófico\ en\ nudos = \frac{70,7}{N \cdot \sin \varphi}$$

Mapas de altura

Donde : N = grados de latitud que separan dos isohipsas consecutivas (de 60 m)

$$Velocidad\ del\ viento\ geostrófico\ en\ nudos = \frac{35,2}{N \cdot \sin \varphi}$$

Mapas de superficie

Donde : N = grados de latitud entre dos isobaras separadas 4 mb.

— Viento de gradiente

Así como para estudiar el viento geostrófico suponíamos a las isobaras paralelas, para el estudio del viento de gradiente se tiene en cuenta a las isobaras circulares.

Todos los cuerpos que se mueven siguiendo una trayectoria curva se ven sometidos a una aceleración, la *aceleración centrípeta* ©, dirigida hacia su centro de rotación. Su valor es inversamente proporcional al radio de curvatura del flujo, y di-

rectamente proporcional al cuadrado del módulo de la velocidad, y se puede expresar con la siguiente fórmula:

$$C = \frac{m \cdot v^2}{r}$$

donde C = aceleración centrípeta
m = la masa en movimiento
v = velocidad
r = radio de curvatura

La fuerza centrípeta se considera a veces, por razón de utilidad, como una fuerza centrífuga que actúa radialmente hacia fuera. El hecho de que la Tierra esté ensanchada en las proximidades del ecuador y achatada en los polos, es debido a su movimiento de rotación.

La disminución de la gravedad aparente, a medida que nos aproximamos al ecuador, refleja el efecto de dicha fuerza, que actúa contra la atracción gravitatoria orientada hacia el centro de la Tierra.

Cuando hemos estudiado el viento geostrófico, las isobaras eran rectas y las fuerzas que intervenían eran el gradiente horizontal de presión (G) y la fuerza de Coriolis (C). En el viento de gradiente, al ser las isobaras circulares, entra una nueva fuerza, la fuerza centrífuga ©.

Las fuerzas que actúan sobre la partícula (A) son:

- La fuerza debida al gradiente horizontal de presión (G). Perpendicular a las isobaras y actuando en el sentido de la alta hacia la baja presión.
- La fuerza de Coriolis, que se opone al gradiente horizontal de presión e intenta desplazar a la partícula 90° hacia la derecha.
- La fuerza centrífuga que siempre es hacia afuera.



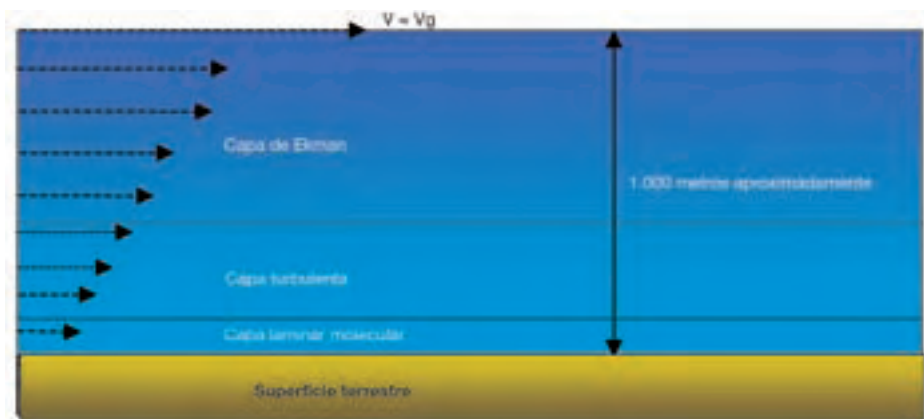
Hemisferio norte

En una baja presión con isobaras más o menos circulares, a la fuerza de Coriolis se le une la fuerza centrífuga, y ambas se oponen al gradiente horizontal de presión, por lo que la velocidad del viento calculada de esta forma es siempre menor a la velocidad del viento geostrófico, en el que no aparecía.

En una alta presión con isobaras circulares, al sumarse la fuerza centrífuga al gradiente horizontal de presión, la velocidad del viento resultante es mayor que la del viento geostrófico. La magnitud de esta aceleración es, en general, pequeña y solo en situaciones en las que el viento se mueve a gran velocidad, siguiendo trayectorias circulares, adquiere una importancia relevante. Existen dos casos muy significativos: Los ciclones tropicales, próximos al ecuador, donde la fuerza de Coriolis es prácticamente despreciable, y los tornados con sus vórtices de un tamaño muy pequeño. *En estas situaciones, cuando el fuerte gradiente horizontal de presión proporciona la aceleración centrípeta necesaria para que el flujo sea paralelo a las isobaras, al movimiento se le denomina ciclostrofico y al viento ciclostrofico.*

Fuerza de rozamiento

Cuando el viento circula sobre el suelo, sufre un rozamiento o fricción contra él, que le frena. Es decir, surge una aceleración tangencial y al viento resultante se le conoce como *viento de equilibrio*. Por dar una altura determinada, diremos que a partir de los 1.000 metros, aproximadamente, la dirección del viento es paralela a las isobaras al desaparecer este efecto.



La fuerza de rozamiento en la atmósfera se debe a la viscosidad del aire y donde realmente es importante es en las proximidades del suelo. Tiene la misma dirección que el vector velocidad y sentido opuesto.

En el esquema siguiente se ve cómo el viento, que es perpendicular a la fuerza de Coriolis, no es paralelo a las isobaras como el viento geostrófico o de gradiente,

sino que corta a éstas con un cierto ángulo que puede variar de 10 a 40°, o incluso más en zonas montañosas, y que se dirige de las altas hacia las bajas presiones.



El efecto del rozamiento va disminuyendo con la altura, y su dirección y fuerza van variando, siguiendo una trayectoria en espiral que se conoce con el nombre de «espiral de Ekman».

Se conoce como «viento antitrípico» aquel en el que el rozamiento predomina sobre los demás efectos, siendo por tanto despreciable el parámetro de Coriolis.

9.4. CIRCULACIÓN DE LOS VIENTOS EN LAS ZONAS DE ALTAS Y BAJAS PRESIONES

Los vientos de un anticiclón giran en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, haciéndolo en las depresiones en el sentido contrario. En la figura se observa, cómo los vientos no circulan paralelos a las isobaras sino que, a causa del rozamiento, se desvían un cierto número de grados hacia la zona de más baja presión, siendo el ángulo mayor cuanto mayor es el rozamiento. Los vientos en altura (por encima de los 1.000 metros aproximadamente) corren paralelos a las isobaras por haber desaparecido el rozamiento, existiendo por tanto el que llamamos viento de gradiente o viento geostrófico.



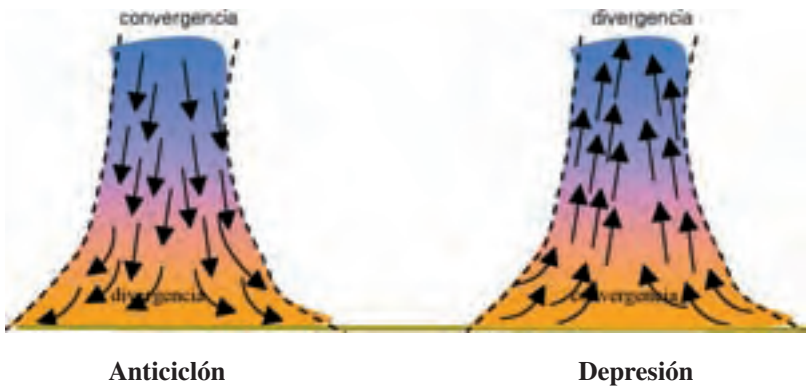
**Circulación
ciclónica (H.N.)**

**Circulación
anticiclónica (H.N.)**

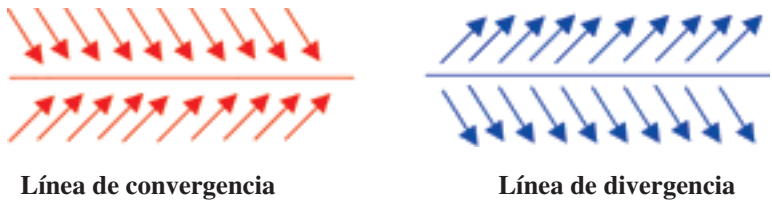
La circulación de vientos en las zonas de alta y baja, no se limita únicamente a un plano, sino que, además de existir una circulación de vientos en el plano horizontal, también existe otra en el plano vertical. En una alta presión, el aire que se separa del centro y que es expulsado hacia el exterior, tiene forzosamente que ser reemplazado por otro aire proveniente de las capas superiores, por lo que dará lugar a un movimiento de aire dirigido hacia abajo, que recibe el nombre de *subsistencia*. En una depresión, la acumulación de aire en su centro, hace que se genere una *ascendencia* vertical de aire.

La mencionada subsistencia hace que desaparezcan las nubes, razón por la cual las zonas anticiclónicas disfrutan de cielo despejado mientras en las depresiones, ocurre lo contrario, ya que las corrientes de aire ascendentes hacen que se formen nubes de desarrollo vertical.

Como se ve en la figura siguiente, el aire se aleja del centro en los anticiclones y se acerca en las depresiones. Decimos entonces que hay *divergencia* en los anticiclones y *convergencia* en las depresiones. Pero esto ocurre al nivel del suelo, produciéndose lo contrario en altura. Se ve entonces que si en el suelo hay divergencia, en altura hay convergencia y viceversa. Existirá, por consiguiente, un nivel en el que no habrá ni convergencia ni divergencia. Este nivel recibe el nombre de *nivel de no divergencia*.

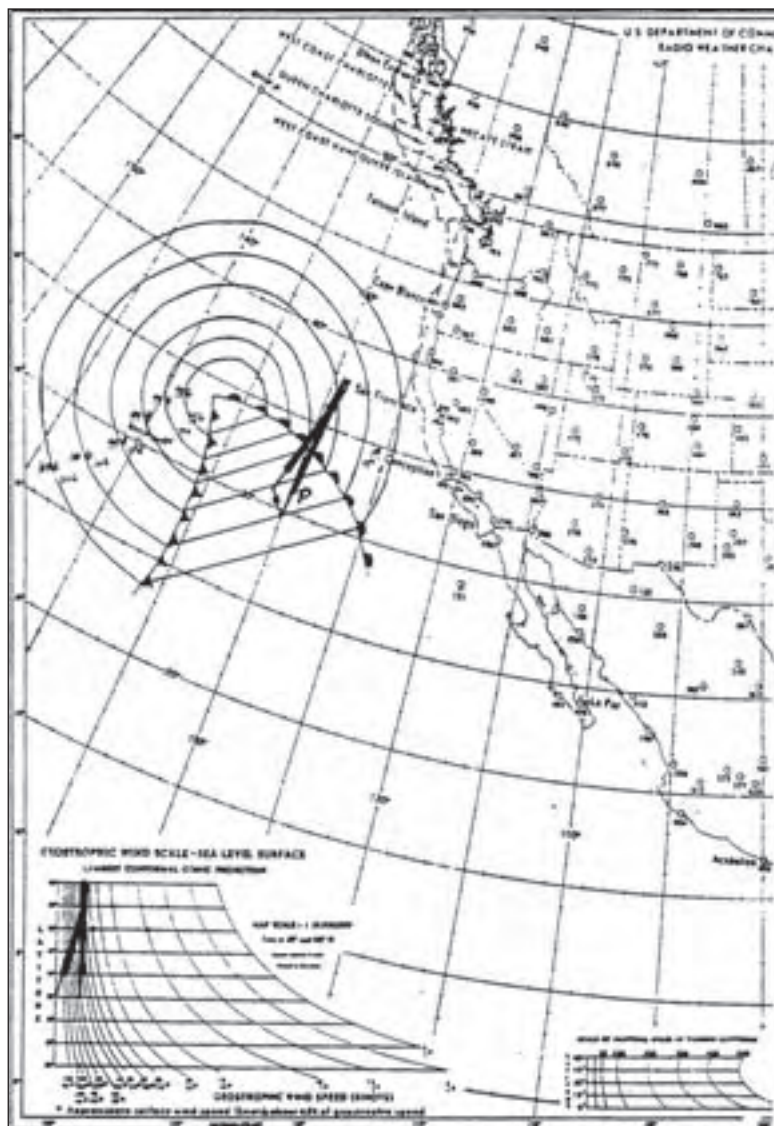


La convergencia y la divergencia del aire puede tener lugar a lo largo de una línea determinada y se representa de la forma siguiente:



9.5. CÁLCULO DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

En las cartas meteorológicas suele ir incluido en uno de los márgenes un ábaco que nos sirve para estimar la velocidad del viento, basándose en la distancia que se para a dos isobaras consecutivas.



Utilización. Si queremos conocer el gradiente horizontal de presión y la velocidad del viento en un punto entre dos isobaras, mediremos con el compás la dis-

tancia entre las dos isobaras. La escala de distancias nos dirá el número de millas y dividiendo 4 entre dicha distancia obtendremos el gradiente horizontal de presión. Para conocer la fuerza del viento, con la abertura del compás que corresponda a la distancia medida, y entrando a la altura de la latitud correspondiente en el ábaco del viento, nos cortará a una curva en cuyo extremo inferior estará indicada la velocidad del viento geostrófico. Existen ábacos que facilitan dos intensidades, una para el viento geostrófico y otra para el viento en superficie.

Ley de Buys Ballot

Christoph Heinrich Diedrich Buys Ballot (1817-1890) fue un meteorólogo holandés que formuló la siguiente ley: «En el hemisferio norte, puesto un observador de espaldas al viento, las bajas presiones le quedan a la izquierda y las altas presiones a la derecha». Esta ley había sido deducida con anterioridad por el meteorólogo americano William Ferrel, nacido en Bedford, Pennsylvania, 1817, y muerto en 1891. En 1858, Ferrel publicó en el *Astronomical journal* un artículo titulado «La influencia de la rotación de la Tierra sobre el movimiento relativo de los cuerpos cerca de la superficie», que entre otras cosas decía: «Si un cuerpo se mueve en cualquier dirección, se ve afectado por una fuerza debida a la rotación de la Tierra, que le desvía hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur».

Finalmente la ley de Buys Ballot se modificó para quedar de la siguiente forma:

«Puesto un observador de espaldas al viento, las bajas presiones en el H.N. le quedan a la izquierda y un poco hacia delante, y las altas presiones a la derecha y un poco hacia atrás». Este poco hacia adelante o hacia atrás depende de la distancia del observador con respecto al centro de la baja. Si nos encontramos lejos del centro de la borrasca el viento, como sabemos, forma un cierto ángulo con las isobaras, y para un observador de espaldas al viento éste se encontraría a la izquierda y un poco hacia delante; pero a medida que nos acercamos al mínimo de presión, el viento va aumentando su fuerza, la fuerza centrífuga aumenta también y el viento puede llegar a soplar, como ocurre en los ciclones, paralelo a las isobaras. En este caso, el centro de la borrasca se encontraría al través nuestro.



Viento verdadero y viento aparente

La determinación del viento a bordo tiene el inconveniente de que el observador no está fijo, sino moviéndose a una velocidad determinada. Por ello, el viento que se observa a bordo no es el viento real, sino el viento aparente. El viento aparente es la resultante de la velocidad del viento real y la velocidad del barco.

Sumando a la velocidad del barco la velocidad del viento real si este sopla de proa, o restando la velocidad del barco a la del viento real si sopla de popa, tendremos la velocidad del viento aparente. Pero lo normal es que el viento real sople de una dirección cualquiera, y teniendo en cuenta el carácter vectorial del viento, podemos decir que el viento aparente es la diferencia vectorial entre el vector viento real y el vector velocidad del barco, que podemos calcular gráficamente.

Supongamos un buque navegando al rumbo S60W con una velocidad de 15 nudos que aprecia un viento aparente (V_a) del N10W y 20 nudos. Trazaremos desde el extremo del vector del rumbo una paralela al vector del viento aparente y de su misma magnitud. Uniendo el centro del buque, con el extremo del vector viento aparente obtendremos el vector viento real (V_r). Analíticamente lo podemos calcular por los teoremas del coseno y del seno.



$$V_r^2 = V_b^2 + V_a^2 - 2V_bV_a \times \cos \alpha$$
$$\sin \beta = V_b/V_r \times \sin \alpha$$

donde : V_r = Velocidad viento real
 V_b = Velocidad del buque
 V_a = Velocidad viento aparente

$$V_r^2 = V_b^2 + V_a^2 - 2V_bV_a \times \cos \alpha$$
$$V_r^2 = 15^2 + 20^2 - 2 \times 15 \times 20 \times \cos 110^\circ = 830,21$$
$$V_r = 28,81$$
$$\sin \beta = V_b/V_r$$
$$\sin \alpha = 15/28,81 \times \sin 110^\circ = 0,48925$$
$$\beta = 29^\circ - 17'$$
$$\text{Viento verdadero} \begin{cases} v = 28,81 \text{ nudos} \\ \text{dirección} = \text{N}29^\circ - 17'\text{E} \end{cases}$$

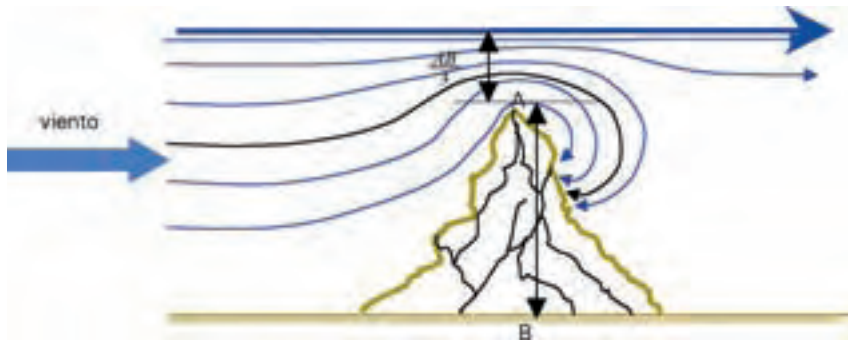
9.6. EFECTOS DEL RELIEVE TERRESTRE EN EL VIENTO

Distinguiremos dos efectos: efecto dinámico (turbulencia orográfica) y efecto térmico (brisas orográficas).

Turbulencia orográfica

El influjo de una montaña sobre una corriente de aire que sopla perpendicularmente a ella se ve en la figura. Las líneas de corriente más próximas al suelo pierden su horizontalidad al remontar la ladera. Este efecto se manifiesta hasta una altura sobre la montaña (un tercio de su elevación) a partir de la cual el régimen sigue

siendo horizontal. Ello implica un estrechamiento de los filetes fluidos sobre la cima de la montaña (equivalente al efecto Venturi) que produce un aumento de la velocidad del viento en la ladera de barlovento. En la ladera de sotavento evidentemente hay descendencia, el régimen deja de ser laminar y se producen remolinos, es decir, turbulencia.



Si el viento se dirige hacia una isla o montaña aislada, la zona perturbada suele ser igual al diámetro de la isla o montaña, si la elevación es al menos de un décimo de dicho diámetro.

Otros elementos del relieve que influyen en el viento son los bosques y los ríos. Los bosques, con cielo descubierto, producen un movimiento descendente del aire; pero si el cielo está cubierto, su efecto es similar al de una pequeña montaña. Los ríos producen descendencia sobre ellos a causa del menor rozamiento.

Brisas orográficas

Durante el día se calienta más las laderas donde da el sol, que en el valle, produciéndose un centro de baja presión sobre la ladera y el viento soplará hacia la montaña (brisa de valle). De noche se enfría más deprisa la ladera que el valle produciéndose el efecto contrario (brisa de montaña). A estos vientos se les conocen también como *anabáticos* (ascendentes) y *catabáticos* (descendentes).



Terrales y virazones

Conocidos como régimen de brisas, son los vientos, que en ausencia de gradiente de presión bien definido, van de la tierra al mar (terral) y de la mar a tierra (virazón), provocados por el calentamiento desigual del mar y de la tierra.

El terral o brisa terrestre se produce en las horas nocturnas, al perder la tierra por irradiación más calor que la mar, a causa de su capacidad calorífica menor. El aire que reposa sobre la tierra está más frío que el que reposa sobre la mar, produciéndose una baja presión relativa sobre la mar, al ser menos denso el aire situado encima de él, y por consiguiente el gradiente de presión se dirigirá hacia la mar.

El virazón o brisa marina se produce en las horas diurnas, mediante el proceso contrario. La tierra se calienta más deprisa que la mar, engendrándose una baja relativa sobre tierra.

El fenómeno de brisas es pues periódico, con alternancia de 12 horas.

El régimen de brisas es muy notable en las regiones tropicales, donde la aceleración de Coriolis es muy débil y el viento de gradiente muy poco definido.

El virazón no suele penetrar en tierra más allá de 30 km y el terral penetra aún menos en la mar.



El efecto Foëhn

Se llama efecto Foëhn al fenómeno originado por el viento que desciende por una ladera montañosa, después de haber ascendido por la opuesta, y que presenta unas características de sequedad y calentamiento con respecto al ascendido por la ladera opuesta.

Supongamos un viento húmedo, con 30°C de temperatura, que incide perpendicularmente sobre una montaña de 2.000 metros de altura, y que el nivel de condensación de dicha masa de aire se encuentra a 300 metros.

El aire, al remontar la ladera, comienza a enfriarse con arreglo al gradiente adiabático seco, al no estar saturado. A partir del nivel de saturación (300 metros) comienza a formar nubes (nubes de estancamiento) y el aire se enfriará con arreglo al gradiente pseudoadiabático, que como sabemos es menor que el adiabático.

Supongamos al gradiente pseudoadiabático = 0,6°C por 100 metros
 gradiente adiabático = 1°C por 100 metros

Ascenso: En los primeros 300 m se enfría $3 \times 1^\circ\text{C} = 3^\circ\text{C}$
 En los siguientes 1.700 m se enfría $17 \times 0,6^\circ\text{C} = 10,2^\circ\text{C}$

Enfriamiento total = 13,2°C

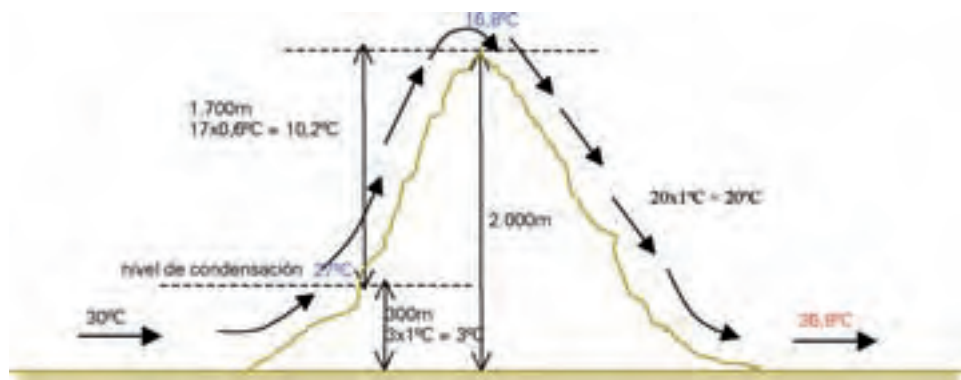
La temperatura del aire será (cima) $30^\circ\text{C} - 13,2^\circ\text{C} = 16,8^\circ\text{C}$

Descenso: (Efecto Föhn) lo hará de acuerdo al gradiente adiabático seco al no estar el aire saturado, calentándose.

Calentamiento del aire(descenso) $20 \times 1^\circ\text{C} = 20^\circ\text{C}$

Temperatura final del aire $16,8^\circ\text{C} + 20^\circ\text{C} = 36,8^\circ\text{C}$

Es decir el aire está entre 6 y 8°C más caliente a sotavento que a barlovento y completamente seco.



En febrero, el loco, ningún día se parece a otro.



10. ESTABILIDAD

10.1. EQUILIBRIO

El equilibrio en los sistemas puede tomar tres formas diferentes:

- Equilibrio estable.
- Equilibrio inestable.
- Equilibrio indiferente.

Un cuerpo está en equilibrio estable cuando al ser sacado de él por una acción cualquiera vuelve a recuperar su posición inicial si tal acción cesa.

Este mismo cuerpo tiene equilibrio inestable cuando al cesar dicha acción no recupera la posición inicial.

Por último este cuerpo tendrá equilibrio indiferente si al cesar la acción continúa en equilibrio en la posición desplazada.

Un cono de revolución apoyado sobre una superficie plana nos puede servir de ejemplo.



En la posición (a), si desplazamos el cono apoyando con un dedo su vértice y soltamos el cono, recuperará su posición inicial.

En la posición (b), si movemos el cono, pierde éste su posición (equilibrio) y ya no recupera su posición.

En la posición (c), si movemos el cono, éste permanecerá en equilibrio al cesar la fuerza.

10.2. ESTABILIDAD EN LA ATMÓSFERA

En la atmósfera también podemos observar estos tres tipos de equilibrio, y la intensidad de las corrientes verticales ascendentes o descendentes dependen principalmente del tipo de equilibrio.

Hay estabilidad propiamente dicha cuando una masa de aire se resiste a moverse verticalmente y si lo hace vuelve rápidamente a su posición inicial.

Una masa de aire es inestable, cuando al ser desplazada verticalmente, por una fuerza determinada, continúa su movimiento sin volver a su posición inicial.

Una masa de aire tiene equilibrio indiferente, cuando al cesar la fuerza que la ha desplazado, continúa en equilibrio en dicha posición.

Así como en el ejemplo del cono, éste se mueve por el efecto de una fuerza, en la atmósfera, las masas de aire generalmente se mueven por razones termodinámicas.

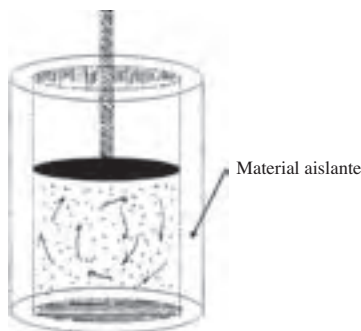
Una masa de aire se resistirá a moverse verticalmente si está más fría, y, por tanto, es más densa que el aire que la rodea, y en el caso de que sea forzada a moverse, volverá a su posición inicial. Sin embargo, si esta masa es más ligera, es decir, más caliente que el aire que la rodea, cualquier empuje, por pequeño que sea, será suficiente para hacerla elevarse hasta un lugar donde tenga la misma o mayor densidad que el aire que la rodea.

Como consecuencia, la estabilidad de la atmósfera viene determinada básicamente por estos dos factores:

- 1) La variación de temperatura con la altura en el aire que rodea a la masa de aire que asciende o desciende.
- 2) La variación de temperatura que experimenta en sí misma la masa que se mueve verticalmente.

Procesos adiabáticos

Supongamos un cilindro cuya sección es la que se representa en la figura.

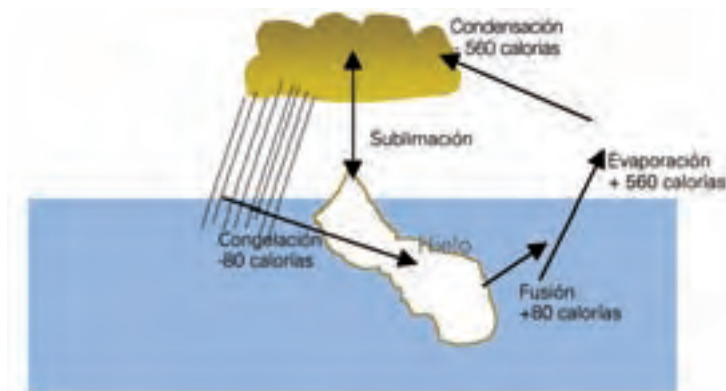


En él hay un gas cualquiera encerrado en su interior y el émbolo se desliza sin rozamiento con las paredes. Imaginemos que las paredes del cilindro están hechas de una materia aislante del calor, es decir, el gas no puede recibir ni ceder calor alguno del exterior. Si movemos el émbolo hacia abajo, el gas se comprime sin variación de calor, pero el trabajo realizado eleva la temperatura del gas. Si movemos el émbolo hacia arriba, el gas se expansiona sin variación de calor y su temperatura desciende. Cualquier proceso que se produzca de tal manera que, aunque el gas cambie de volumen, presión o temperatura, no experimenta variaciones en su cantidad de calor, se llama «proceso adiabático».

Si una partícula de aire se mueve verticalmente de forma que no ceda ni tome energía calorífica, la presión y la temperatura variarán adiabáticamente. Si la partícula se eleva, se acercará a una zona donde la presión es más baja, y aparece entonces un gradiente de presión entre la partícula de aire y su nuevo entorno; para igualar las presiones la partícula trata de dilatarse. Para esto, la partícula realiza un trabajo contra el aire que le rodea, a expensas de la energía cinética de sus moléculas. Reducir la energía cinética de las moléculas supone reducir su temperatura y, si no hay intercambio de calor entre la partícula y su entorno, a dicho proceso se le llama enfriamiento adiabático. Si la partícula de aire desciende, su temperatura aumenta al comprimirse.

Procesos pseudoadiabáticos

Cuando una partícula de aire con humedad se eleva y alcanza alturas donde la presión es menor, se enfría adiabáticamente y el vapor de agua se condensa, formando gotículas de agua (nubes). Durante el proceso de la condensación, se libera energía calorífica que estaba utilizando para mantener el agua en la fase de vapor. Esta energía calorífica liberada, llamada *calor latente*, es absorbida por las moléculas de aire que tiene alrededor, dando lugar en la partícula a una variación no adiabática, «pseudoadiabática», de temperatura. Este calor liberado acrecienta la fuerza ascensional del aire que se está elevando, pudiendo dar lugar a una entrada de aire más fuerte desde la superficie.



Resumiendo, podemos decir que las evoluciones que se efectúan a calor constante, es decir, sin intercambio de energía del sistema que evoluciona con el medio exterior, reciben el nombre de adiabáticas.

Los procesos de las masas de aire que ascienden o descienden dentro de la atmósfera son adiabáticos, ya que extraen de sí mismas la energía necesaria para sus movimientos, a los cuales está ligado el tiempo en forma de nubes, lluvia, tormentas, etc.

Definiciones

- Gradiente térmico vertical. Gradiente térmico vertical es la variación de la temperatura con la altura.
- Gradiente térmico vertical medio. El valor medio en la troposfera del gradiente térmico vertical es $0,65^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros. Este es el valor para una atmósfera standard. En la práctica, el gradiente vertical de temperatura puede diferir considerablemente de este valor.
- Gradiente adiabático seco. Es la variación de temperatura con la altura para una masa de aire que se desplaza verticalmente, si esta masa de aire permanece «seca», es decir, sin llegar a la saturación. La variación de temperatura es de 1°C cada 100 metros.
- Gradiente adiabático saturado. Hemos visto anteriormente que si una masa de aire asciende adiabáticamente, se enfría. Si esta masa contiene vapor de agua, el descenso de temperatura hace que la humedad relativa aumente, y la condensación del vapor se producirá cuando la temperatura en el descenso alcance el punto de rocío o punto de saturación.

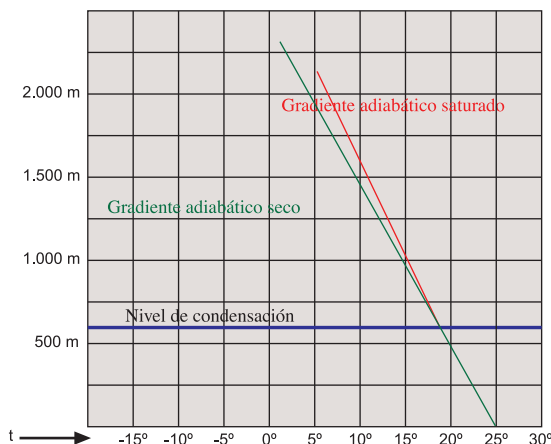
Si la masa que asciende está sin saturar, su temperatura disminuye 1°C cada 100 metros, siguiendo el gradiente adiabático seco.

Supongamos una masa de aire a una temperatura de 25°C sobre la superficie, y supongamos que su punto de rocío es 19°C . Al alcanzar la masa de aire los 600 metros, la temperatura tendrá 19° , es decir, el punto de rocío, y se realiza la condensación. La altura a que se produce la condensación se llama «Nivel de condensación». Si la masa de aire sigue subiendo, lo hace ya condensándose el vapor. Pero sabemos que en el proceso de condensación se libera una cierta cantidad de calor llamado «calor latente». Como consecuencia, la masa de aire que sube a partir del nivel de condensación ya no se enfría tanto como un grado cada 100 metros, sino que, debido a su calor latente desprendido, el enfriamiento es menor.

Resumiendo: Se llama gradiente adiabático saturado a la variación de temperatura con la altura en el aire que asciende saturado.

El valor del gradiente adiabático saturado no es una razón constante. En niveles bajos es aproximadamente de medio grado por 100 metros, aumentan-

do a niveles altos, en los que va aproximándose al gradiente adiabático seco, es decir, un grado cada 100 metros.



10.3. CRITERIOS PARA DETERMINAR LAS CONDICIONES DE ESTABILIDAD DE UNA MASA DE AIRE

El conocimiento de las condiciones de estabilidad de una masa de aire, se basa en la comparación del gradiente vertical de temperatura que existe sobre un lugar en un momento dado, con los gradientes adiabáticos seco y húmedo, o dicho de otra manera, por la diferencia de temperaturas entre una porción de aire y el aire circundante.

Estabilidad del aire seco

- a) *Estabilidad*: Supongamos que disponemos de la siguiente información, suministrada por un sondeo:

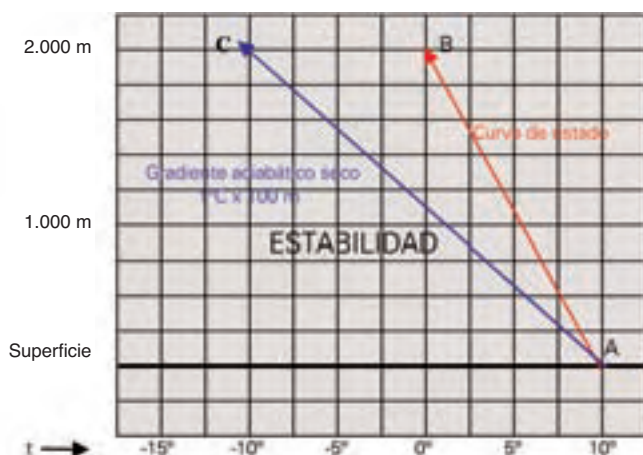
Superficie	=	10°C
1.000 metros	=	6°C
2.000 metros	=	0°C

Con estos datos en un gráfico trazamos la curva AB, que llamaremos «curva de estado» de la atmósfera.

Si a una burbuja de aire no saturado la obligamos a ascender en el seno de la atmósfera, se dilatará por expansión y su temperatura descenderá, según hemos visto antes, a razón de 1°C cada 100 metros; es decir, obedeciendo al gradiente adiabático seco. Por consiguiente, la masa de aire subirá de acuerdo con la curva AC. A 1000 metros de altura, la masa seca que sube alcanza una temperatura de 0°C (de acuerdo

con la razón $1^{\circ}\text{C}/100$ metros). Como esta temperatura de 0°C es inferior a 6°C , temperatura del aire que la rodea, quiere decir que la burbuja de aire es más densa que el aire que la rodea, es decir, tiende a ser parada en su movimiento ascendente. Si sigue subiendo, al llegar a 2.000 metros de altura su temperatura es de -10°C ($1^{\circ}\text{C}/100$ metros), mientras que el aire que la rodea está a 0°C ; es decir, la masa se resiste a moverse hacia arriba. Todo esto significa que la masa de aire es estable.

Hay estabilidad en el aire seco cuando la curva de estado tiene mayor pendiente que la adiabática seca.



En una condición estable, los movimientos verticales prácticamente desaparecen. Cuando las condiciones son de una gran estabilidad, el aire frío próximo a la superficie tiene por encima una capa de aire cálido. A esta condición se la conoce como inversión térmica; no permite movimientos verticales del aire y suele dar lugar a que se produzcan concentraciones de aire contaminado en el ambiente.

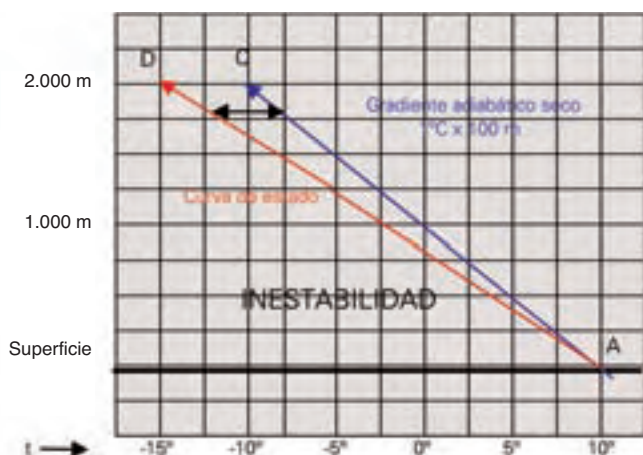
b) *Inestabilidad*: Supongamos ahora que el sondeo presenta los siguientes datos:

Superficie	=	10°C
1.000 metros	=	$-2,5^{\circ}\text{C}$
2.000 metros	=	-15°C

Trazamos la curva de estado AD en la misma figura anterior. Como también en este caso se trata de una masa de aire seco que asciende, lo hace según el gradiente adiabático seco; es decir, 1°C cada 100 metros.

A 1.000 metros, la masa de aire que sube está a una temperatura de 2°C mientras que ahora el aire que la rodea está a $-2,5^{\circ}\text{C}$. A 2.000 metros de altura, la masa ascendente está a -10°C y el aire que la rodea a -15°C . En ambas alturas la masa que sube está más caliente que el aire que la rodea y, por tanto, hay inestabilidad.

Hay inestabilidad en el aire seco cuando la curva de estado tiene menor pendiente que la adiabática seca.



Hay inestabilidad cuando la porción o burbuja de aire que se eleva sigue estando más cálida que el aire que le rodea. Vemos en la figura que la diferencia de temperaturas entre el gradiente vertical de temperatura (curva de estado) y el gradiente adiabático seco aumenta con la altura. El grado de inestabilidad dependerá de la diferencia entre los dos gradientes. Las condiciones de inestabilidad más comunes se producen en días soleados, con mucha insolación y poco viento. La Tierra se calienta rápidamente y transmite parte de este calor a la capa de aire en contacto con ella; éste se vuelve menos denso que el aire que le rodea y se eleva.

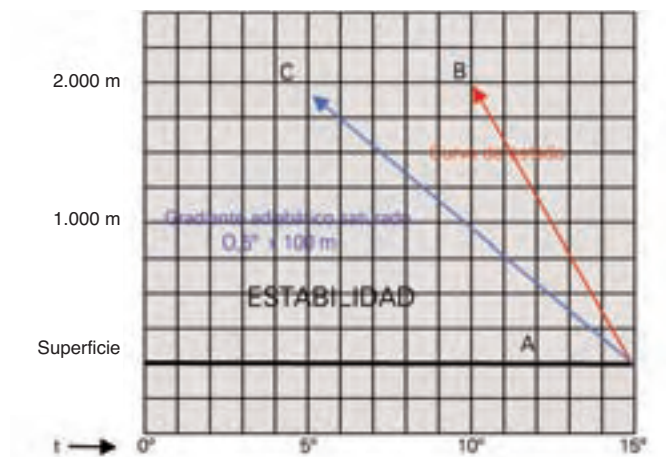
Estabilidad del aire saturado

a) *Estabilidad:* Supongamos un sondeo como este:

Superficie	= 15°C
1.000 metros	= 12,5°C
2.000 metros	= 10°C

Pasados estos datos a un gráfico, obtenemos la curva AB de la figura. Si una masa de aire, que suponemos saturado, se pone en movimiento ascendente, se va dilatando por expansión y descende su temperatura a razón de 0,5°C por 100 metros, que es el gradiente adiabático saturado (curva AC). Su temperatura a 1.000 metros será 10°C, y a 2.000 metros 5°C, mientras que el aire que la rodea a la misma altura es de 13°C y 10°C respectivamente; es decir, la masa saturada que sube es más densa que el aire que la rodea y tiende a ser frenada; por consiguiente, hay estabilidad.

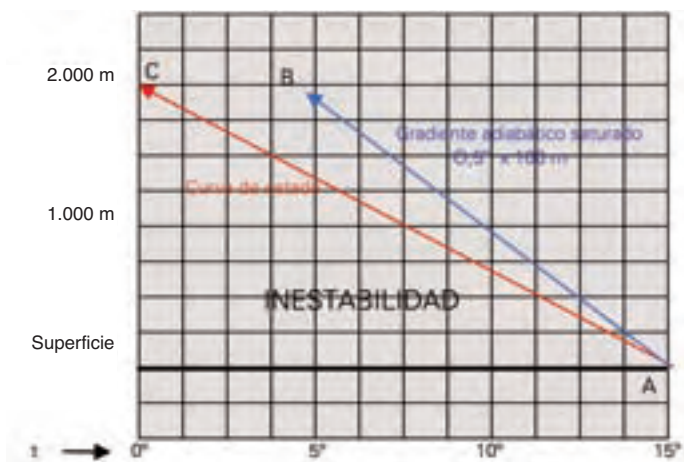
Hay estabilidad del aire saturado cuando la curva de estado tiene mayor pendiente que la adiabática saturada.



b) *Inestabilidad*: Si el sondeo ahora es:

Superficie = 15°C
 1.000 metros = 7°C
 2.000 metros = 0°C

Hay inestabilidad del aire saturado cuando la curva de estado tiene menor pendiente la adiabática saturada.

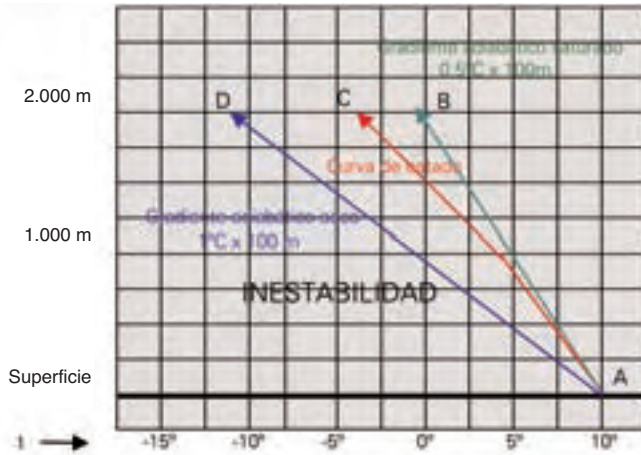


Caso particular: (Aire seco estable-Aire saturado inestable)

Supongamos un sondeo como este:

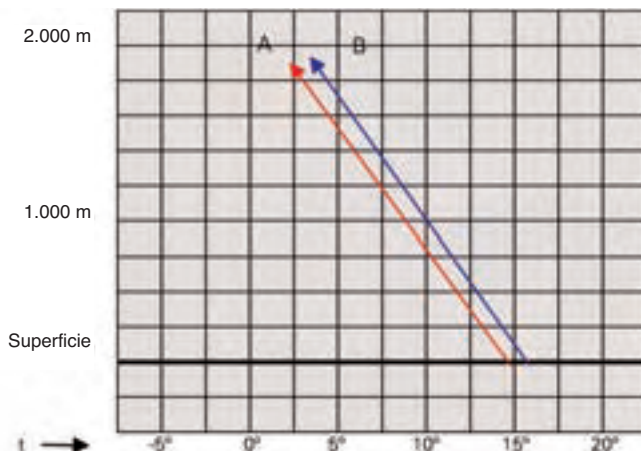
Superficie = 10°C
 1.000 metros = 4°C
 2.000 metros = -3°C

Sean AD y AB las adiabáticas seca y saturada, respectivamente. En el caso de que la masa que sube sea seca, aplicamos la regla para el aire seco, y vemos que la curva de estado tiene mayor pendiente que la adiabática seca; es decir, habrá estabilidad. En cambio, si la masa que sube está saturada, tenemos que aplicar la regla para el aire saturado, y entonces vemos que la curva de estado tiene menor pendiente que la adiabática saturada, y por consiguiente, habrá inestabilidad.



Condición indiferente

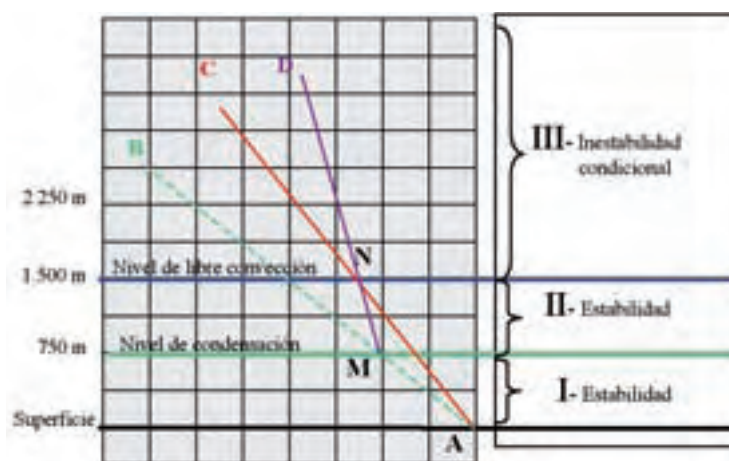
Cuando el gradiente vertical de temperatura (curva de estado), es el mismo que el gradiente adiabático seco, la atmósfera se encuentra en estabilidad neutral. Estas condiciones atmosféricas no estimulan ni inhiben los movimientos verticales del aire. Suele presentarse esta condición en días ventosos o con el cielo cubierto, que impide el calentamiento o enfriamiento fuerte de la superficie terrestre.



Inestabilidad condicional

Supongamos una burbuja de aire no saturado, que se ve obligada a ascender por una montaña. Al elevarse, su temperatura disminuye a razón de $1^{\circ}\text{C} \times 100$ metros (gradiente adiabático seco) mientras el aire no está saturado (AM), pero al alcanzar el nivel de condensación (M) el aire se satura y el descenso de temperatura con la altura a partir de este punto es de $0,5^{\circ}\text{C} \times 100$ metros (gradiente adiabático saturado).

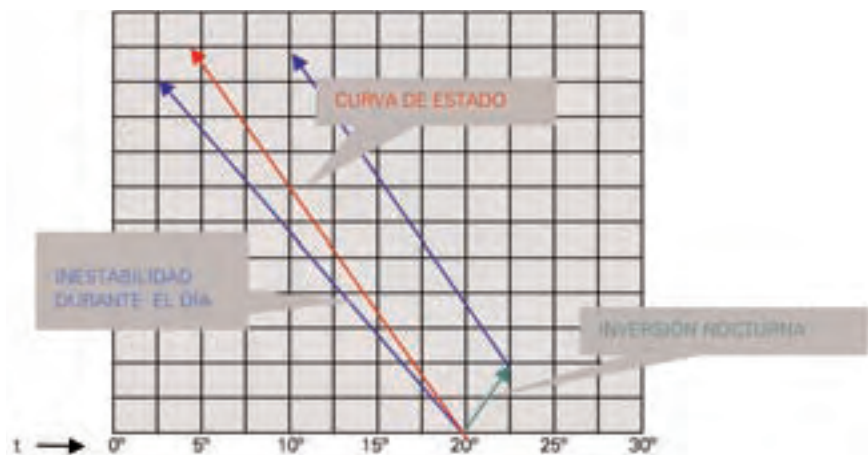
Podemos observar que desde el punto de partida (A) hasta el punto (N), el aire que asciende (burbuja) es estable, más frío que el aire que le rodea, pero a partir de este punto (N) el aire que asciende tiene mayor temperatura que el aire que le rodea y existe inestabilidad (inestabilidad condicional). Es decir, que la inestabilidad condicional se produce cuando la curva de estado tiene una pendiente mayor que la adiabática seca pero menor que la adiabática saturada. Este nivel (N) es conocido como nivel de libre convección y, una vez alcanzado, la masa de aire (burbuja) no necesita de causas externas para moverse.



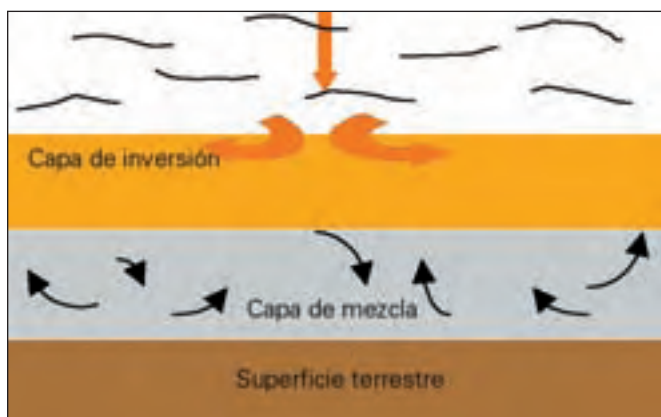
Inversión

La inversión se produce cuando la temperatura del aire aumenta con la altura. Podemos encontrar cuatro tipos de inversiones.

- *Inversión por radiación.* Se produce por un enfriamiento rápido de la superficie terrestre, que da lugar a que la capa de aire en contacto con ella también se enfríe. Si este aire se enfría a una temperatura inferior a la de la capa superior, la atmósfera se vuelve muy estable ya que el aire cálido impide los movimientos verticales. Se producen entre el atardecer y el amanecer, con poco viento y cielo despejado y suelen ser de poca duración, ya que estas mismas condiciones dan lugar durante el día a una gran inestabilidad.

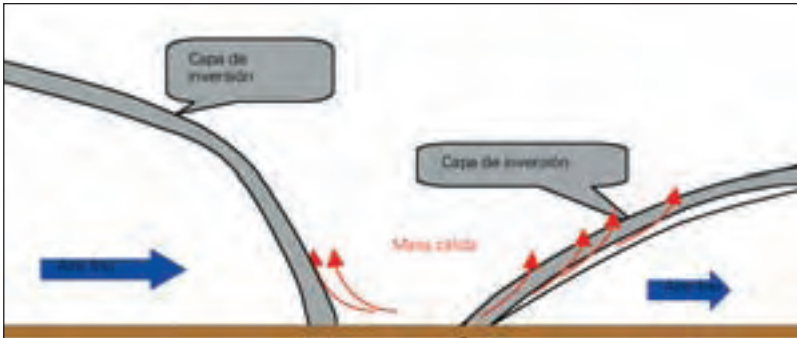


- *Inversión por subsidencia.* Se produce este tipo de inversión en los sistemas de alta presión al calentarse el aire a medida que desciende. Por regla general, este calentamiento se produce con un gradiente más acelerado que el gradiente térmico. Generalmente, durante el día este tipo de inversión se encuentra unos cientos de metros sobre la superficie, para descender, puede que hasta el suelo, por la noche debido al enfriamiento de la superficie y del aire en contacto con ella.

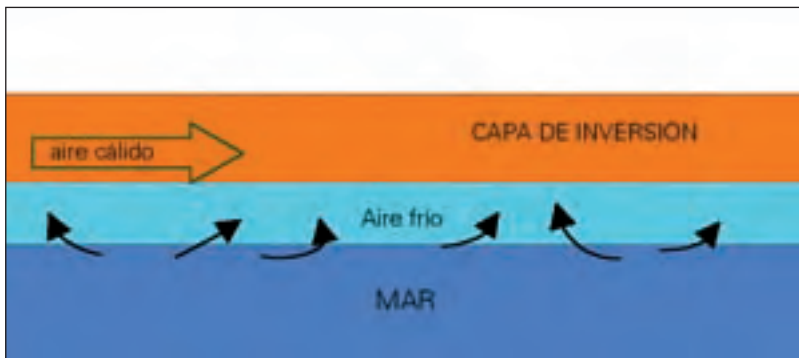


- *Inversión frontal.* En los sistemas frontales puede ocurrir que, al elevarse, el aire cálido «entrampe» al aire frío que queda por debajo, produciéndose la inversión. Este tipo de inversión ocurre más a menudo en los frentes cálidos, ya que éstos se desplazan a una velocidad menor, y es más intensa contra mayor sea el contraste de temperaturas de las masas de aire. Su duración es pequeña, ya que, al moverse el frente horizontalmente, su efecto contrarresta la fal-

ta de movimientos verticales. Si el frente se convierte en estacionario, la inversión puede alargarse en el tiempo.



- *Inversión por advección.* Este tipo de inversión se produce cuando una masa de aire cálido se mueve por encima de otra más fría, generalmente que ha sido enfriada por conducción con la superficie.

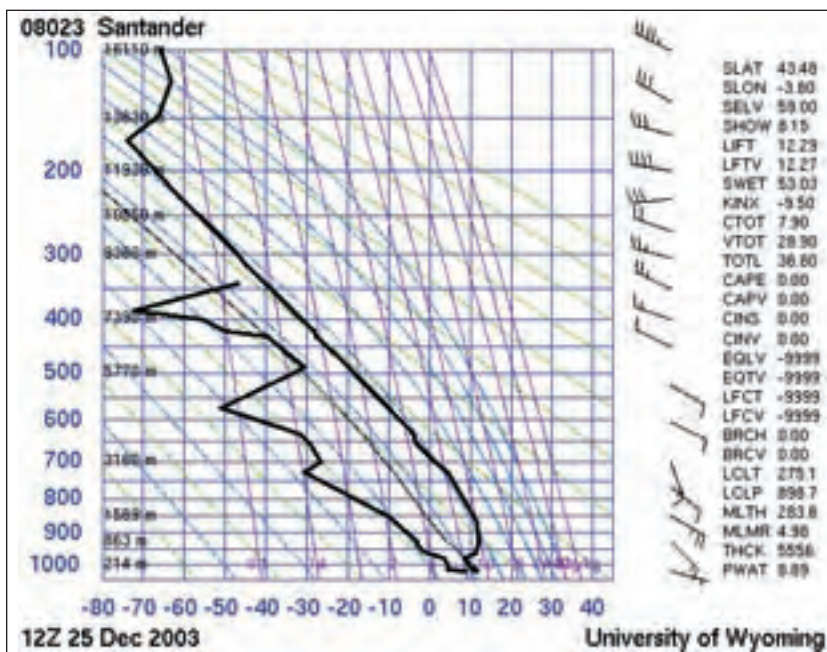


10.4. DIAGRAMA AEROLÓGICO (Diagrama de Stüve)

Es la principal herramienta que usan los meteorólogos para el análisis de la estabilidad atmosférica.

En la página de la Universidad Wyoming (Internet), se pueden obtener estos diagramas gratuitamente todos los días, de muchos de los observatorios del mundo, como el que se incluye en la siguiente página.

Con este diagrama se pueden realizar estudios sobre las características de las masas de aire por niveles, el establecimiento del nivel de formación de las nubes, el establecimiento del techo de la nube, altura a la que se producirá precipitación de nieve, etc.



Station information and sounding indices

Station number: 8023	CAPE using virtual temperature: 0.00
Observation time: 031225/1200	Convective Inhibition: 0.00
Station latitude: 43.48	CINS using virtual temperature: 0.00
Station longitude: -3.80	Bulk Richardson Number: 0.00
Station elevation: 59.0	Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00
Showalter index: 8.15	Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 275.15
Lifted index: 12.29	Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 898.79
LIFT computed using virtual temperature: 12.27	Mean mixed layer potential temperature: 283.69
SWEAT index: 53.03	Mean mixed layer mixing ratio: 4.98
K index: -9.50	1000 hPa to 500 hPa thickness: 5556.00
Cross totals index: 7.90	Precipitable water [mm] for entire sounding: 8.89
Vertical totals index: 28.90	
Totals totals index: 36.80	
Convective Available Potential Energy: 0.00	

Las líneas azules horizontales son niveles de presión-altitud, y las verticales ofrecen los intervalos de temperatura. La curva negra gruesa de la derecha indica el perfil vertical de temperaturas, y la de la izquierda el perfil de temperatura del Punto de Rocío. La diferencia entre la temperatura y el Punto de Rocío da una medida de la humedad relativa.

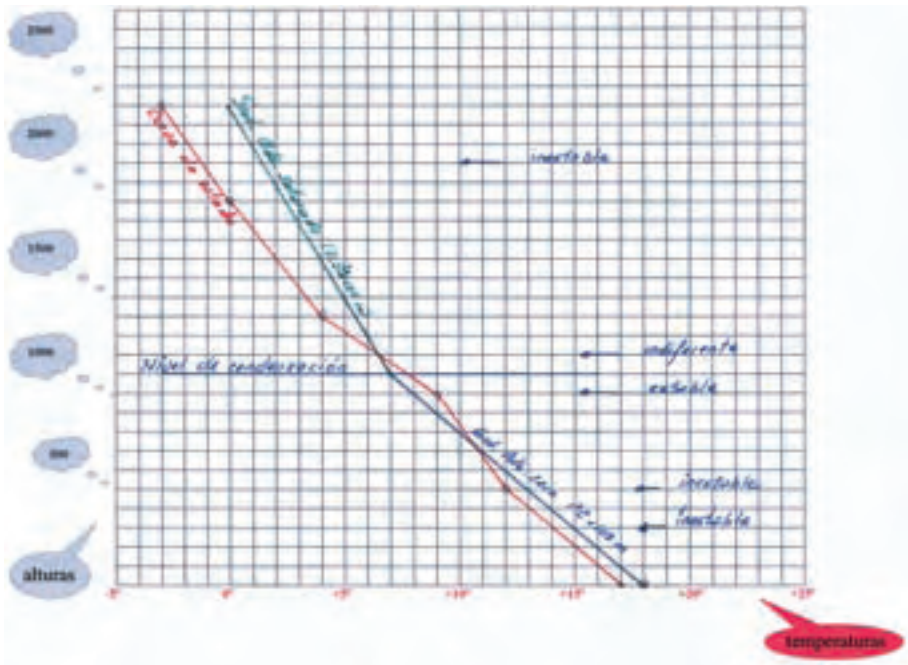
10.5. EJERCICIOS

1. El 26-01-2005 a las 06:00 horas, mediante sondeo se tomaron los siguientes datos:

Superficie	= +17°C	1.500 m	= +4°C
500 m	= +12°C	2.000 m	= +0°C
1.000 m	= +9°C	2.500 m	= -3°C

Suponiendo una masa de aire en superficie que alcanza su temperatura de disparo de 18°C y comienza a elevarse; conociendo asimismo que el nivel de condensación de dicha masa está en los 1.100 metros, y que a partir de dicha altura su gradiente adiabático saturado es de 0,5°C x 100 metros, se pide:

- 1.- Representación gráfica.
- 2.- Condiciones de estabilidad de la masa que asciende a 300, 500, 1.000, 1.200 y 2.200 metros.
- 3.- ¿Qué entendemos por proceso adiabático?
- 4.- ¿De qué dos factores básicos depende la estabilidad de la atmósfera?
- 5.- Define: a) Gradiente térmico estático o gradiente vertical de temperatura (valor aproximado).
b) Gradiente adiabático seco (valor aproximado).
c) Gradiente adiabático saturado (valor aproximado).

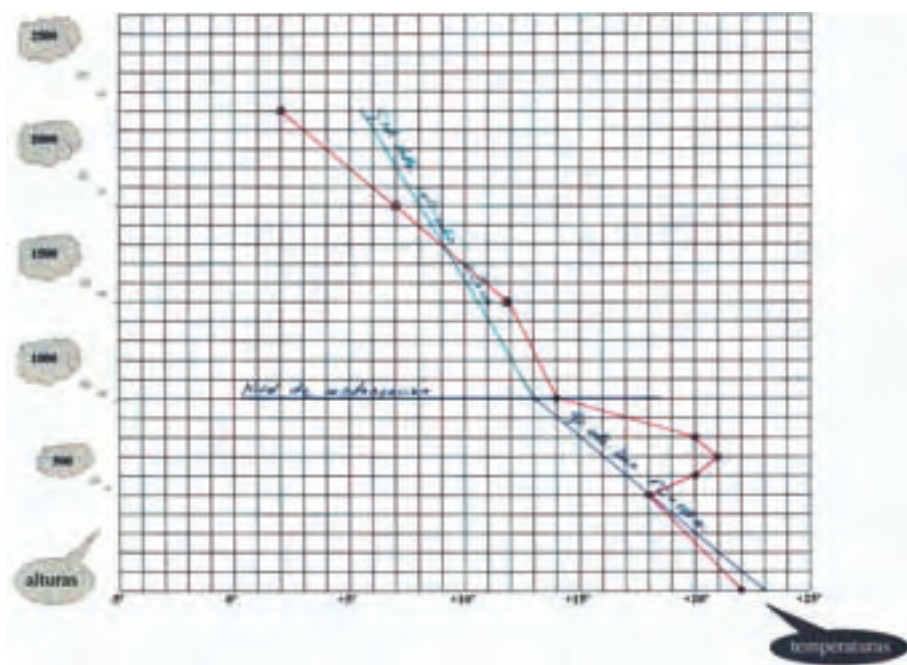


2. El 22-07-2005 a las 13:00 horas, mediante sondeo, se tomaron los siguientes datos:

Superficie	= +22°C	800 m	= +20°C
500 m	= +18°C	1.000 m	= +14°C
600 m	= +20°C	2.000 m	= +7°C
700 m	= +21°C	2.500 m	= +2°C

Suponiendo una masa de aire en superficie con una temperatura de 23°C, que se ve obligada a ascender por la ladera de una montaña; conociendo asimismo que el nivel de condensación de dicha masa está en los 1.000 metros y que a partir de dicha altura su gradiente pseudoadiabático es de 0,5°C x 100 metros, se pide:

- 1.- Representación gráfica.
- 2.- Condiciones de estabilidad de la masa que asciende a 300, 500, 1.200, 1.800 y 2.200 metros.
- 3.- ¿Cuál es el nivel de libre convección en metros?
- 4.- ¿A qué altura se encontrará la base de las nubes?
- 5.- ¿Qué entendemos por inversión térmica? ¿Qué efectos produce? Señala una inversión térmica en el gráfico.
- 6.- ¿Qué entendemos por temperatura virtual, y qué mide esta temperatura realmente?
- 7.- ¿Qué entendemos por equilibrio indiferente? Señala una situación o varias de equilibrio indiferente en el gráfico.



*Marzo ventoso y abril lluvioso hacen
a mayo florido y hermoso.*

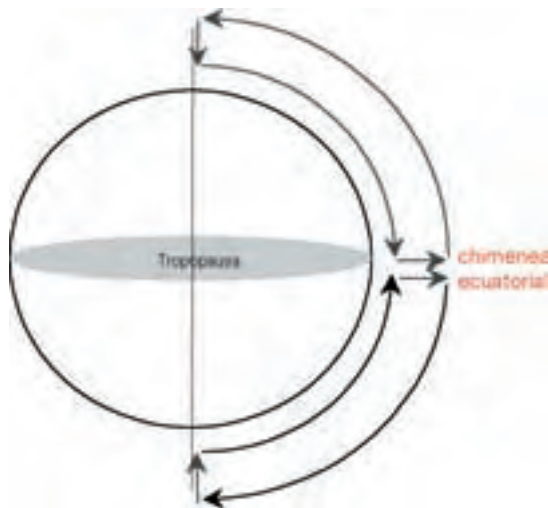


11. CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA

11.1. ESQUEMA DE LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA

Teoría unicelular (Halley) siglo XVII

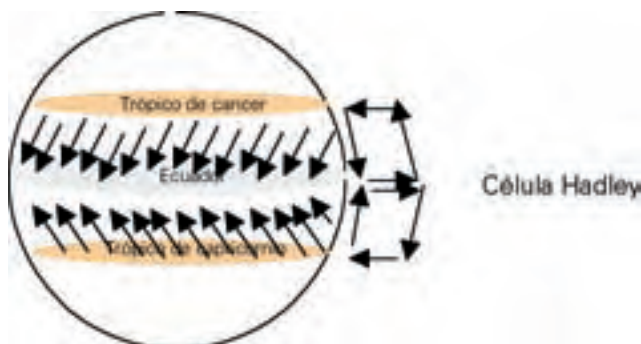
Halley se basó únicamente en causas térmicas, no teniendo en cuenta los efectos de la rotación de la tierra y Coriolis. Las altas temperaturas del ecuador provocan un ascenso del aire (chimenea ecuatorial), que produce un vacío en la superficie, que es rellenado por el aire procedente de las masas polares. En altura y sobre el ecuador, el aire ascendente se enfría, generándose una corriente en altitud ecuador-polo, que establece el equilibrio. De esta forma se crea una célula única en cada hemisferio.



Hadley siglo XVIII

Retorna la teoría de la «chimenea ecuatorial» de Halley, pero teniendo en cuenta la desviación de Coriolis, de tal forma que ni los vientos que parten del ecuador al-

canzan los polos, al desviarse hacia la derecha en el H.N. y a la izquierda en el H.S., ni los vientos que fluyen hacia el ecuador proceden de los polos, sino de las altas subtropicales. Evidentemente esta teoría no se puede explicar únicamente basándose en causas térmicas, ya que no existe una variación térmica suficiente entre el Ecuador y los trópicos. Hadley observa por lo tanto la existencia de células independientes intertropicales.



Teoría tricelular

Se explica partiendo de la existencia de grandes centros b́aricos que originan una circulación meridiana, que luego es desviada por la fuerza de Coriolis, desde los grandes centros de altas presiones (A), que son zonas de divergencia en superficie, hacia los centros de bajas presiones (B), que son zonas de convergencia.

— Circulación en superficie

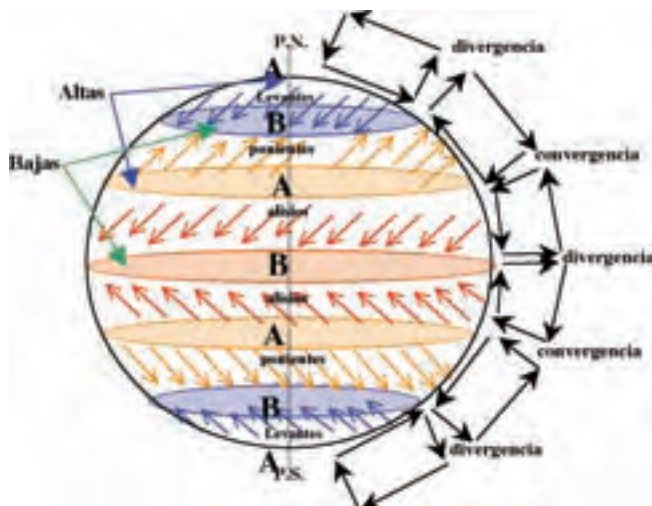
Desde las altas subtropicales (A) hacia las bajas ecuatoriales [Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)] fluyen los vientos de componente este (NE y SE), los alisios. Desde las altas subtropicales (A) hacia las bajas subpolares (B) encontramos vientos de componente oeste (SW y NW) en latitudes medias: son los vientos de poniente. Desde las altas polares (A) hacia las bajas subpolares (B) encontramos vientos de componente este: son los «levantes de las altas latitudes».

Nos encontramos pues que en superficie tenemos cuatro zonas con vientos de levante y dos zonas con vientos de poniente.

— Circulación en altitud

- Sobre las franjas de bajas presiones (B), en superficie se produce un ascenso de aire y en altitud una divergencia.
- Sobre las franjas de altas presiones (A), en superficie se produce divergencia, luego tenemos descenso de aire y por tanto en altura habrá convergencia.

- En altitud, por lo tanto, el sentido es inverso al de superficie.
- En la zona ecuatorial, en altitud el viento tendrá una componente oeste (SW y NW) respectivamente, según estemos en el hemisferio norte o sur.
- En latitudes medias, la componente del viento debería ser del este (NE y SE) respectivamente en los hemisferios norte y sur, aunque como veremos más adelante no ocurre así.
- Y finalmente en la zona subsolar, la componente del viento en altura será también del oeste.



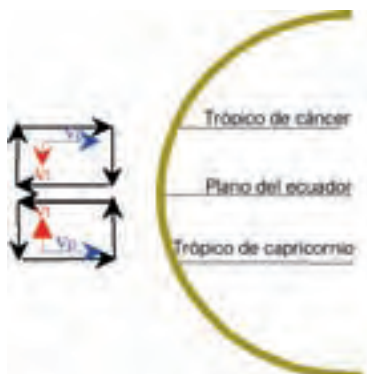
Teoremas de Bjerknes

Este meteorólogo noruego estableció dos teoremas sobre los movimientos del aire, tanto a escala pequeña como grande, que contribuyen a comprender mejor la circulación general de los vientos y que dicen así:

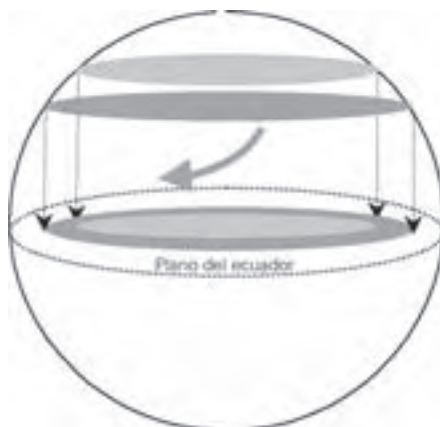
- 1) Si los gradientes de presión y temperatura tienen direcciones distintas, se crea energía que obliga al aire a moverse en el sentido que va del extremo del vector gradiente de presión al vector gradiente de temperatura, por el camino más corto (entendiendo por gradiente de un escalar el sentido hacia los valores crecientes y en dirección perpendicular a las isolíneas del campo escalar).
- 2) Una vez el aire en movimiento, si una serie de partículas forman una curva cerrada y la proyección de esa curva sobre el ecuador disminuye, es decir se contrae, las partículas adquieren un movimiento circulatorio en la curva en el sentido de la rotación terrestre; y si la proyección aumenta, su área se dilata, y las partículas adquieren un movimiento circulatorio en el sentido contrario a la rotación terrestre.

Los teoremas de Bjerknes y la circulación general atmosférica

En un plano vertical, los gradientes de presión y temperatura en el seno del aire subtropical están dirigidos como vemos en la figura. En consecuencia, los vientos se dirigen hacia el ecuador desde las zonas subtropicales de ambos hemisferios, originando ascendencias sobre la franja ecuatorial y retornando este aire por las capas altas de nuevo hacia sus latitudes de origen, donde vuelven a descender.



Si consideramos por otra parte a la circulación del aire que rodea a la tierra en los trópicos, moviéndose en dirección sur, es decir, hacia el ecuador vemos que el área que va proyectando sobre el ecuador, es cada vez mayor, y según el segundo teorema de Bjerknes, cuando el área proyectada aumenta, las partículas de aire adquieren una dirección contraria a la rotación terrestre, es decir, en el sentido de las agujas de un reloj (a la derecha en el H.N. y a la izquierda en el H.S.).



La resultante de ambos movimientos (aproximación al ecuador y el movimiento citado) es un viento, el alisio, que en el H.N. tiene una componente NE y en el H.S. una componente SE.

Variación del viento con la altura

Para el estudio de la circulación general atmosférica, tendremos en cuenta el siguiente teorema, que en este libro simplemente se enuncia.

«La variación del viento geostrófico con la altura está relacionado con el gradiente de presión y con el gradiente de temperatura. Si ambos gradientes coinciden en dirección y sentido, el viento conserva su dirección y sentido, y arrecia. Si, por el contrario, el gradiente de presión y el gradiente de temperatura tienen sentido opuesto, el viento disminuye con la altura y cambia de sentido, para seguido volver a aumentar su fuerza.»

11.2. TEORÍA MODERNA

La teoría tricelular explica bastante bien la renovación del aire, y por tanto la constancia de la humedad entre mares y continentes, y el intercambio de calor entre distintas latitudes. Pero realmente las altas presiones tropicales no forman una franja continua, al interrumpirse sobre los continentes, sobre todo en verano, y dar paso a bajas presiones; ni las bajas presiones subpolares forman una franja continua, pues, sobre los continentes también en invierno, son sustituidos por anticiclones. Todo esto, además, no ocurre simultáneamente en ambos hemisferios, pues, cuando en el H.N. es verano en el H.S. es invierno y recíprocamente.

La teoría moderna parte de la existencia de los grandes centros de acción (cinturones de baja y alta presión) que dan lugar a la formación de tres células en cada hemisferio (teoría tricelular), pero teniendo en cuenta además, otras razones.

Sobre las franjas de baja presión que rodean a la tierra, se produce convergencia en superficie, ascenso de aire y divergencia en altura, y sobre las franjas de alta presión todo lo contrario, es decir, convergencia en altura, descenso de aire y divergencia en superficie.

Basándose en los teoremas de Bjerknes se explican perfectamente los vientos alisios, que soplan del NE en el H.N. y del SE en el H.S., así como los monzones del Indico en verano, cuando el alisio del SE cruza el ecuador, al encontrarse la ITCZ sobre el H.N. recurva hacia la derecha, SW, por la fuerza de Coriolis. Es en este período cuando el anticiclón sobre la India da paso a una zona de bajas presiones.

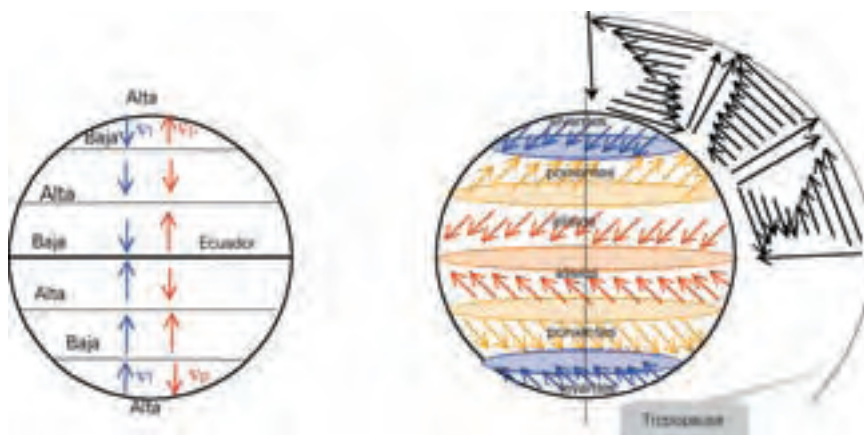
La convergencia de los alisios de ambos hemisferios crea una franja de bajas presiones, que no es otra que la ITCZ (Zona de Convergencia Intertropical) con ascendencia de aire.

En los polos, basándose igualmente en los teoremas de Bjerknes, nos encontramos con una circulación semejante a la de los alisios, con el aire moviéndose desde los casquetes polares hacia latitudes más bajas y desviándose, hacia la derecha en

el H.N. y hacia la izquierda en el H.S., siendo su consecuencia. los «vientos de levante de las altas latitudes», nordestes en el H.N. y sudestes en el H.S.

Nos quedan al final, las zonas templadas, limitadas por los cinturones de bajas presiones subpolares al norte y por los anticiclones tropicales al sur: el aire que sale despedido hacia el sur y hacia el norte respectivamente, da lugar a los «ponientes de las latitudes medias». Según el primer teorema de Bjerknes, al coincidir los gradientes de presión y temperatura no se crea energía, por lo que sus vientos de componente oeste deberían tender a amainar, siempre que no hubiese algún mecanismo externo que los acelerase.

Si cerramos las tres células por su parte superior, teniendo en cuenta la variación del viento con la altura, y recordando que cuando los gradientes de presión y temperatura coinciden, el viento al elevarse rola hacia la derecha, arrecia al disminuir el rozamiento y solo cambia de sentido en la estratosfera al invertirse el gradiente de temperatura, y esto solo después de haber atravesado una altura de calmas (nivel de no divergencia), lo que ocurre en las latitudes medias es que cuando los gradientes de presión y temperatura tienen sentido opuesto, el viento con la altura va amainando y su sentido cambia dentro de la troposfera, después de atravesar el nivel de no divergencia, desde donde comienza a aumentar otra vez su fuerza.



Si nos fijamos en la figura, vemos cómo en la zona de los alisios y los levantes de altas latitudes, el viento, con la altura, va amainando hasta llegar al nivel de no divergencia, donde prácticamente no hay viento, invierte el sentido y comienza a aumentar su fuerza.

En la zona de los ponientes, por el contrario, al coincidir los sentidos de los gradientes, el viento mantiene su sentido hasta la estratosfera y arrecia con la altura.

Se deduce de todo esto que, en las capas más altas de la troposfera, los vientos dominantes son siempre de componente oeste, es decir, ponientes, y precisamente en la tropopausa donde soplan más fuertes, al ser el nivel donde se invierte el gradiente de temperatura. Dentro de la tropopausa, los vientos más fuertes soplan sobre las latitudes medias, donde soplan los ponientes en superficie, al ir aumentando el viento con la altura desde los niveles más bajos.

Recordando que los ponientes no son vientos generados de acuerdo al 1^{er} Teorema de Bjerknes y que, por lo tanto, no disponen de una fuente de energía propia, su tendencia es a amainar, y teniendo en cuenta que las zonas donde soplan los levantes son mucho más extensas, que donde soplan los ponientes, el rozamiento de aquéllos debería disminuir lentamente la velocidad de rotación de la Tierra; sin embargo, ni la velocidad de rotación disminuye, ni los ponientes se colapsan. ¿Qué ocurre? Surgen hasta cinco acciones que los aceleran, que son las siguientes:

1. *Continua* (Los ponientes de la alta troposfera).
2. *Pulsante* (Las corrientes de chorro).
3. *Estacional* (Los monzones).
4. *Circunstancial* (Los ciclones tropicales).
5. *Irregular* (El Niño y la Nao).

Los *ponientes de la alta troposfera* ya los hemos venido estudiando.

Las *corrientes de chorro* se pueden definir como corrientes de forma tubular, aplanada, más o menos horizontal, que se encuentran en las proximidades de la tropopausa, con una anchura de varios cientos de kilómetros, un espesor de varios kilómetros y una longitud de miles de kilómetros, así como vientos que superan con frecuencia en su eje los 300 km/hora.

Sabemos que en la alta troposfera, los vientos, por regla general, deben ser de poniente en cualquier latitud, y que los más fuertes deben encontrarse sobre las latitudes medias. Si tenemos en cuenta que «la variación del viento con la altura es proporcional al gradiente horizontal de temperatura», y recordando que sobre el borde septentrional de las zonas templadas nos encontramos a los vientos fríos de levante chocando con los templados de poniente, lógicamente el contraste horizontal de temperaturas debe ser considerable, y por lo tanto sobre esta vertical el viento será el más fuerte. Como dicho gradiente horizontal máximo de temperatura es un agente centralizador de la intensidad del viento, en estas áreas se encuentran las corrientes de chorro.

En el borde de las zonas de los alisios próximas al ecuador el contraste de temperaturas entre los alisios del NE y SE, más o menos calientes, con el tórrido aire ecuatorial (en la ITCZ solo encontramos ascendencia de aire) es muy grande y da lugar a que el viento amaine rápidamente con la altura, alcanzándose enseguida el nivel de no divergencia y surgiendo unos vientos después, de componente oeste (*con-*

tralisios), que irán aumentando con la altura. Como en el ecuador la tropopausa la encontramos a una altura considerable, estos vientos de componente oeste tienen margen suficiente como para convertirse en unos vientos muy fuertes, que en ocasiones pueden llegar a reunir las características de una corriente de chorro.

Las corrientes de chorro son como la columna dorsal de la circulación atmosférica, y actúan como si fuesen unas válvulas de seguridad contra un desmedido incremento de la intensidad de los vientos de levante. Si arrecian los levantes de las altas latitudes, la corriente de chorro baja de latitud, la zona de los levantes aumenta y el viento amaina; al mismo tiempo, la zona de los ponientes se estrecha y el poniente arrecia. Si esto no es suficiente, las corrientes de chorro aumentan su ondulación, albergando en sus vaguadas borrascas, que lo que hacen es mezclar el aire frío con el templado y gastar la excesiva energía de los levantes produciendo lluvia, y en sus dorsales, vórtices anticiclónicos y, juntos, transmitir a los ponientes los aumentos cinéticos (producto de la velocidad del viento por su distancia al eje de la Tierra, para cada gramo de aire) de los levantes. Si todo esto no es suficiente, el chorro se rompe y el aire polar penetra en las zonas templadas.

Estos efectos mantienen el equilibrio de la atmósfera de un modo frágil, sobre todo respecto al momento cinético de los alisios y la Tierra va siendo frenada en su movimiento de rotación. Aparece entonces el monzón del Indico, que sustituye el alisio por un viento de componente SW, además de mezclar el aire de ambos hemisferios.

Todos estos mecanismos que hemos estado viendo no son suficientes para compensar las variaciones del momento cinético, y surge el mecanismo circunstancial de los *ciclones tropicales*, rompiendo la uniformidad de los alisios y consumiendo grandes cantidades de energía. El que el número de ciclones tropicales varíe cada año así como su energía, es una prueba más de que actúan como agentes compensadores, apareciendo, cuando las circunstancias lo requieren, para restablecer el equilibrio general.

El Niño, por último, surge con más o menos fuerza cada cierto número de años, sin una periodicidad determinada, modificándose los grandes sistemas de presión del Océano Pacífico y dando lugar a que principalmente en el Pacífico, pero también en el resto del planeta, se inviertan las condiciones normales del tiempo y donde el clima era seco surge la lluvia y al contrario.

11.3. ALISIOS

La formación de estos vientos ha sido estudiada en este tema, con los teoremas de Bjerknes y la circulación general atmosférica. Son vientos que siguen el gradiente de presión entre los anticiclones subtropicales y la zona de convergencia intertro-

pical, es decir, con dirección hacia el ecuador, pero al ser desviados por el efecto de Coriolis hacia la derecha o hacia la izquierda, según el hemisferio, se convierten en los alisios del NE y del SE. Son vientos constantes durante todo el año, salvo en el Indico y algunas otras zonas menos relevantes, donde, debido a la situación de la ITCZ en verano, surge el monzón.

11.4. VIENTOS GENERALES DEL OESTE

También estudiados en este tema, en el capítulo de la circulación atmosférica. Son vientos que se dirigen hacia el norte desde las altas subtropicales, desviándose hacia la derecha (SW-W) en el (H.N.) y hacia la izquierda (NW-W) en el (H.S.), por efecto de Coriolis. Se conocen como «Vientos de poniente» o simplemente «ponientes». En el H.N. los ponientes son muy variables y con frecuencia enmascarados por los vientos que correspondan a la situación de presión reinante.

En el H.S, donde la extensión del mar es muy grande, estos vientos son relativamente regulares y fuertes debido a que el gradiente de presión lo es también, y se les conocía, principalmente en siglos pasados, cuando la navegación era a vela, de acuerdo a la fuerza del viento y a las latitudes donde soplaban, como «los rugientes cuarenta», «los furiosos cincuenta» y «los vociferantes sesenta».

11.5. CALMAS ECUATORIALES

La zona de calmas ecuatoriales o *Doldrums* es la zona que rodea a la Tierra próxima al ecuador, que coincide con el cinturón de bajas presiones conocido como la ITCZ. El fuerte calentamiento de esta zona da lugar a corrientes ascendentes así como a una atmósfera cálida y opresiva, temida en otros tiempos por los Capitanes de los veleros que tenían que cruzarla. Los movimientos verticales que se producen y la elevada humedad dan lugar a un cielo, muchas veces cubierto de nubes de desarrollo vertical, lluvias, tormentas y fenómenos eléctricos. La zona más extensa de calmas ecuatoriales se encuentra en el Pacífico.

11.6. CALMAS TROPICALES

También conocidas como «latitudes de los caballos», son las zonas comprendidas entre los alisios y los ponientes de las latitudes medias, en ambos hemisferios, donde reinan unos vientos muy débiles o calmas. Las corrientes descendentes, producto de las zonas de altas presiones, dan lugar al calentamiento adiabático y en consecuencia a poca humedad y poca nubosidad.

El término de «latitudes de los caballos» fue dada por los ingleses, cuando los caballos que transportaban sus barcos, tenían que ser sacrificados y arrojados a la mar, tanto para ahorrar agua, como para aligerar la carga.

11.7. VIENTOS POLARES

Entre las latitudes más altas de ambos hemisferios, es decir, entre los 65° de latitud y los casquetes polares, donde las temperaturas son mínimas, y máximas las presiones, nos encontramos con vientos dominantes de componente este (NE en el H.N. y SE en el H.S.).

11.8. MONZONES

Los monzones, también estudiados con anterioridad, son vientos cuya dirección se invierte cada seis meses (Océano Índico, y otras zonas menos importantes), debido a la aparición de una baja presión donde anteriormente había una alta presión y recíprocamente.

Los monzones en el Índico, se producen cuando la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) se traslada hacia latitudes septentrionales en el H.N. Los alisios del sudeste, del H.S., cruzan entonces el ecuador y continúan dirigiéndose hacia la ITCZ, pero a medida que se van alejando del ecuador, comienzan a desviarse hacia la derecha, debido a la fuerza de Coriolis, surgiendo unos vientos en forma de gancho. Finalmente el alisio del NE desaparece y sopla el monzón del SW. Para ello la alta presión que durante el invierno estaba situada sobre la India da paso a una baja presión.



**Monzón del SW
(Índico y mar de China)**



**Monzón del NE en el Índico
Monzón del NW en Australia**

11.9. VIENTOS DEL MEDITERRÁNEO

- *Austro*. Viento del este o sudeste en Rumania.
- *Bentu de Soli*. Viento del este en la costa de Cerdeña.
- *Bora*. Viento del norte frío que entra en el Adriático desde Hungría.
- *Borasco*. Tormenta o racha violenta en el Mediterráneo.
- *Boreas*. Nombre antiguo dado en Grecia al viento del norte. También llamado «viento de las montañas».
- *Cierzo*. Viento del norte en España.
- *Doctor* o «*Cape Doctor*». Nombre dado también al *Harmattan*.
- *Etesian*. Viento del norte que en verano refresca el Mediterráneo, especialmente el mar Egeo.
- *Euros*. Nombre griego para el viento del SE tormentoso y lluvioso.
- *Gregale*. Viento fuerte del NE en el Mediterráneo Central.
- *Haboob*. Viento fuerte o tormenta de arena que sopla en el norte y centro de Sudán, especialmente cerca de Jartum, con un promedio de 24 veces al año.
- *Harmattan*. Viento Alisio seco y polvoriento que desde el desierto del Sahara atraviesa el Golfo de Guinea y llega a las Islas de Cabo Verde. Algunas veces es conocido como el *Doctor* debido a sus supuestas propiedades medicinales.
- *Leste*. Viento caluroso del este que sopla en Madeira y las Islas Canarias.
- *Levante*. Viento fuerte del este en el Mediterráneo, especialmente en el Estrecho de Gibraltar. Suele ir acompañado de mucha nubosidad, nieblas y algunas veces lluvia, especialmente en invierno.
- *Levantera*. Persistente viento del este en el Adriático, acompañado muchas veces por un tiempo nublado.
- *Levanto*. Viento del SE que sopla en las Islas Canarias.
- *Leveche*. Viento cálido del sur que sopla del norte de África sobre las costas españolas. También llamado *Siroco* en otras partes del Mediterráneo.
- *Maestro*. Viento del NW que sopla especialmente en verano en el Mar Adriático. Más frecuente en la costa occidental. Este viento también aparece en las costas de Córcega y Cerdeña.
- *Mistral*. Viento seco y frío del norte que sopla en la costa NW del Mediterráneo, particularmente en el Golfo de León. También llamado *Cierzo*.

- *Ostria*. Viento cálido del sur sobre la costa Búlgara, considerado como precursor de mal tiempo.
- *Shamal*. Viento del NW que sopla en verano sobre Irak y el Golfo Pérsico, a menudo muy fuerte durante el día para amainar por la noche.
- *Sharki*. Viento del SE que alguna veces sopla en el Golfo Pérsico.
- *Sirocco*. Viento cálido del sur en el Mediterráneo que viene del norte de África.
- *Tramontana*. Viento del Norte o NE en la costa oeste de Italia y en España.
- *Vardar*. Viento frío del NW que baja del valle de Vardar en Grecia hacia el Golfo de Salónica. Ocurre cuando la presión atmosférica sobre Europa Oriental es más alta que la del Mar Egeo, lo que sucede a menudo en invierno. También se le conoce como *Vardarac*.
- *Zephyros*. Antiguo nombre griego dado al viento del oeste, suave y beneficioso.



*Cuando en diciembre veas nevar,
ensancha el granero y agranda el pajar.*



12. MASAS DE AIRE

12.1. DEFINICIÓN Y NATURALEZA

Entendemos por masa de aire un volumen de aire de dimensiones considerables, varios centenares de kilómetros, con unas propiedades físicas, básicamente la temperatura y la humedad, uniformes en su sentido horizontal.

Las masas de aire se forman al estacionarse sobre superficies de características homogéneas, conocidas como regiones manantiales o regiones de origen, durante un tiempo suficiente para adquirir dichas propiedades. Se considera que un período entre tres y siete días es suficiente para conseguir la homogeneización, aunque este período de tiempo dependerá de las características de dichas áreas. Los anticiclones fijos, por su homogeneidad y sus vientos divergentes, son zonas idóneas para ser regiones manantiales. Sobre una superficie caliente, las corrientes convectivas que se forman, agitan el aire dentro de la masa consiguiendo que la homogeneización se produzca rápidamente, mientras que sobre una superficie fría, el aire en las capas inferiores, en contacto con la superficie, se enfría haciéndose muy estable e impidiendo la formación de corrientes verticales, con lo que la uniformidad dentro de la masa se va consiguiendo mucho más despacio.

La naturaleza de una masa de aire viene establecida por tres causas:

- 1) *Las características de la región de origen y la dirección con que se mueva.* Desde el momento que una masa de aire inicia su desplazamiento y abandona su región de origen, su clasificación se hará por comparación, bien con la superficie sobre la que se desliza, bien con las características que tengan las masas con las que se va encontrando en su camino.
- 2) *Los cambios que va sufriendo en su desplazamiento.* Es lógico pensar que, después de recorrer grandes distancias, sus características vayan variando, en función de las características de las superficies sobre las que se va moviendo, así como de la velocidad con la que se trasladen. Se considera una masa activa cuando se mueve rápidamente. Una masa de aire polar continental moviéndose sobre el mar se transformará en una masa de aire polar marítimo. Puede ocurrir también que una masa fría en origen sea considerada como ca-

liente en un momento determinado, al encontrarse en su camino con otra más fría.

- 3) *La edad de la masa de aire*. Se conoce como edad de una masa de aire, el tiempo transcurrido desde que dicha masa abandonó su región de origen.

Resumiendo, podemos decir que los requisitos para que una masa de aire sea considerada como tal, es decir, que reúna unas características que la diferencien, son las siguientes :

- Tener unas características uniformes a lo largo de su extensión horizontal.
- Tener una extensión determinada.
- Mantener sus características en su desplazamiento.

Regiones manantiales

Son zonas o superficies de la tierra, generalmente con sistemas de presión estacionarios o casi estacionarios, donde se forman masas de aire fácilmente clasificables. Sobre estas superficies, las masas de aire permanecen detenidas o se mueven lentamente, adquiriendo la homogeneidad necesaria.

12.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS MASAS DE AIRE

Las características que determinan a una masa de aire son:

- Temperatura y gradiente vertical de temperatura.
- Humedad.
- Nubosidad.
- Visibilidad.
- Precipitaciones.
- Viento.

Debemos tener en cuenta que unas son las características de las masas de aire en su lugar de origen y otras muy distintas las que van desarrollando a medida que vayan trasladándose. Una masa de aire frío en su lugar de origen es estable, pero al moverse, lógicamente se irá encontrando superficies más calientes; pues de otro modo no se la seguiría considerando masa fría, y se hará inestable.

Masas de aire frío

Su origen son las regiones polares, donde se encuentran los anticiclones continentales de Siberia y Canadá ,así como las regiones Ártica y Antártica. Se caracterizan estas masas por su sequedad (temperaturas muy bajas), por su estabilidad, que evita la mezcla vertical, produciéndose los enfriamientos sucesivos por perdidas de radiación y finalmente por una escasa nubosidad (escasa humedad), que como mu-

cho producen pequeñas nevadas. Su extensión vertical al ser aire frío, es decir denso, no es muy grande.

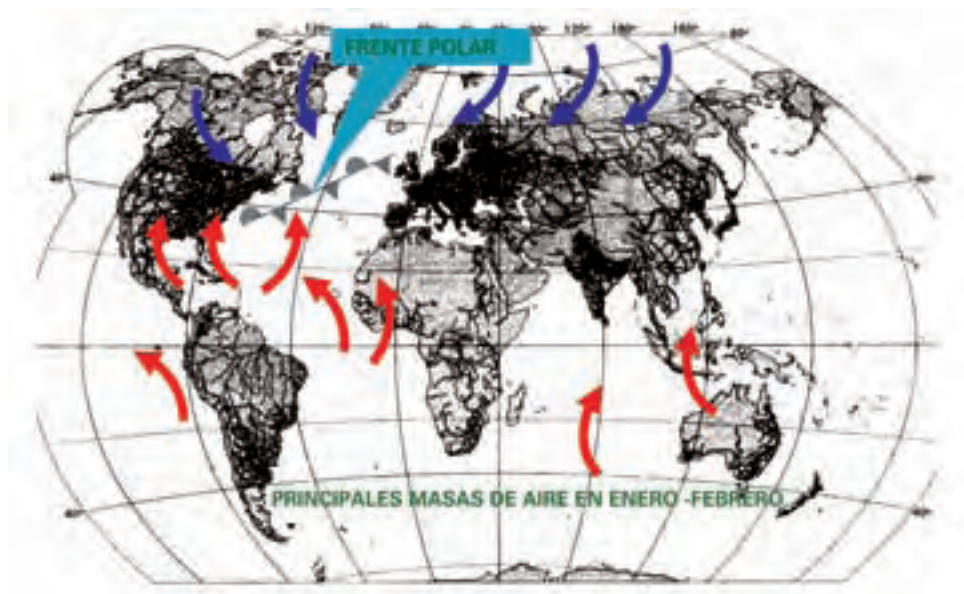
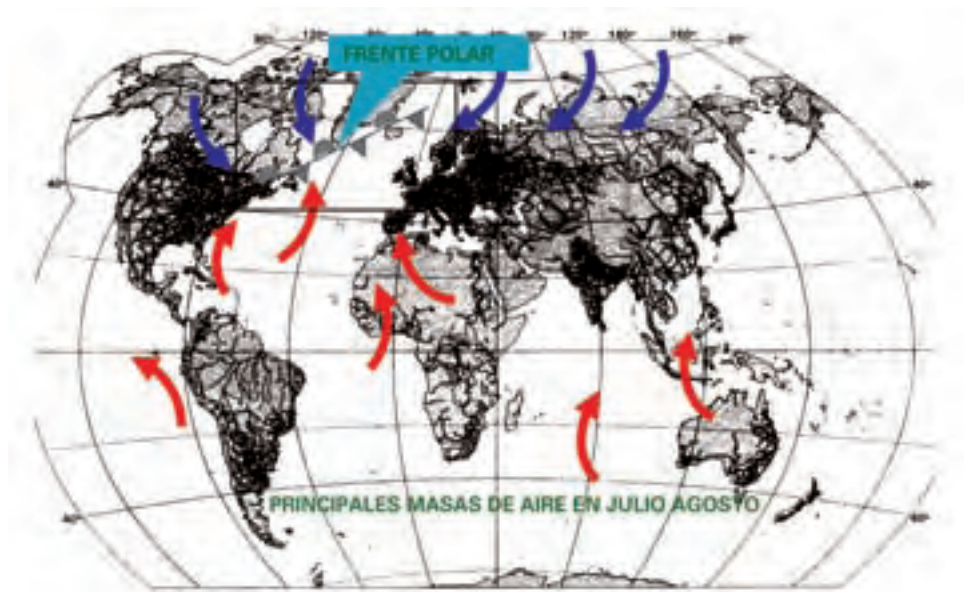
Al trasladarse hacia latitudes más bajas sufren una serie de cambios, tanto más intensos cuanto mayor sea el contraste con las superficies sobre las que se mueve o con las masas de aire que se vaya encontrando en su camino.

- *Temperatura*. En su traslado, una masa de aire frío se dirigirá hacia el sur por regla general, experimentando un calentamiento por su parte inferior, que dará lugar a la formación de corrientes verticales, es decir, una gran inestabilidad.
- *Nubosidad*. Se formarán nubes de desarrollo vertical, resultado de las corrientes convectivas y de la inestabilidad reinante.
- *Precipitaciones*. Las nubes mencionadas anteriormente Cu y Cb darán como resultado fuertes chubascos.
- *Humedad*. La humedad dentro de una masa de aire frío es baja, mientras conserve las características de su lugar de *origen*.
- *Visibilidad*. De excelente a buena.
- *Viento*. Por lo general, el viento dentro de una masa de aire frío sopla racheado.

Masas de aire cálido

Su procedencia son los anticiclones oceánicos en verano y los anticiclones continentales en invierno.

- *Temperatura*. Una vez en movimiento, estas masas se irán encontrando superficies más frías, lo que dará origen a un enfriamiento de sus capas inferiores uniformemente, caracterizándose por lo tanto por una gran estabilidad.
- *Humedad*. Debido a sus altas temperaturas, estas masas de aire pueden absorber grandes cantidades de vapor de agua antes de llegar a su saturación, por lo que generalmente su humedad es alta.
- *Visibilidad*. Mala a causa de la humedad. Nieblas.
- *Nubosidad*. A medida que estas masas se dirigen al norte, desarrollan nubes de tipo estratiforme, causadas por el aire cálido y húmedo enfriándose uniformemente al elevarse.
- *Precipitaciones*. Llovizna o lluvia muy ligera.
- *Viento*. Constante.



Como se puede ver en las dos figuras precedentes, el frente polar se desplaza hacia el norte en verano, lo que significa que las borrascas transitan más al norte, y sus frentes asociados pasan la mayoría de ellos lejos de la costa Cantábrica.

12.3. CLASIFICACIÓN DE LAS MASAS DE AIRE

Las masas de aire se clasifican atendiendo a tres características básicamente: la temperatura, la humedad y la región de origen.

Temperatura	{	Fría (k)	{	Aire Ártico (A) (origen Ártico o Antártico)
				Aire polar (P) (origen polar entre 35° y 65° de latitud)
	{	Caliente (w)	{	Aire Tropical (T) (origen entre 15° y 35° de latitud)
				Aire Ecuatorial (E) (origen las latitudes entre los trópicos)
Humedad	{	Continental ©		
		Marítima (m)		

*Septiembre o seca las fuentes,
o se lleva los puentes.*

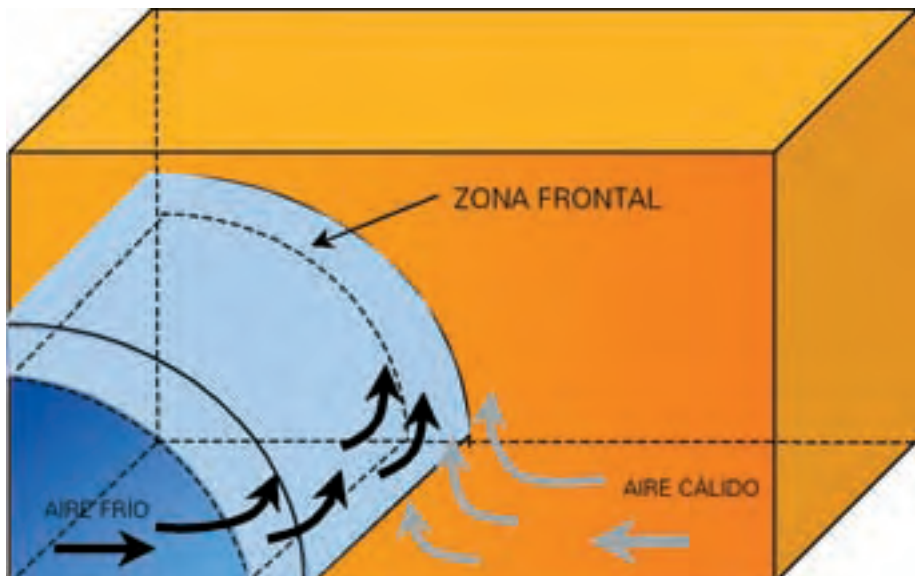


13. FRENTE

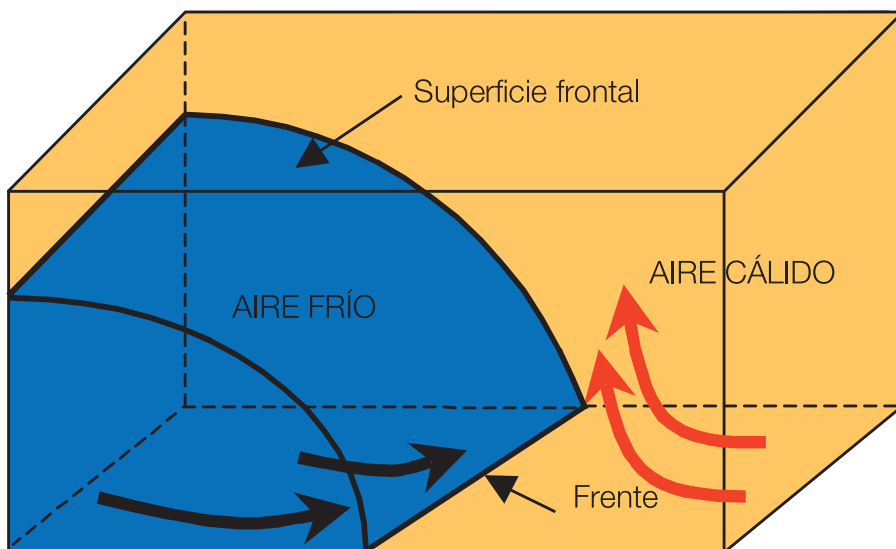
13.1. CARACTERÍSTICAS DE LOS FRENTES

Cuando dos masas de aire de características diferentes chocan entre sí, no se mezclan, apareciendo una zona que marca la separación entre las dos. A esta zona se la conoce como «Zona frontal», y es la franja en donde se distingue con más facilidad el cambio de las condiciones físicas del aire (temperatura, presión, humedad, etc.). Puede extenderse desde unos cientos de metros, cuando el contraste básicamente entre temperaturas es muy brusco, a varios kilómetros cuando el contraste es más suave.

En una carta meteorológica de superficie, la zona frontal se confunde con una «Superficie frontal» dado su pequeño espesor, y la intersección de esta superficie frontal con la superficie terrestre se conoce como «Frente».



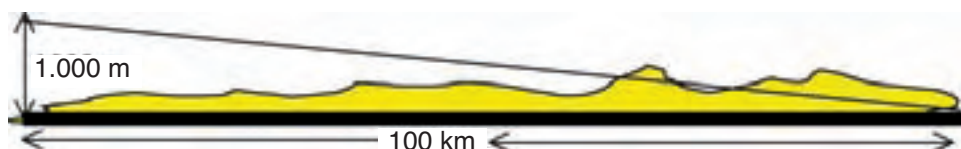
Zona frontal



Superficie frontal

Pendiente

La superficie de separación entre dos masas de aire no es paralela ni perpendicular a la superficie terrestre, sino que tiene una mayor o menor inclinación (*pendiente*), debido a la diferencia de densidad y a que aquellas se encuentran en movimiento. La pendiente de los frentes puede variar entre 1/100 y 1/400, aproximadamente, para los frentes cálidos y 1/30 a 1/100, para los frentes fríos.



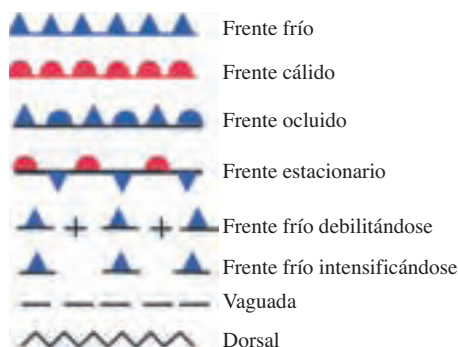
En la figura vemos que cuando la superficie frontal tiene una pendiente 1/100, nos tendremos que elevar a 1.000 metros a 100 kilómetros del frente en superficie, para encontrarnos con la superficie frontal en altura.

Actividad

La actividad de los frentes depende básicamente del contraste de temperaturas y del movimiento del aire en el sector cálido. Si el aire en dicho sector se eleva respecto a la masa de aire frío, los frentes suelen ser muy activos y se les conoce como «anafrentes»; si, por el contrario, el aire cálido cae, es decir, se hunde con relación a la masa de aire frío, los frentes son poco activos y se les conoce como «catafrentes».

13.2. CLASES DE FRENTE

- *Frente frío*: Se produce cuando una masa de aire frío, moviéndose con más velocidad que otra de aire caliente desplaza a esta obligándola a elevarse.
- *Frente cálido*: Se produce cuando la masa cálida es la que se mueve a mayor velocidad que la fría, ascendiendo y desplazándose por encima de ésta.
- *Frente estacionario*: Se produce cuando ninguna de las dos masas tiene más energía que la otra y el frente no se desplaza.
- *Frente ocluido*: Es el formado cuando, en una depresión frontal, el frente frío alcanza al frente cálido.
- *Frente Polar*: Separa el aire polar del aire templado de las latitudes medias, pudiendo distinguirse el Frente Polar Atlántico y el Frente Polar del Pacífico.
- *Frente Ártico*: Separa las masas de aire árticas de las polares, distinguiéndose también dos: el Frente Ártico del Atlántico y el Frente Ártico del Pacífico.



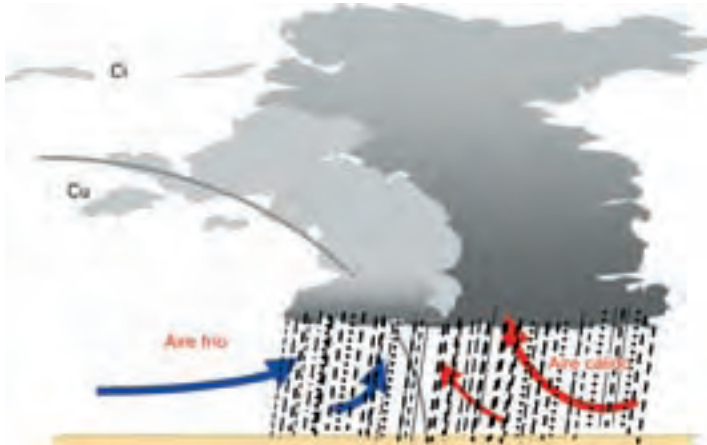
Representación gráfica

Frente frío

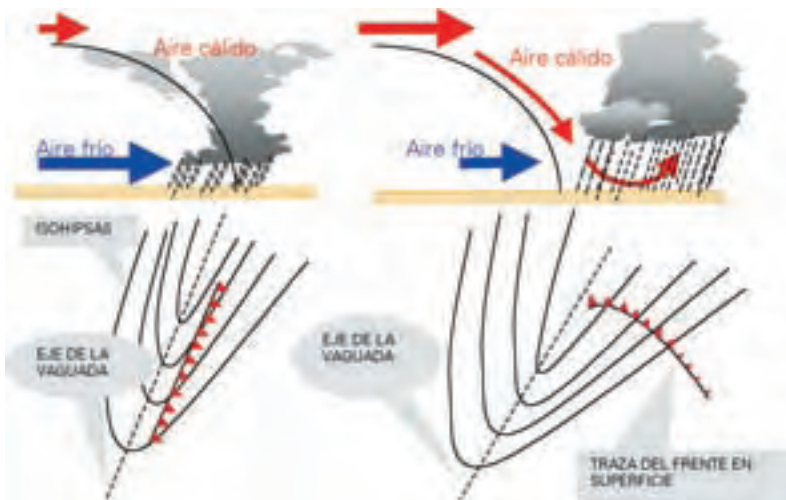
Los frentes fríos son por regla general del tipo anabático, es decir, muy activos. Las nubes que se forman son del tipo Cu y Cb, nubes de desarrollo vertical que alcanzan grandes altitudes y que dan lugar a fuertes chubascos, la mayoría de las veces acompañados de granizo, aparato eléctrico y truenos; por detrás del frente suelen aparecer Cúmulos aislados, Ac y As. Al paso del frente, la presión aumenta rápidamente, la temperatura desciende y el viento en el H.N. rola bruscamente a la derecha (sentido de las agujas del reloj), ya que por regla general tiene lugar una fuerte inflexión de las isobaras. La humedad disminuye, salvo durante los chubascos (aire más frío, que admite menos vapor de agua) y la visibilidad, por lo tanto, mejora.

El área de actividad (nubosidad y precipitaciones) de un frente frío tiene una extensión menor que el de un frente cálido, y por regla general, se abren grandes claros nada más pasar el frente.

Si el frente es catabático, es decir, poco activo, la nubosidad es del tipo (Sc), estratocúmulos, con lluvias débiles; el viento no rola tan bruscamente o puede que ni cambie su dirección, la presión varía muy lentamente y todo es mucho más apacible.



Si obtenemos un mapa de superficie y otro de 500 mb de la misma hora, se puede conocer si el frente es activo o no, superponiendo al mapa de 500 mb la traza del frente en superficie. Si el ángulo que forma la dirección de las isohipsas (el viento en altura) y la traza del frente es pequeño, lo que ocurre cuando los frentes caminan encamados en el eje de la vaguada, los frentes fríos son muy activos; por el contrario, si el flujo de las isohipsas es perpendicular a la traza del frente en superficie, el frente es poco activo.



Frente frío activo

Frente frío inactivo

Tendremos cuidado al interpretar estas reglas observando a lo largo de toda la extensión del frente, pues es posible encontrarse con unas zonas de mucha actividad y otras de poca dentro del mismo frente.

Frente cálido

Cuando dos masas de aire de distinta temperatura se encuentran, y la masa cálida se mueve más rápido que la fría, la masa de aire cálida se ve obligada a deslizarse por encima del aire frío más pesado. Este ascenso del aire lleva consigo un enfriamiento, que finalmente conduce a una condensación y formación de nubes. Como este ascenso del aire cálido no es tan brusco como en los frentes fríos, la nubosidad que se va formando es del tipo estratiforme, a capas, apareciendo primero nubes bajas (St, Sc y Ns), más tarde nubes medias (Ac y As) y finalmente las nubes altas (Ci, Cc y Cs). Estas últimas son por lo tanto el primer signo externo de que se nos aproxima un frente cálido.

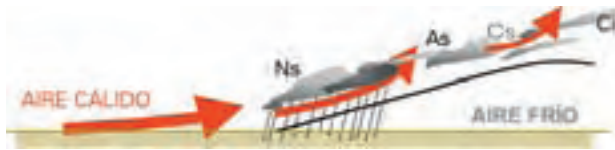
El sistema nuboso de un frente cálido se extiende lógicamente mucho más que el de un frente frío, debido básicamente al proceso de formación de las nubes, por advección en el cálido y de desarrollo vertical en el frío.

Las precipitaciones, lluvias, en un frente cálido aparecen por delante de él y en una extensión mucho mayor que en un frente frío. Si el tipo de frente es anabático, el aire cálido tiene tendencia a elevarse, es decir, es inestable, y pueden aparecer también nubes de desarrollo vertical.

Al paso de un frente cálido, por regla general, la presión, que ha venido disminuyendo hasta este momento, se mantiene casi constante. La temperatura al paso del frente aumenta y luego permanece constante. El viento rola en el sentido de las agujas del reloj (H.N.) pero no tanto como al paso de un frente frío.

Sabemos que el aire frío admite menos humedad que el cálido, luego al pasar de una masa fría a otra cálida debería aumentar la humedad y empeorar la visibilidad. Pero ocurre que ésta suele ser muy mala por delante de los frentes cálidos al producirse las llamadas «nieblas prefrontales», formadas cuando las gotas de lluvia relativamente calientes (más alta que la temperatura de rocío del aire inferior) al entrar en la masa fría se evaporan, y si la masa fría está muy húmeda y próxima a su saturación, con este aporte de vapor termina por saturarse, apareciendo la niebla.

Si disponemos de los mapas de superficie y de 500 mb haremos como con los frentes fríos: superponer la traza del frente cálido en superficie sobre el mapa de 500 mb. Si el flujo de las isohipsas es perpendicular a la traza del frente en superficie, éste es activo. Si el flujo de las isohipsas forma un ángulo pequeño con la traza del frente, es poco activo.

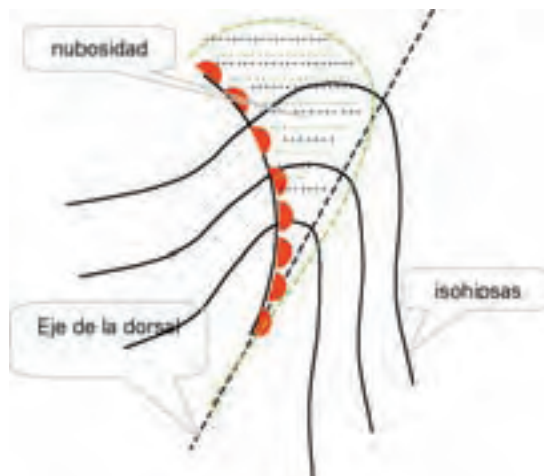


Frente cálido activo



Frente cálido poco activo

Finalmente diremos que el sistema nuboso de los frentes calidos se suele extender hasta el eje de la dorsal (isohipsas), donde nos encontramos con divergencia y descenso del aire que disipan las nubes.



El granizo empobrece y no encarece.



14. FRONTOGÉNESIS

14.1. FRONTOGÉNESIS

El primer adelanto, verdaderamente importante para la comprensión detallada de las variaciones del tiempo en las latitudes medias, fue el descubrimiento de que gran parte de los cambios diarios están asociados a la formación y movimiento de las discontinuidades o «frentes» que separan distintas masas de aire.

El almirante Fitz-Roy, que en 1831 finalizó a bordo del HMS *Beagle* un viaje de cinco años alrededor del mundo, llevando a bordo a Charles Darwin, cuyas observaciones sirvieron de base para formular la «Teoría de la evolución», fue el primer Director del Servicio Meteorológico «Meteorological Office», y expresó en 1863 la idea de que la mayor parte de las borrascas de las Zonas Templadas se formaban al chocar dos tipos de aire, «masas de aire», muy distintos: el frío y poco húmedo que venía del polo, con el templado y húmedo de los ponientes.

La palabra «frente», aplicada a estas superficies de las masas de aire en conflicto, fue propuesta durante la Primera Guerra Mundial por un grupo de meteorólogos noruegos que trabajaban en Bergen, y cuyos portavoces fueron J. Bjerknes y H. Solberg. Sus ideas constituyen, aún hoy en día, una parte importante de la mayoría de análisis y predicciones del tiempo, especialmente en las latitudes medias.

J. Bjerknes y H. Solberg establecieron que el aire de dentro de los grandes anticiclones polares y tropicales permanece en su interior suficiente tiempo para adquirir determinadas propiedades, que le confieren un especial carácter, convirtiéndose en «masas de aire» perfectamente diferenciables y reconocibles, una vez lejos de esas «regiones manantiales», de las que proceden la masa de aire polar y la masa de aire tropical. Tales masas, expulsadas por los anticiclones a ras del suelo, constituyen los que llamamos «levantes de altas latitudes» y «ponientes de las zonas templadas», respectivamente. Tanto la masa polar como la masa tropical, modifican sus propiedades según se muevan más o menos velozmente a través de océanos o de continentes, diferenciándose así cuatro masas de aire distintas: polar marítima, polar continental, tropical marítima y tropical continental, cada una con sus propiedades específicas. Aún pueden desdoblarse, cada una de éstas, en otras distintas entre sí, pero no vamos a profundizar en esta cuestión.

Ondas frontales

La superficie de separación de dos masas de aire se asemeja a una onda, similar a una ola en la mar. Una característica muy importante es su gran inestabilidad, es decir, se originan repentinamente, aumentan de tamaño y se disipan gradualmente.

Zonas de formación de ondas

Estas ondas dan lugar a una circulación ciclónica sobre un mínimo de presión, es decir, una depresión, y a sus frentes asociados. En latitudes medias, el conocimiento sobre las zonas de formación de frentes es bastante preciso; no así en las latitudes tropicales. En el hemisferio norte y en las latitudes medias tenemos el Frente Polar, y en el hemisferio sur el Frente Ártico. Tanto el Frente Ártico como el Frente Polar se originan por la gran diferencia entre las características de las masas de aire, mientras que las discontinuidades existentes, en y entre las masas similares de origen tropical, son debidas principalmente a la naturaleza del movimiento del aire en gran escala, y especialmente a la confluencia dentro de una corriente de aire o entre dos corrientes de aire de distinta humedad.

Las principales zonas de desarrollo de frentes son, naturalmente, aquellas que son más frecuentemente baroclínicas, como resultado de corrientes de aire, y éstas son:

- | | | |
|--|---|--------------------|
| — Frente Polar del Pacífico | } | (HEMISFERIO NORTE) |
| — Frente Polar del Atlántico | | |
| — Frente Polar asiático | | |
| — Zona frontal Ártica (no muy pronunciada) | | |
| — Frente Mediterráneo | | |
| — Frente Polar | } | (HEMISFERIO SUR) |
| — Frente Antártico | | |
| — Frente intertropical | | (ZONA TROPICAL) |

Los frentes del H.N. fluctúan, con una tendencia a derivar hacia el sur en invierno y hacia el norte en verano.



Zonas frontales en julio



Zonas frontales en enero

14.2. BORRASCAS ONDULATORIAS

14.2.1. Borrasca tipo

Si nos encontramos en el H.N. y consideramos una parte del frente polar, tendremos aire frío de componente nordeste al norte y aire templado de componente sudoeste al sur [figura (a)]. En estas condiciones, si los vientos son paralelos o casi paralelos y la intensidad a uno y otro lado del frente no experimenta cambios dignos de mención, podemos pronosticar que no sucederá nada. Sin embargo el frente polar está sujeto a la formación de ondas, cuyo motivo puede ser, por ejemplo, una intensificación de los vientos de levante. Estas ondas [figura (b)] son la causa o principio de la formación de una depresión.

No todas estas ondulaciones que se forman en el frente polar son ciclogénicas, es decir, capaces de formar una depresión; para que esto ocurra se requieren una serie de condiciones.

- 1) Que el frente tenga una amplitud suficiente (entre 1.000 y 3.000 km aproximadamente).
- 2) Que aparezca un cambio repentino en la intensidad del viento en alguna de las masas de aire.

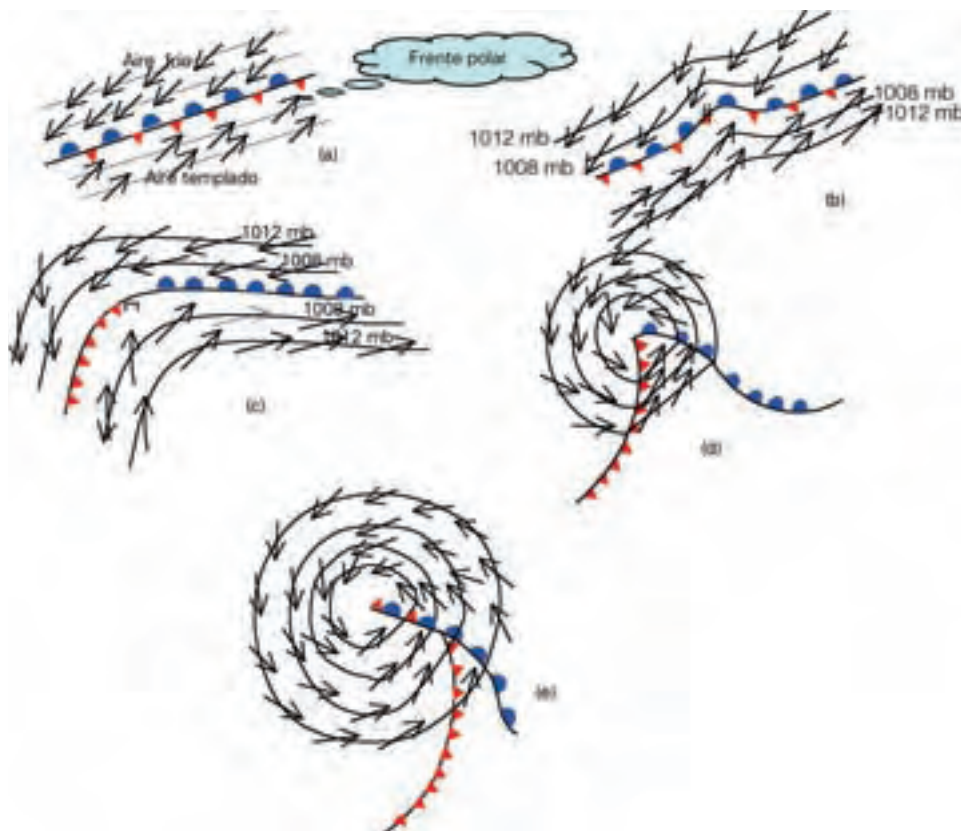
Si esto no ocurre, la onda no es ciclogénica y no se formará ninguna depresión.

En la [figura (a)] observamos al frente polar que, como sabemos, separa a las masas de aire frías, que provienen del polo, de las masas de aire templadas de las latitudes medias. Vemos que permanece estacionario, con los vientos a uno y otro lado del frente, soplando con una intensidad parecida.

En la [figura (b)] comienza a mostrarse una pequeña ondulación, causada probablemente por la intensificación de los vientos de levante de las altas latitudes. Los vientos comienzan a realizar un giro ciclónico.

En la [figura (c)] la ondulación se intensifica y aparece un mínimo de presión. El viento en la masa de aire frío trata de envolver a la masa de aire cálido, al mismo tiempo que el aire de la masa cálida trata de ahondar en la masa de aire frío. El inicial frente estacionario ha desaparecido, y observamos en la figura que aparecen claramente diferenciados dos frentes, uno frío y otro cálido. El frente empujado por el aire frío es el frente frío y el empujado por el aire cálido es el frente cálido. Estas borrascas ondulatoria, son las únicas que van acompañadas de frentes, y se las conoce también como depresiones extratropicales, para distinguirlas de las depresiones tropicales y de los ciclones.

En la [figura (d)] observamos una circulación de vientos cerrada, en el sentido contrario a las agujas del reloj. La depresión está completamente desarrollada.

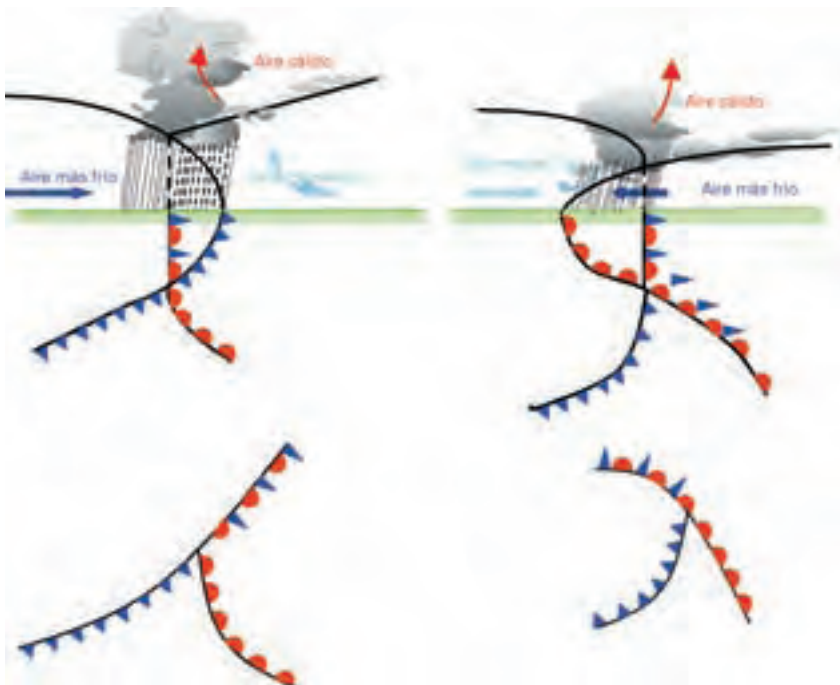


Los frentes se van moviendo con los vientos y la depresión comienza también a moverse, dependiendo su velocidad de los vientos que soplen en altura. Generalmente se traslada paralela a las isobaras del sector caliente. Como regla, y si disponemos del mapa de 500 milibares, diremos que el camino que recorre una borrasca en superficie va paralelo al contorno de los 5.640 metros y está generalmente situado entre 300 y 600 millas náuticas al norte de dicho contorno. Los frentes, particularmente los frentes fríos, así como las borrascas en superficie (centros), se mueven aproximadamente a $1/3$ o $1/2$ de la velocidad del viento en los 500 mb.

El frente frío se mueve más rápido que el frente cálido y al final termina por alcanzarlo [figura (e)]. En este momento comienza una nueva fase que se llama oclusión. La oclusión nos indica que la borrasca comienza a debilitarse, es decir, la desaparición de la borrasca.

14.2.2. Oclusión del sector cálido

Hemos dicho con anterioridad, que el frente frío avanza más deprisa que el frente cálido y que termina por alcanzarlo, y la consecuencia es que el sector cálido, es decir, la masa de aire caliente, se va cerrando u ocluyendo; el aire cálido se ve obligado a elevarse, hasta que finalmente desaparece de la superficie.



Oclusión fría

Oclusión cálida

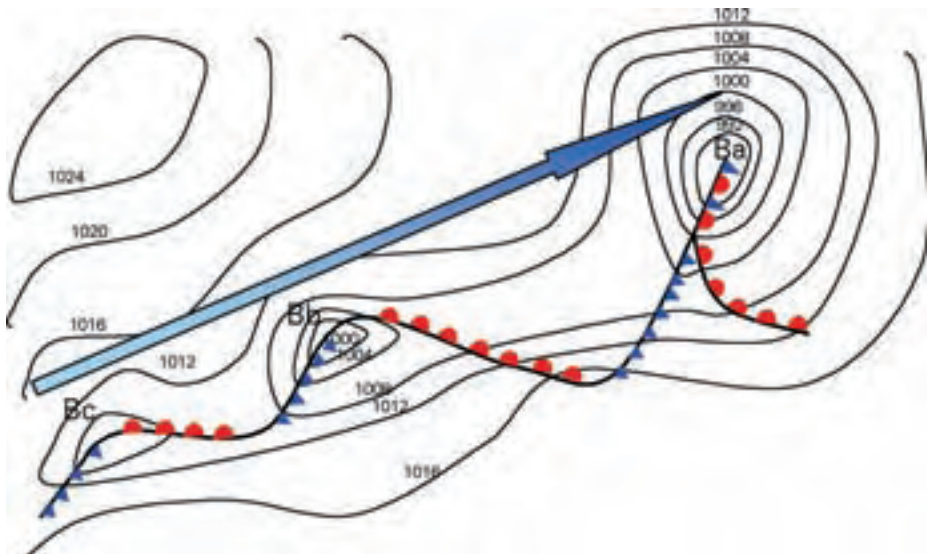
Las oclusiones en su parte delantera, tienen las características típicas de un frente cálido, y detrás, las de un frente frío. El aire caliente obligado a elevarse está como flotando en altura, mientras que en superficie, a ambos lados del frente ocluido, nos encontramos con dos masas de aire frío. Sin embargo, lo más frecuente es que la temperatura de dichas masas de aire no sea la misma, de forma que la oclusión puede evolucionar de tres formas distintas.

Si ambas masas tienen la misma densidad la oclusión presentará una combinación de los fenómenos que ocurren en los frentes fríos y los cálidos, pero lo normal es que las temperaturas sean distintas. En este caso, si la masa más fría es la que viene por detrás del frente frío, la oclusión tendrá las características de un frente frío y será una oclusión fría. En realidad, donde está ocurriendo realmente la oclusión es en altura, y en superficie lo que tenemos es un nuevo frente frío (mucho menos activo lógicamente al ser el contraste de temperaturas menor), como se ve en la figura. Cuando ocurre de esta manera, la oclusión en superficie se dibuja en los mapas del tiempo como una prolongación del frente frío. Nunca se dibuja la oclusión en altura.

Si por el contrario la masa más fría es la que viene delante del frente cálido, es una oclusión cálida, y en este caso predominarán las características de los frentes cálidos, y en los mapas se dibuja como una prolongación del frente cálido.

14.2.3. Familia de borrascas

Con la observación se ha demostrado que las borrascas no se producen por regla general solas, sino en familias de tres, cuatro o cinco borrascas, que van apareciendo a lo largo de la cola de un frente frío extenso. La trayectoria que va siguiendo cada



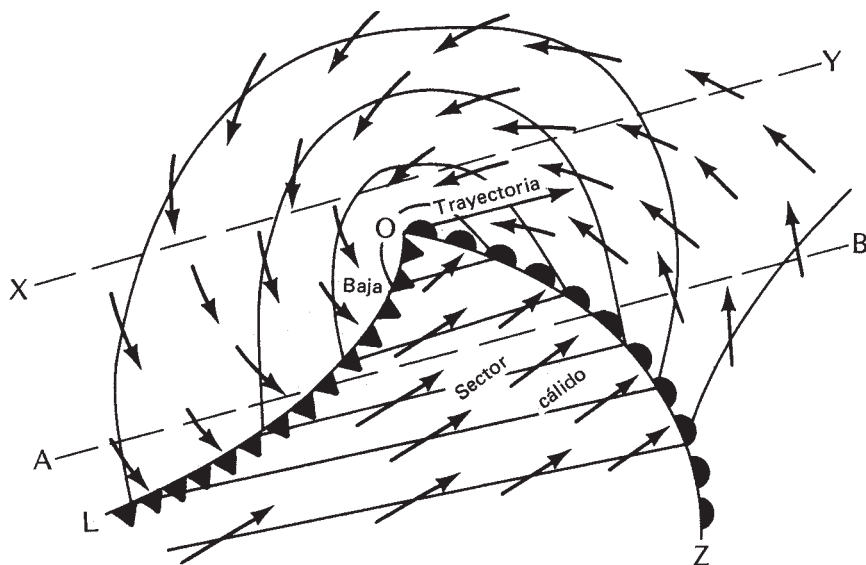
borrasca secundaria es la de la que le antecede, aunque cada vez más al sur, debido al aire frío que viene por detrás, hasta que finalmente se forman por detrás de la vaguada una cuña o una dorsal anticiclónica, con la que concluye la familia.

Otra regla, por tanto, de la que podemos disponer para confirmar el movimiento de la borrasca que nos interesa, será observar la posición de la que tiene por delante.

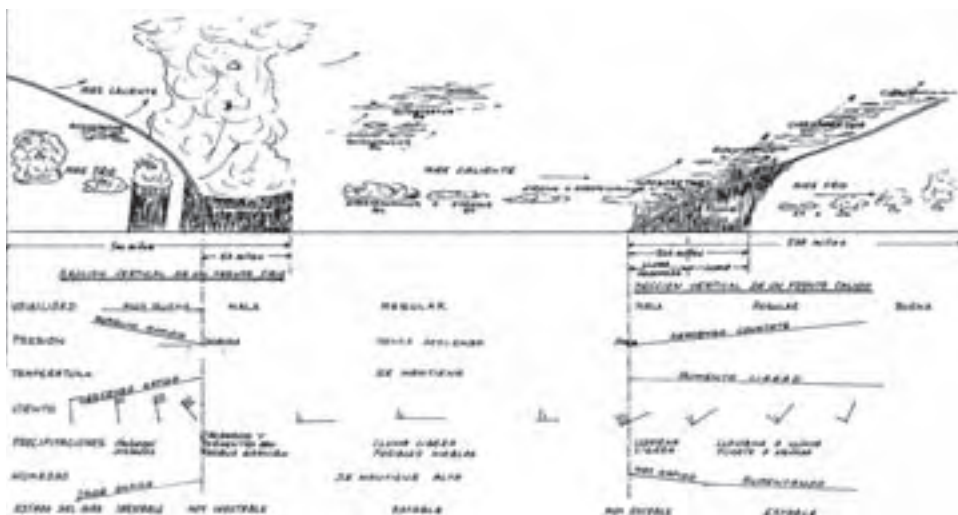
14.2.4. Movimiento de las borrascas

El futuro movimiento de los centros de presión, así como de los frentes, se calcula por los siguientes procedimientos:

- 1) *Extrapolación*: Consiste simplemente en suponer continuidad en el movimiento. Este método debe ser usado con mucha cautela para evitar graves errores.
- 2) *Acción rectora*: Las depresiones de superficie se mueven arrastradas por el flujo del aire superior.
- 3) *Tendencia barométrica*: El comportamiento de la presión en las últimas horas constituye una ayuda para establecer el desplazamiento de las borrascas.
- 4) *Estadística*: Las borrascas se mueven, por regla general, siguiendo trayectorias características.



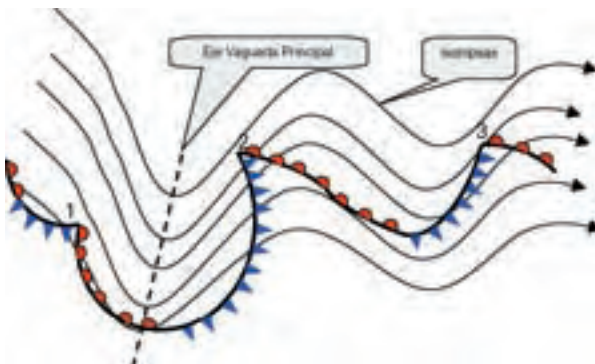
Área de una baja presión



Área de una baja presión corte vertical

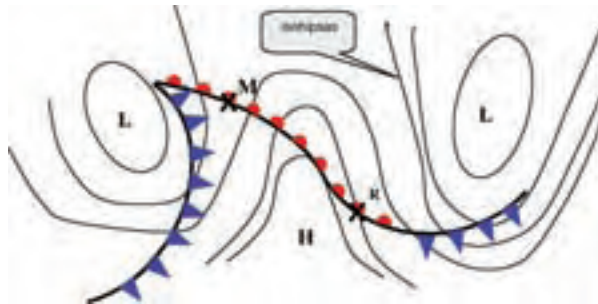
14.3. REGLAS ÚTILES PARA REALIZAR UN PRONÓSTICO

- 1) Una onda frontal será estable y no tendrá desarrollo, si las isohipsas de 500 mb sobre la vertical del mínimo barométrico tienen curvatura anticiclónica. Una onda será inestable y se desarrollará, si las citadas isohipsas presentan curvatura ciclónica.
- 2) Sí un frente presenta varias ondas consecutivas, la que tenga encima isohipsas de 500 mb curvadas más ciclónicamente será la que se desarrolle a costa de las demás. Tal onda de desarrollo preferente se encontrará más próxima que las otras al eje de la vaguada principal.



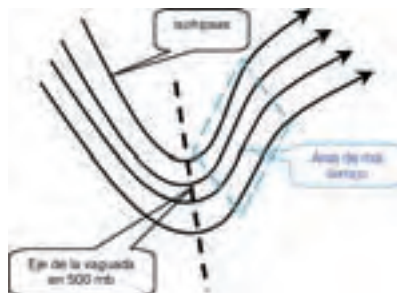
La onda n.º 2 es la que se desarrollará preferentemente

- 3) Si un frente cálido tiene sobre su vertical isohipsas con curvatura anticiclónica, dará poca nubosidad y ninguna lluvia.

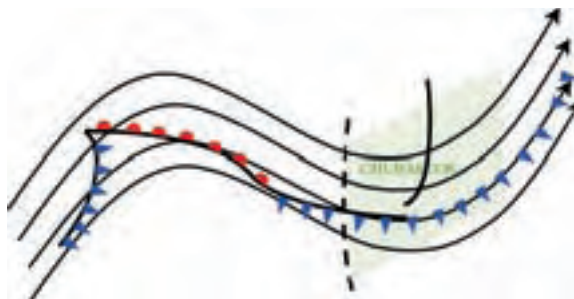


El trozo de frente MR no produce «tiempo», por estar las isohipsas de 500 mb curvadas anticiclónicamente sobre su vertical.

- 4) Con isohipsas ciclónicamente curvadas, y especialmente hacia donde es mayor la advección de vorticidad ciclónica, hay que esperar abundancia de nubosidad y también precipitaciones independientemente de que haya o no frentes en superficie.

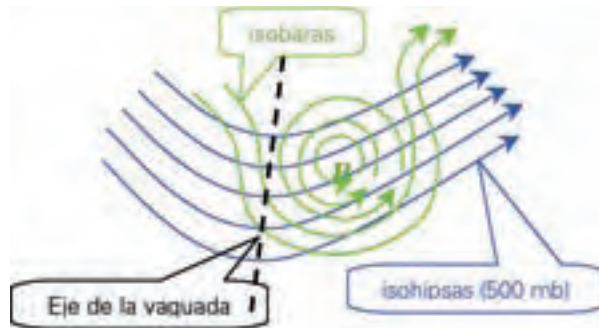


- 5) Dentro de una masa de aire frío son de esperar, por lo común, nubes de desarrollo vertical y chubascos de inestabilidad, solamente en el área sobre la cual la curvatura de las isohipsas de 500 mb sea ciclónica.



- 6) Si delante de una borrasca, en el H.N., hay advección cálida (sector delantero) en la baja troposfera y divergencia arriba, ambas claramente enfasadas, la borrasca avanzará rápidamente. Esto es frecuente que ocurra en borrascas ondulatoria ocluidas, es decir, bastante viejas, en las que la baja (o la vaguada) de altura está muy cerca de la vertical del centro de la baja de superficie.

Si, por el contrario, la advección cálida está desfasada respecto a la divergencia en altura, la borrasca se moverá lentamente.



*Sale marzo y llega abril,
nubecitas a llorar y campitos a reír.*

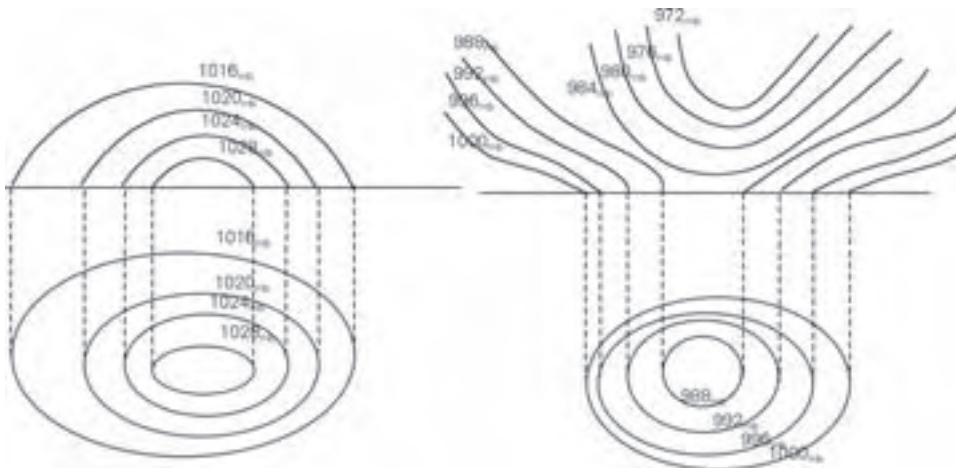


15. RELIEVE DEL CAMPO ISOBÁRICO

15.1. ISOHIPSAS (Topografías absolutas)

Las formas isobáricas en la superficie de la tierra, resultan ser simplemente la proyección, sobre el plano del horizonte, de los abombamientos o embudos de las superficies isobáricas del espacio.

Consideremos, por ejemplo, el corte vertical de un anticiclón. Al ser mayor la presión en el centro que en los bordes, tendremos que elevarnos más en aquél que en éstos, para encontrar una determinada superficie isobárica. Estas superficies toman el aspecto de colinas, y las intersecciones del conjunto de ellas con el plano del horizonte originan la forma que hemos denominado anticiclón en un mapa de superficie. Con una depresión ocurre lo contrario, la presión es mayor en los bordes que en el centro y el aspecto es el de valles o embudos.



Corte vertical y planta de un anticiclón

Corte vertical y planta de una baja presión

Sin embargo, el símil no es perfecto, ya que hemos comparado una sola superficie (la terrestre) a un conjunto de superficies (las isobáricas), cuando lo lógico sería

asimilar el relieve de la superficie terrestre al relieve de una sola superficie isobárica. Esta comparación última de la superficie terrestre y una superficie isobárica es de capital importancia en la meteorología sinóptica, ya que en ello se fundamentan los mapas de altura o topografías isobáricas, que constituyen en la actualidad una herramienta básica en las técnicas de diagnóstico y prognosis.

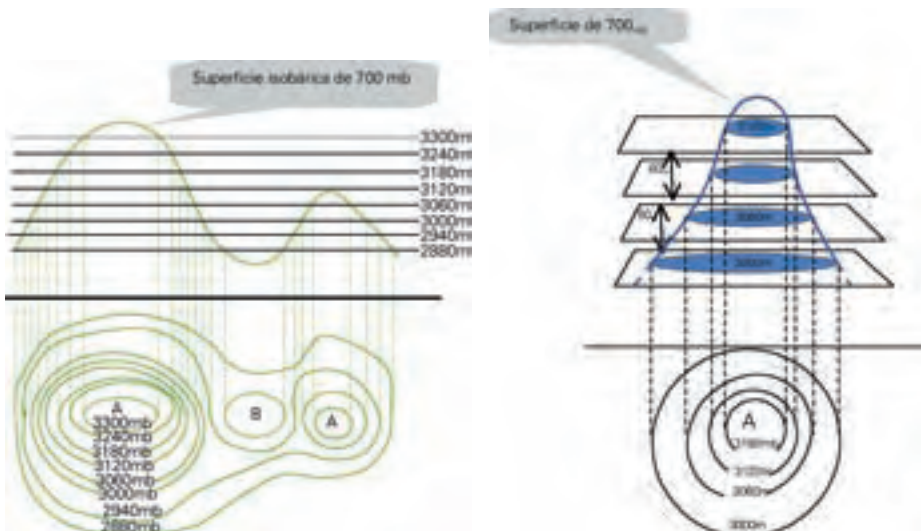
En las Oficinas Meteorológicas se trazan y analizan, varias veces al día, una serie de mapas de altura, correspondientes a diversas superficies isobáricas que son siempre las de 1.000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 y 50 milibares.

El fundamento de estos mapas responde perfectamente a su denominación de topografías. Sabemos que una superficie isobárica presenta abombamientos y depresiones, que corresponden, respectivamente, a los anticiclones y depresiones de superficie. En la figura vemos el relieve de una superficie isobárica cualquiera: la de 700 mb, por ejemplo. Si la cortamos por una serie de planos horizontales equidistantes, separados por ejemplo 60 metros de altura, que es el intervalo acostumbrado, las curvas de intersección, proyectadas sobre el plano del horizonte, vendrían a ser algo así como las curvas de nivel que representan el relieve topográfico del terreno en un mapa geográfico corriente, lo que justifica el nombre de topografías. Es decir, estos mapas no son otra cosa que la representación de una sola superficie isobárica, por medio de curvas de nivel, a la inversa de los mapas de superficie, que resultan de cortar un conjunto de superficies isobáricas por un solo plano horizontal.

Las antedichas curvas de nivel se llaman técnicamente isohipsas (contour lines), y tienen, naturalmente, la misma presión en todos sus puntos, es decir, son líneas isobaras, pero todas de un mismo valor (700 mb en el ejemplo). Podemos por consiguiente definir las como: *la proyección de un conjunto de puntos del espacio en los que una presión de referencia se encuentra a una altitud determinada, o líneas que unen puntos en los que, a una determinada altura, se registra la misma presión.*

En cuanto al viento, al igual que las líneas isobaras del mapa de superficie, las isohipsas son los caminos del aire en las alturas, y cuanto más juntas estén, más fuerte sopla el viento.

La altitud media de la curva de 700 mb es de unos 3.000 metros. Si la representamos en proyección horizontal, la isohipsa de 3.120 metros de la figura indicaría el conjunto de los puntos en que la presión de 700 mb se encuentra a 3.120 metros de altura. La de 2.940 metros, los puntos en que esta misma presión está a 2.940 metros de altura, etc. En consecuencia, una depresión vendría representada en una topografía por isohipsas concéntricas de valores decrecientes, desde la periferia al centro, y lo contrario diríamos de un anticiclón (isohipsas crecientes de la periferia al centro).



- *Isohipsas*: Proyección de un conjunto de puntos del espacio en los que una presión de referencia se encuentra a una altitud determinada.
- *Topografía*: Representación de una sola superficie isobárica por medio de «curvas de nivel». (Una depresión vendrá representada en una topografía por isohypsas concéntricas de valores decrecientes de la periferia al centro y un anticiclón al contrario).

El que una superficie de 500 mb aparezca elevada en una región puede deberse a dos causas:

1. A que haya un anticiclón en el suelo, lo que significa presión alta en superficie y necesidad de subir mucho en el seno del aire para que la presión llegue a bajar hasta los 500 mb (tanto más, cuanto más caliente y húmedo esté el aire).
2. A que, *no* habiendo anticiclón en tierra, sino incluso borrasca, el aire esté muy caliente y muy húmedo, lo que significará aire muy poco denso, siendo necesaria una capa de aire de mucho espesor para lograr que baje la presión hasta los 500 mb.

Una superficie de 500 mb aparecerá hundida por una de estas dos razones:

1. Porque haya en el suelo una borrasca, con lo que no es necesario subir mucho para alcanzar los 500 mb. (tanto menos, cuanto más frío y seco esté el aire).
2. Porque, *no* habiendo borrasca en tierra, sino incluso anticiclón, el aire esté tan frío y tan seco que sea muy denso, muy pesado, y baste una capa estrecha de aire para que la presión baje mucho.

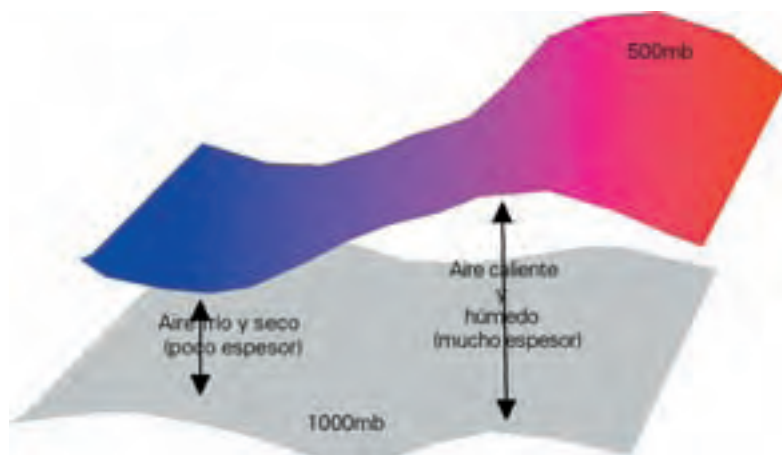
Resumen:

De lo dicho se deduce que no siempre están de acuerdo las borrascas y los anticiclones en los distintos niveles de la atmósfera.

- Puede haber borrasca abajo y arriba.
- Borrasca abajo y anticiclón arriba.
- Anticiclón en el suelo y en altura.
- Anticiclón en superficie y borrasca en los niveles altos.

15.2. INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN EL RELIEVE DEL CAMPO ISOBÁRICO

Sabemos que el aire, contra más frío y seco, es más denso, y contra más caliente y húmedo, menos denso. Si nos imaginamos una gran masa de aire como la de la figura, como si fuese un sándwich de grandes dimensiones, con una presión en su base de 1.000 mb y de 500 mb en su parte superior, el espesor de este sándwich dependerá de su temperatura y humedad. Donde el aire esté frío y seco, el aire será denso, es decir, muy pesado, y el espesor del sándwich será relativamente fino y tanto más cuanto más frío y seco esté el aire. Por el contrario, si el aire está cálido y húmedo, el espesor del sándwich será grueso y tanto más cuanto más cálido y húmedo esté.



El agua, al evaporarse, roba grandes cantidades de calor. Este calor lo necesita el vapor de agua para mantenerse en su estado gaseoso, y podemos decir que queda almacenado en el aire: es el *calor latente de evaporación*. El calor hace que las moléculas del vapor de agua se muevan a gran velocidad y las mantiene separadas, pero si nosotros las apretamos y comprimimos, éstas se unen nuevamente y vuelven a su estado líquido. Esto es lo que ocurre en el compresor de un frigorífico. Si el aire se

eleva, se enfría, y si alcanza el nivel de condensación, el vapor de agua se condensa y desprende las calorías que mantenían al vapor de agua en forma de gas, el *calor latente de evaporación*. ¿Dónde se queda el calor? En el aire, ahora más caliente.

De lo anterior se deduce que el aire cuando está húmedo, tiene una temperatura real, que es la que indica el termómetro y otra virtual, mucho mayor, que depende de su humedad, pero que actúa, no calentando el aire, sino manteniendo el vapor de agua en estado gaseoso. Si este aire se eleva, se enfría, y al alcanzar una altura determinada se condensará. El calor desprendido en la condensación hará que el aire aumente su temperatura y se dilate, pero esta dilatación queda compensada por la pérdida del vapor de agua de la masa de aire, y podemos decir que el peso sobre un centímetro cuadrado de superficie (la presión) no varía. La masa de aire ha recuperado su potencial termométrico, sin cambiar su peso. El aire ahora tiene mucha más temperatura. Esta temperatura que podría alcanzar una masa de aire muy húmeda, es la *temperatura virtual*.

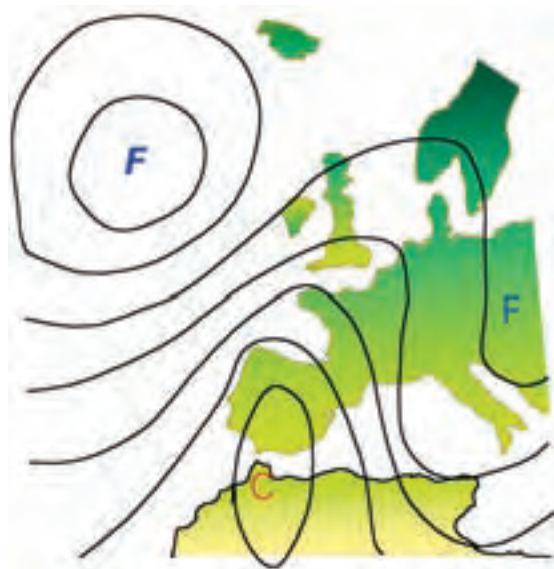
Podemos resumir diciendo que si el aire está húmedo, una es su temperatura real y otra mayor su temperatura virtual. La temperatura virtual lo que mide realmente es la densidad del aire. Si el aire está muy caliente, aunque esté seco, tendrá mucho espesor. Si el aire está frío pero con mucho vapor de agua (temperatura virtual), también tendrá mucho espesor. Es decir, que lo que indica, lo que mide el espesor entre los 500 y los 1.000 mb del sándwich es la temperatura virtual del aire, es decir, su verdadero potencial termométrico.

15.3. TOPOGRAFÍAS RELATIVAS

Si nosotros restamos la altitud a que se encuentran las superficies isobáricas de 1.000 y 500 mb, la diferencia será el espesor entre estas dos superficies, el espesor del sándwich. Los valores altos corresponderán a espesores de aires más calientes o más húmedos, o ambos, es decir, con mucha temperatura virtual. Los valores más bajos, por el contrario, corresponderán a aires más frío o secos, o ambos a la vez, es decir, con poca temperatura virtual.

Si en un mapa se unen los puntos con igual espesor, se obtiene una serie de líneas similares a las de una topografía absoluta, con la única diferencia de que la altitud que indican estos mapas no es la de los 500 mb respecto a la superficie de la tierra, sino la de la superficie de los 1.000 mb. Las líneas de estos mapas se trazan, al igual que en las topografías absolutas, de 60 en 60 metros y su nombre es el de *topografía relativa*. Estos mapas en lugar de las iniciales «B» y «H», de baja y alta presión, se señalan con las letras «F» y «C», de frío y caliente. Las áreas con «F» serán zonas hundidas (aire denso), similar a los valles, y las áreas con «C» serán zonas elevadas, como las montañas (aire ligero). Dice Mariano Medina en uno de sus libros, del cual estoy realizando un resumen, que estos mapas retratan el aire con su riqueza total de

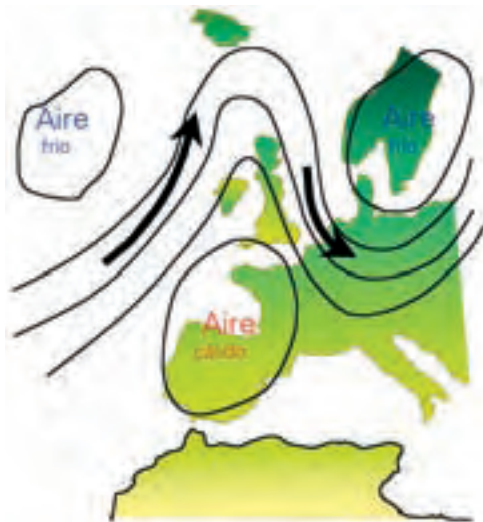
temperatura, tanto la que tiene en forma contante y sonante, (la que marca el termómetro), como la que tiene empleada y almacenada en forma de vapor de agua. Son los mapas de la verdad.



15.4. VIENTO TÉRMICO

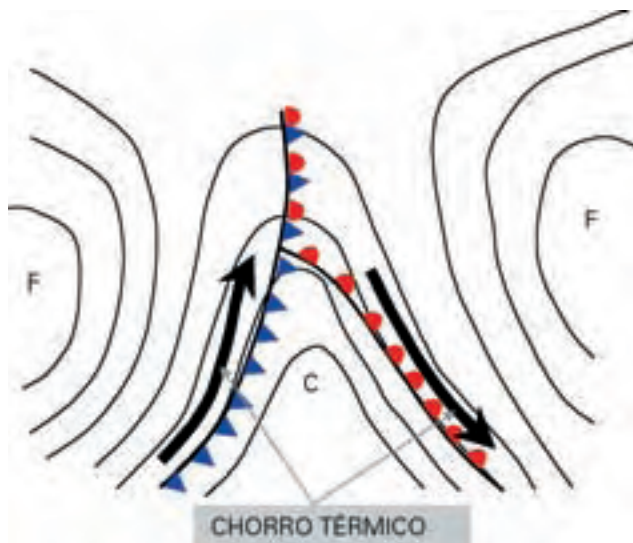
En una topografía relativa, las líneas que observamos no son isobaras, sino líneas isotermas, de igual temperatura; pero no isotermas corrientes, sino, isotermas virtuales. También podemos decir que son isohipsas, pero no isohipsas absolutas, sino, isohipsas relativas, pues lo que miden no es la altura de los 500 mb con relación a la superficie terrestre, sino con relación a los 1.000 mb.

El viento que corre entre estas líneas, sobre todo donde éstas se encuentran más juntas, es un viento que realmente no existe, es un viento ficticio que se conoce como *viento térmico*. Este viento es análogo al viento que se nota en la cara cuando viajamos en una moto un día de calma. Es un viento que no existe, pero para el motorista es un viento real. Si el día es ventoso y notamos un viento distinto del que marca realmente el anemómetro, este viento será la resultante de nuestra velocidad y dirección y la velocidad y dirección del viento real. Si viajásemos en una «moto enorme y fantástica» que recorriese la superficie de los 1.000 mb flotando sobre ella, y nuestra cabeza sobresaliese por encima de los 500 mb, subiendo y bajando siguiendo el perfil de la topografía, elevándose cuando éste se eleva y hundiéndose cuando éste se hunde, el viento que notaríamos en la cara sería un viento ficticio, sería el *viento térmico* o *chorro térmico*.



Estos chorros térmicos aparecen donde el contraste de temperaturas virtuales entre dos masas de aire es muy grande y esto ocurre allí donde las líneas de la topografía relativa (isotermas) están más juntas. La zona de separación de esas dos masas de aire no es otra cosa que el frente. Simplificando podemos decir que los chorros térmicos son los frentes.

Las topografías relativas son un instrumento muy importante para el predictor a la hora de situar en la carta los frentes cuando otros indicativos, como la variación de la presión delante y detrás del frente, la humedad, visibilidad, nubosidad, dirección del viento, etc. no aparecen muy claros.



*Sol madrugador y cura callejero,
ni sol caliente ni cura bueno.*



16. ESTRUCTURAS DE LAS BORRASCAS Y DE LOS ANTICICLONES

16.1. BORRASCAS FRÍAS

Son aquellas en las que la temperatura del aire de su interior es más baja que la del que la rodea, aumentando su temperatura hacia afuera.

Al ser borrasca, el gradiente horizontal de presión va siempre hacia afuera.

Al ser fría, el gradiente horizontal de temperatura va también hacia afuera.

Es decir, coinciden los sentidos de los dos gradientes de presión y temperatura, luego el vector viento y su variación con la altura son del mismo sentido aumentando con la altitud. Por tanto el viento conserva su dirección y sentido según ascendemos, pero va arreciando, ya que ambos vectores actúan en el mismo sentido (ver tema viento, variación del viento con la altura). Por tanto sobre la vertical de una borrasca fría hay circulación ciclónica más fuerte según se asciende.

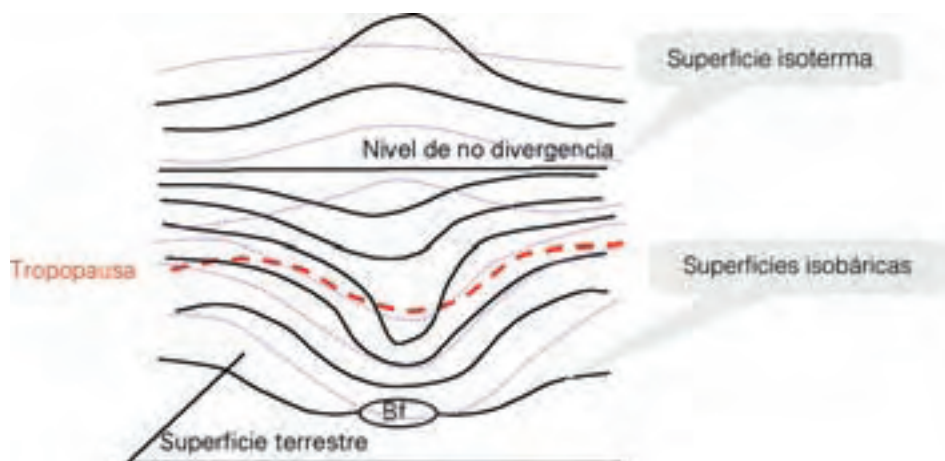
El límite superior estará en la tropopausa, pues al pasar a la estratosfera, el gradiente de temperatura se invierte y a partir de ahí el viento amainará.

Sobre la vertical de una borrasca fría hay borrasca.

En este caso no hay nivel de no divergencia¹ a 600 milibares sino mucho más arriba (estratosfera).

¹ Se entiende por nivel de no divergencia al nivel intermedio con divergencia nula. En él no hay movimiento horizontal del aire, no hay viento: sólo ascendencia en las borrascas y descendencia en los anticiclones.

Dicho nivel coincide aproximadamente con el de los 600 milibares en los casos de las borrascas caídas y anticiclones fríos (Sutcliffe).



Borrasca fría sobre la superficie terrestre: perfil de las superficies isobaras, isotermas y tropopausa, en la vertical

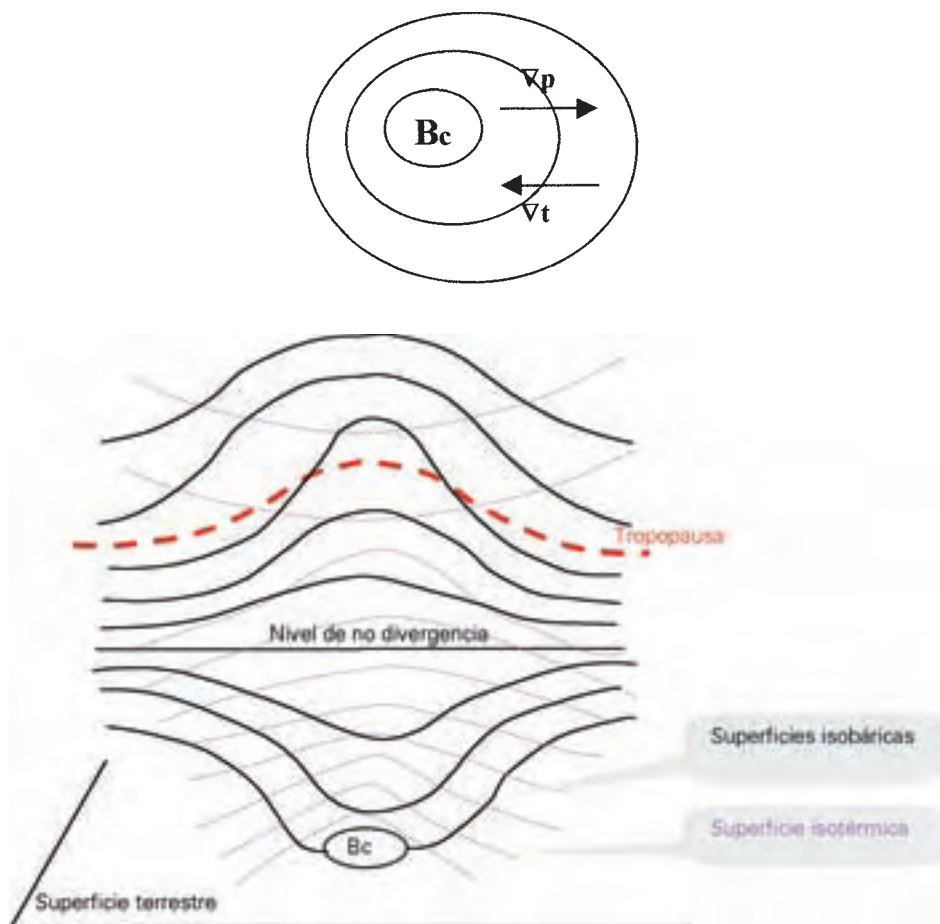
16.2. BORRASCAS CÁLIDAS

Son las que tienen en su interior aire más cálido que el de los alrededores.

El gradiente horizontal de temperatura va hacia adentro.

El gradiente horizontal de presión va hacia afuera

Por tanto, el viento y su variación con la altura son dos vectores opuestos, por lo que el viento disminuirá según subimos en el seno del aire, hasta encalmarse (lo que ocurrirá justamente en el nivel de no divergencia dentro de la troposfera). A continuación surgirá un viento directamente opuesto al de debajo.



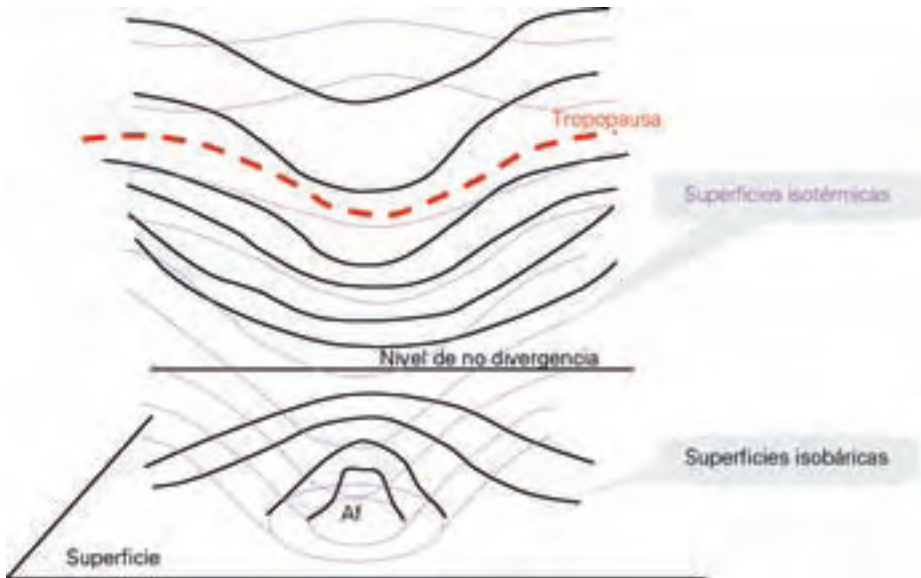
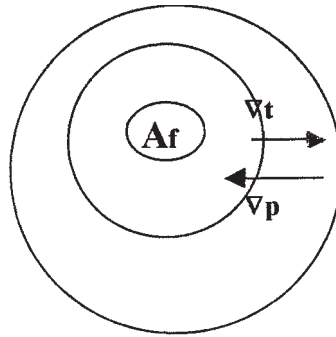
Una borrasca cálida tiene encima un anticiclón

16.3. ANTICICLONES FRÍOS

Los anticiclones fríos son aquellos en los que el aire en su interior es, en su totalidad o en gran parte, más frío que el de los alrededores.

Los gradientes de presión y temperatura son opuestos, y opuestos resultan el vector viento y su variación con la altura, de manera que el viento amaina según subimos, conservando su dirección y sentido hasta encalmar (nivel de no divergencia), y luego se invertirá la dirección e irá arreciando poco a poco según asciende.

Sobre la vertical de un anticiclón frío hay un anticiclón en un cierto espeso; a continuación, un nivel de calmas (nivel de no divergencia 600 milibares) y más arriba hay circulación ciclónica que arrecia con la altura.

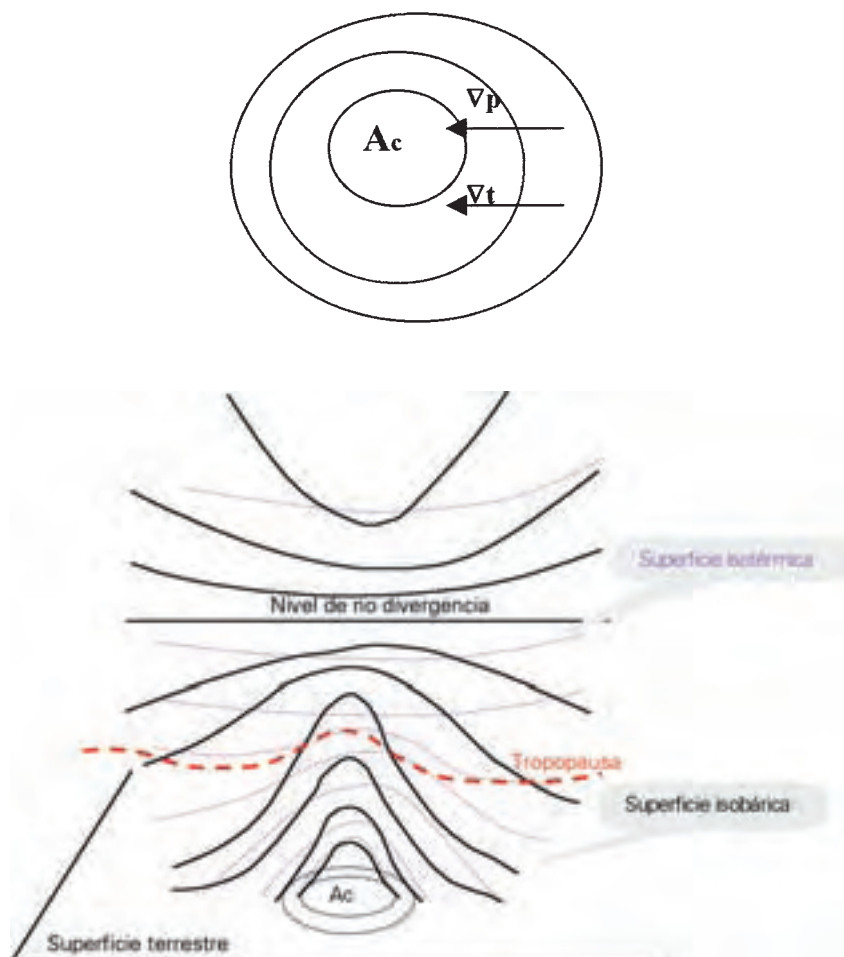


Sobre la vertical de un anticiclón frío hay borrasca

16.4. ANTICICLONES CÁLIDOS

El aire en su interior es, en todo o en la mayor parte del área que ocupa, más caliente que el que le rodea.

Los gradientes de presión y de temperatura son del mismo sentido, y según se asciende, el viento conserva su dirección y sentido, pero arreciando con la altura. Eso ocurrirá hasta la tropopausa; más arriba se invierte el gradiente de temperatura y el viento disminuye con la altura hasta encalmarse (nivel de no divergencia en la estratosfera), invirtiendo su sentido más arriba, para circular ciclónicamente y arreciando a partir de entonces, al ascender.

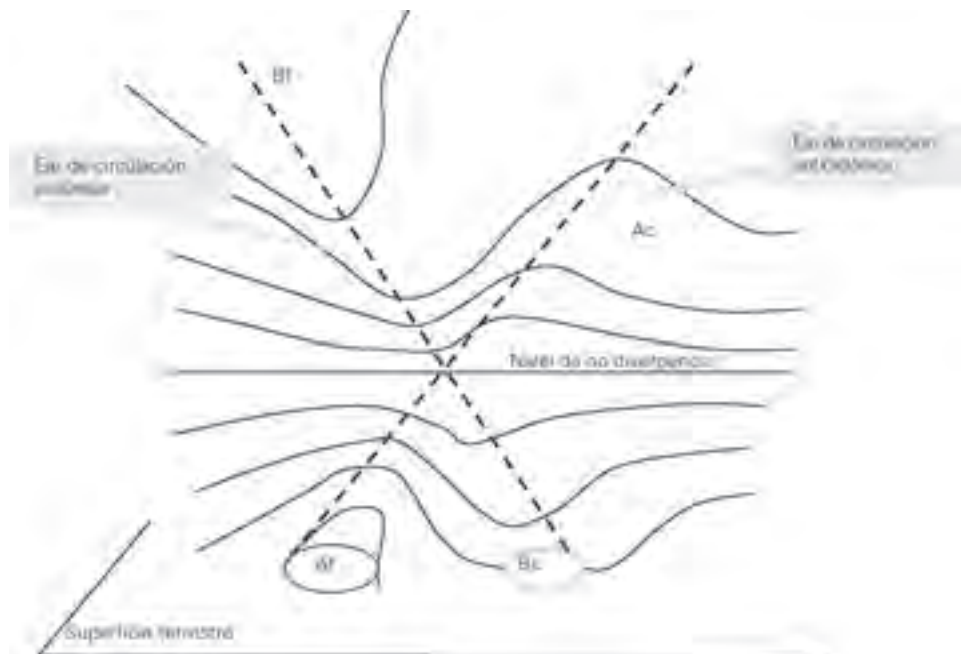


**Un anticiclón cálido tiene encima anticiclón a todos los niveles
(dentro de la troposfera)**

16.5. SISTEMAS MÓVILES

Una baja cálida tiene en su vertical, dentro de la troposfera, una alta y una baja fría, por el contrario, tiene por encima, dentro de la troposfera, circulación ciclónica, es decir, una baja.

Como sabemos que un anticiclón frío y una baja cálida, en superficie se presentan alternados, podemos vincularlos en altura con un anticiclón cálido el primero y una baja fría el segundo, dando lugar, a un sistema dinámico de baja y alta presión con sus ejes inclinados.

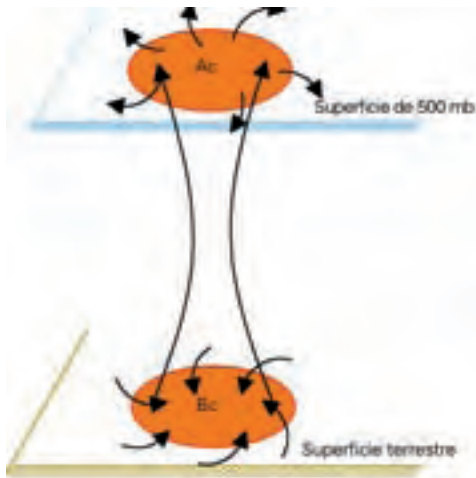


El aire cálido de la baja en superficie asciende hasta que desaparece totalmente en superficie (oclusión), convirtiéndose la baja cálida en una baja fría y como hemos dicho anteriormente, en altura encima de una baja fría hay, dentro de la troposfera, circulación ciclónica, es decir, una baja, que será lógicamente fría.

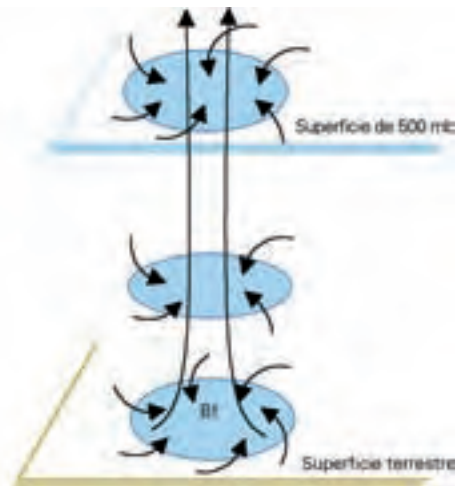
¿Qué es lo que ha ocurrido? El eje inclinado del que hablábamos en el párrafo anterior poco a poco se ha puesto vertical.

Una evolución semejante ocurre con el anticiclón frío. El aire frío que desciende se comprime y calienta y el anticiclón frío de superficie se convierte en un anticiclón cálido, que lógicamente tiene encima un anticiclón.

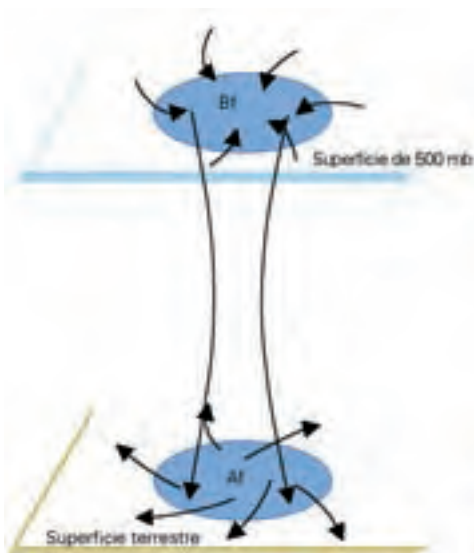
De esto se deduce que tanto las borrascas cálidas como los anticiclones fríos, son sistemas evolutivos, sistemas dinámicos, que andan buscando un equilibrio. Cuando lo consiguen dejan de ser sistemas dinámicos, y se detienen o desaparecen.



Baja móvil



Baja estacionaria



Anticiclón móvil



Anticiclón estacionario

Agua a finales de agosto, no traerá pan y sí mosto.



17. LA SUPERFICIE DE 500 mb

17.1. LA SUPERFICIE DE 500 mb

La superficie de 500 mb es una superficie de presión constante situada aproximadamente en la mitad de la troposfera, a una altura media de 5.640 metros, aunque puede variar entre los 4.700 metros (aires extremadamente fríos) y los 6.000 metros (aires muy calientes). Es decir que la altura de los 500 mb es grande, superior a los 5.640 metros con masas de aire caliente (poco densas) e inferior a 5.640 metros en masas de aire frío (más densas). De esto se deduce que, generalmente, la altura de los 500 mb es baja en latitudes norte y alta en latitudes sur.

El viento, en estos niveles, es paralelo a los contornos de las isohipsas y más fuerte cuanto más juntas se encuentren éstas. De la separación de sus contornos también depende el contraste horizontal y vertical de temperaturas. La presencia de una banda de viento fuerte en una dirección es una buena indicación de la presencia de un frente en superficie.

Las «corrientes de chorro» se detectan por regla general en niveles más altos, entre 200 y 300 mb, por lo que los vientos de 500 mb no son propiamente vientos de «corrientes de chorro». Sabemos, sin embargo, que las «corrientes de chorro» se encuentran donde existe un fuerte contraste horizontal de temperaturas, por lo que en atmósferas muy frías pueden detectarse estas corrientes por debajo de los 500 mb, como ocurre con la «corriente de chorro ártica».

Las áreas de alturas bajas y altas son representadas en un mapa de 500 mb por las letras L y H, igual que en los mapas de superficie. Un área de altura «baja» o «alta» con contornos cerrados a su alrededor implica que dicha «baja» o «alta» tiene una circulación cerrada de viento a su alrededor.

En la figura 1, a 5.899 metros se puede ver una alta con circulación cerrada al oeste del estrecho de Gibraltar, así como una baja a 5.185 metros en los 50°N, 37°W con sus contornos no cerrados y por lo tanto con una circulación abierta.

Las vaguadas son áreas de altura relativamente baja y con sus contornos en forma del «U» o «V» y suelen estar indicadas en estos mapas por una línea a trazos (-----).

Las dorsales son por el contrario áreas de alturas altas con contornos en forma de «U» o «V» invertidas, y se muestran en estos mapas por medio de líneas en zigzag (^^^^).

En invierno el contorno de los 5.640 metros es una indicación excelente sobre la anchura (extensión) sur, de los vientos del oeste (ponientes), de fuerza 7 (Beaufort) o más en superficie. En verano, sin embargo, el contorno de los 5.640 metros de altura es más representativo de los vientos del oeste, de fuerza 6.

El camino que recorre una «baja» de superficie va paralelo al contorno de los 5.640 metros, y está generalmente situado entre 300 y 600 millas náuticas al norte de dicho contorno.

Los frentes (particularmente los frentes fríos) así como las borrascas en superficie (centros) se mueven aproximadamente a 1/3 ó 1/2 de la velocidad del viento en los 500 mb.

La velocidad del viento en superficie, particularmente los vientos del tercer cuadrante (en la masa fría) de una «baja», es aproximadamente la mitad de la velocidad del viento en los 500 mb.

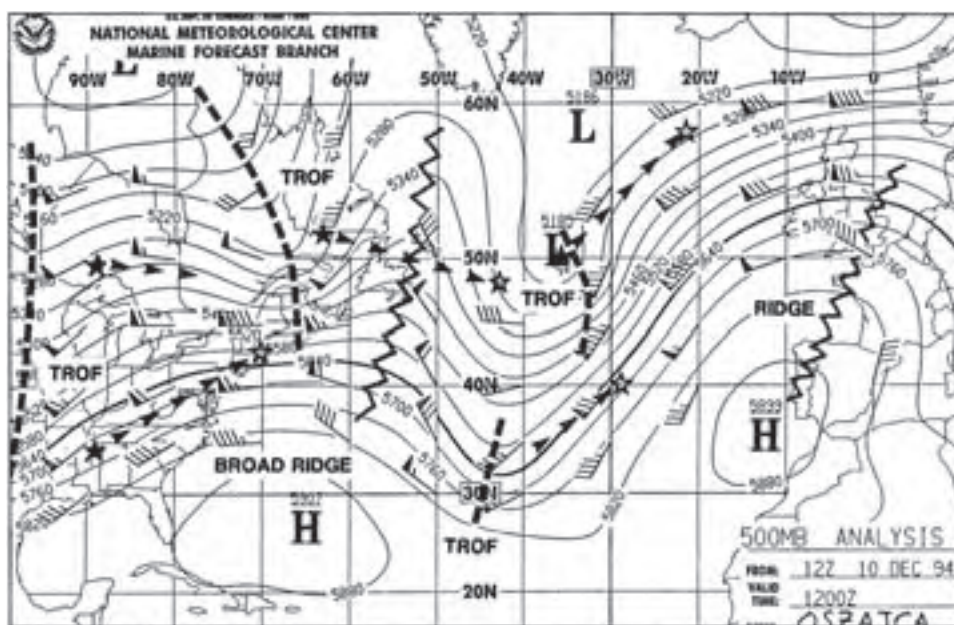


Figura 1

17.2. ONDAS LARGAS Y ONDAS CORTAS

Si pudiéramos ver una película del contorno de los 500 mb sobre el H.N. en un periodo de un año, observaríamos una circulación hacia el este (W-E) ondulándose hacia el norte y hacia el sur, con una apariencia de olas (vaguadas y surcos) pasando a lo largo del globo. Las ondas largas veríamos que permanecían estacionarias, moviéndose muy despacio hacia el este o rompiéndose. Cuando una onda larga se mueve hacia el oeste se dice que es retrógrada. Las ondas más pequeñas se mueven más rápido de oeste a este y tienden a intensificarse o engordar cuando caminan encamadas sobre las ondas largas.

Las ondas más grandes, llamadas ondas largas, tienen una longitud de onda entre 50 y 120 grados de longitud, pudiendo verse entre 3 y 7 alrededor del H.N. Estas ondas son las responsables y modelo del tiempo en general, así como de la trayectoria de las borrascas. Por ejemplo, una prolongada sequía o un excesivo mal tiempo sobre una zona del globo son el resultado de la formación de una onda larga.

La forma de una onda larga no suele fluctuar significativamente dentro de periodos de 10 días o más, por esto es difícil, sobre una carta de proyección mercatoria distribuida por facsímil reconocer su sentido. Se debe esto, en parte al tipo de proyección y en parte a la extensión del área cubierta. Una carta de proyección polar de todo el hemisferio, de los 500 mb., es más útil para este propósito.

Las ondas más pequeñas (vaguadas) que viajan rápidamente con el flujo del W se llaman *ondas cortas*.

Las ondas cortas están asociadas directamente con sistemas de *baja presión* específicos, tienen un ciclo de vida normalmente menor de una semana y caminan a lo largo de las sendas de las ondas largas. El tamaño tiende a ser del orden de 1.000 a 2.500 kilómetros.

Las ondas largas y las ondas cortas actúan entre sí como las olas de viento y las olas de mar de fondo. Cuando está en fase, una ola de viento tiende a intensificar la mar de fondo aumentando significativamente su amplitud; por el contrario, cuando está desfasada, la ola de viento contribuye a amortiguar o aplastar la ola de mar de fondo. Una interacción similar ocurre en la atmósfera. Cuando están en fase, las ondas cortas ayudan a aumentar la forma de las ondas largas y ambas se intensifican (engordan), es decir, ganan amplitud. El resultado es una baja en superficie más fuerte. Cuando están desfasadas, las ondas cortas pueden amortiguar a la ondas largas y su amplitud puede disminuir allanándose.

17.3. ONDAS CORTAS Y BAJAS EN SUPERFICIE

Echemos un vistazo a las sucesivas cartas de 500 mb y de superficie asociadas con el desarrollo de una baja presión en el Atlántico. Los cuatro paneles, separados

en 24 horas cada uno, muestran el desarrollo de una onda corta (línea a trazos) y de una baja en superficie, moviéndose ambas desde Norte América dentro de una fuerte corriente (flujo zonal) del W hacia el E. La «baja» entonces se robustece, convirtiéndose en una borrasca sobre el Atlántico Norte Central.

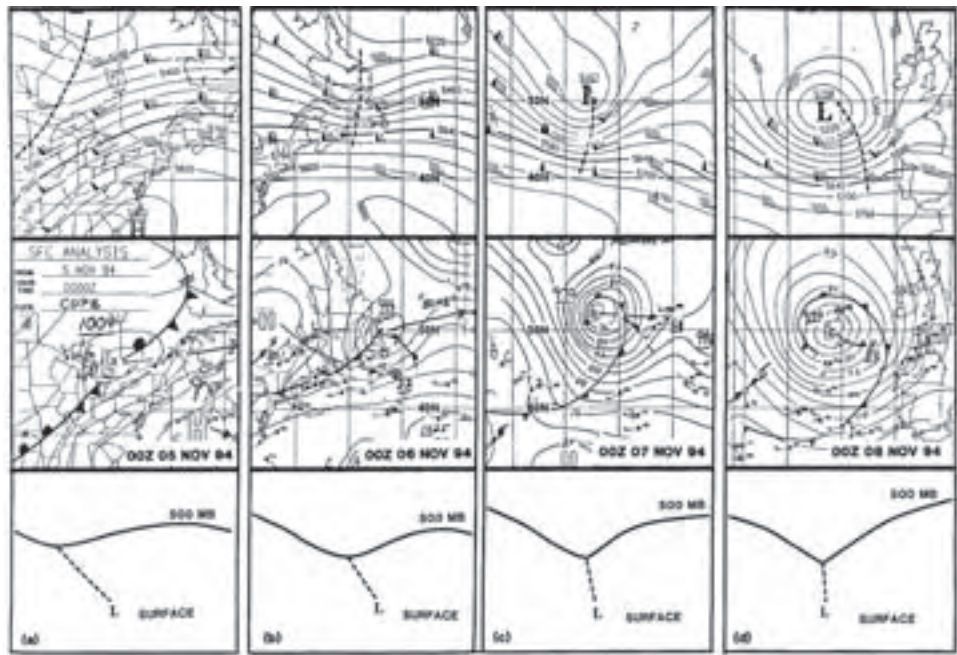


Figura 2

En la primera secuencia, la onda corta de los 500 mb se encuentra al W de los Grandes Lagos asociada con la baja en superficie de 1.004 mb situada sobre el SE de Ontario. *Para que se desarrolle un sistema de baja presión en latitudes medias, es necesario que el eje vertical entre el centro de la onda corta (500 mb) y la baja en superficie esté inclinado hacia el aire frío (alturas más bajas) con la altura.* Una distancia de separación normal entre la baja en superficie y la vaguada en 500 mb, en las primeras etapas del desarrollo, es un cuarto de la longitud de onda. Se puede ver que la baja en superficie está aproximadamente a mitad de camino entre el eje de la vaguada y el de la dorsal en 500 mb, es decir, un cuarto de la longitud de onda.

Veinticuatro horas más tarde, la vaguada de la onda corta se encuentra sobre la zona marítima (aguas) de Canadá, con 996 mb y la baja en superficie cruzando justo la costa de Terranova. La onda corta de 500 mb se ha fortalecido. La baja en superficie se ha profundizado 8 mb desde las últimas 24 horas, y la distancia entre el eje de la vaguada en 500 mb y la baja en superficie se ha reducido aproximadamente a la mitad de su distancia inicial.

Para indicar que se espera que esta baja se profundice de una manera explosiva en las próximas 24 horas, es decir, 24 mb en 24 horas, los meteorólogos (predictores) usan la frase «intensificándose rápidamente» (ver punto 17.9).

En la tercera secuencia, la profundización explosiva ha tenido lugar realmente. La baja en superficie se ha profundizado 26 mb en las últimas 24 horas. La vaguada de 500 mb de la onda corta se ha intensificado (aumentado), tomando una forma de «U» o «V» mayor o alargándose en la dirección norte-sur. La vaguada ha desaparecido en los 500 mb, apareciendo o, mejor dicho, convirtiéndose en un centro de baja presión a 5.167 metros, situado al oeste de la baja en superficie. La parte superior comienza a cerrarse, lo que nos indica que los contornos de las isohipsas han empezado también a hacerlo, formándose una baja cerrada en los 500 mb. El cierre de la baja en los 500 mb indica la existencia de una circulación cerrada desde la superficie hasta los 500 mb, aumentando su fuerza con la altura. *Esta circulación cerrada en altura indica que la baja en superficie está comenzando a pararse. Todavía podemos observar una ligera inclinación desde la baja en superficie a la vaguada en altura hacia el oeste, que nos indica que la baja en superficie se profundizará un poco más.*

En la última secuencia la baja en superficie y la baja en los 500 mb tienen poca inclinación o ninguna, indicando que la columna atmosférica se ha vuelto más homogénea en contenido de temperatura y humedad. La baja en superficie ha llegado a su completo desarrollo, y está comenzando a rellenarse y debilitarse. Una bien definida circulación cerrada se extiende más allá de los 500 mb.

En estas secuencias hemos visto tres estados en la vida de una onda corta. Primero, la *fase de desarrollo*, donde la vaguada de la onda corta se movía detrás de la baja en superficie, aumentando con el tiempo. La inclinación de la vaguada va decreciendo y la baja en superficie se va profundizando. La segunda fase o *fase de cierre* se muestra en el tercer panel, donde comienzan a cerrarse los contornos en 500 mb y la baja en superficie comienza a frenar su velocidad en su traslación hacia adelante. En su *fase madura*, la baja de 500 mb se encuentra sobre la vertical de la baja en superficie, no hay más ahondamiento y la baja comienza a rellenarse.

17.4. CONDUCTA DE LAS ONDAS CORTAS

Sigamos el comportamiento de los vientos máximos de 500 mb a través de la vida de dos ondas cortas y su influjo mutuo. Los análisis de 500 mb y superficie a intervalos de 12 horas, desde las 12:00Z del día 12 de octubre hasta las 12:00Z del día 15 de octubre de 1994, son mostrados en estas cartas del Pacífico (figura 3).

A las 12:00Z del 12/10 puede observarse una baja suave de 1.010 mb en 33°N; 176°E y una débil onda corta en los 500 mb a la altura de los 172°E (se observa algo de inclinación con la altura, por lo que es de esperar una futura profundización). Más adelante, al sur de Kamchatka, vemos un moderado flujo del NW, con vientos de

65 km/hora, y una suave y aplastada onda corta (segunda línea a trazos) en 163°E. La energía en los 500 mb trata de ahondar hacia el SE, es decir, desde la segunda onda corta hacia la baja de 1.000 mb en superficie. Sin la carta de 500 mb no esperaríamos una profundización de la baja en superficie.



Figura 3

A las 00:00Z del 13 de octubre las dos ondas cortas han comenzado a enfasarse, como lo indican las dos líneas a trazos y se han extendido (amplificando) durante las 12 últimas horas, tomando una forma de «V» o «U» mayor. Tenemos también una

onda corta formando una dorsal al este, mostrada con una línea en zigzag. La baja en superficie se ha profundizado 10 mb (casi 1 mb por hora), en las últimas 12 horas.

Doce horas más tarde, a las 12:00Z del 13 de octubre, la baja en superficie se ha profundizado otros 15 mb hasta los 985 mb, y el gradiente horizontal de presión se ha estrechado muchísimo en el cuadrante NW de la baja. Vientos de fuerza de temporal deberían esperarse en esta zona. En los 500 mb los vientos máximos se han extendido hacia el este de la onda corta. Podemos ver un viento máximo de 80 nudos en el flujo del NW a lo largo de los 40°N. Los ejes de las ondas cortas se han alineado y ahora se encuentran enfasadas.

A las 00:00Z del 14 de octubre la onda corta se ha cerrado a 5.436 metros, con lo que la circulación de vientos desde la superficie se extiende ahora más allá de los 500 mb. Los vientos máximos de 500 mb continúan extendiéndose hacia el este de la tormenta, y la baja en superficie se mueve lentamente hacia el NE encontrándose en estos momentos justamente en la vertical, y podemos decir que casi ha terminado de profundizarse. Un buque observaría al norte de la borrasca vientos del nordeste de 50 km/hora.

A las 12:00Z del 14 de octubre, la baja en 500 mb se encuentra a 5.416 metros y los contornos cerrados se han abierto. La baja de 500 mb se está dirigiendo hacia el NE mientras la baja en superficie se ha alargado también hacia el NE, como lo indica una segunda baja mostrada cerca de la intersección de los frentes caliente y frío. Los vientos máximos en 500 mb están igualmente distribuidos al este y al oeste de la onda corta de 500 mb, pero creciendo en el lado este. Luego la baja de 500 mb comenzará a abrirse y ascender (en latitud).

Doce horas más tarde a las 00:00Z del 15 de octubre, la baja de 500 mb se ha abierto y disipado. Los vientos máximos en 500 mb que estaban al oeste han desaparecido y la zona de mayor viento está ahora al este del eje de la vaguada de la onda corta. La baja en superficie se está extendiendo hacia el NE, que es la dirección en la que están soplando los vientos más fuertes en los 500 mb.

En resumen, la profundización mayor en la baja de superficie tuvo lugar durante los primeros tres períodos de tiempo, cuando las dos ondas cortas en 500 mb estaban enfasadas, extendiéndose los vientos máximos alrededor de toda la vaguada en los 500 mb. La borrasca en superficie el día 14 a las 00:00Z se encuentra en la vertical de las isohipsas cerradas de los 500 mb, y los vientos máximos continúan fortaleciéndose al este del eje de la vaguada en los 500 mb. Muy poca o ninguna profundización debería esperarse después de esta situación. En las dos últimas secuencias vemos a los vientos máximos debilitándose al oeste del sistema y fortaleciéndose al este del eje de la vaguada de los 500 mb. Los contornos cerrados en 500 mb se abren, y la baja en superficie comienza a debilitarse y extenderse hacia el NE. Este grupo de secuencias estudiado podemos considerarlo como el típico en la formación de una baja en superficie y en la evolución de una onda corta en los 500 mb, así como de los vientos máximos asociados a ella.

17.5. FORMAS ZONALES (Zonal pattern)

A los flujos de aire en dirección W-E situados dentro de los contornos de altura de 500 mb y alineados del oeste hacia el este se les denomina «Zonal flow» o «flujo zonal». Cualquier onda corta situada dentro de esta zona tiende a moverse rápidamente del oeste hacia el este. No es raro ver bajas en superficie o frentes moviéndose a 35 o 40 nudos. Una buena regla a aplicar es la siguiente: Una baja o frente encamado, es decir, dentro de un flujo zonal, en invierno se moverá a una velocidad promedio entre el 30 y el 50 por ciento de la velocidad del viento en los 500 mb.

En la figura 4 el flujo del oeste en 500 mb se extiende desde la parte central de América del Norte hacia Europa, con unos vientos máximos de 90 nudos sobre Ohio y cerca de los 50°N; 20°W. Los frentes encamados dentro de esta área se moverán rápidamente, entre 40 y 45 nudos.

La posición de las bajas en superficie están indicadas en las figuras por medio de una estrella negra, su posición prevista para 24 horas más tarde por una estrella hueca, y su movimiento por medio de puntas de flechas.

Los flujos zonales tienden a ser inestables y de corta vida. A menudo, se abren formando un flujo más ancho, suavizándose rápidamente. Cuando tiene lugar una transición de un flujo zonal estrecho a otro más ancho, es de esperar el desarrollo rápido de una baja fuerte en superficie.

La carta de 500 mb que muestra la figura 4 pertenece a dos días y medio antes que la de la figura 5 donde el flujo zonal era más ancho.

El centro de la baja presión en superficie, cerca de Nueva Inglaterra en la figura 4, se mueve hacia el ENE aproximadamente a 30 nudos en dirección al SE de Terranova donde se funde con una baja más vieja (situada verticalmente bajo la baja de 500 mb), localizada sobre el golfo de San Lorenzo. La baja resultante se fortalece rápidamente (975 mb) a las 00:00Z del 9 de diciembre, y en 500 mb la onda se amplifica.

Otra baja encarnada en el flujo del SW en los 500 mb al oeste de Irlanda, se mueve hacia el NE a 35 nudos, atravesando Escocia en dirección al mar de Noruega. Una tercera baja, casi en la vertical de la onda corta, bajo las isohipsas cerradas de 4.891 metros en los 500 mb y cerca de Islandia, se mueve hacia el oeste hacia la longitud 30°W.

Observen dos distintas bandas o flujos zonales. El flujo dominante es de oeste a este, de América del Norte hacia Europa; el segundo flujo sopla hacia el SE desde Groenlandia y se funde justo al oeste de Europa con el anterior, situado más al sur.

Las corrientes fundidas crean una zona o área con los contornos (isohipsas) más comprimidos, que generan en los 500 mb velocidades de viento mayores, y fuertes diferencias de temperatura por debajo de los 500 mb, es decir, frentes muy activos,

si suponemos que el flujo del norte suministra aire muy frío y el flujo del sur, aire relativamente caliente y húmedo. No es inusual ver hasta tres flujos en los 500 mb.

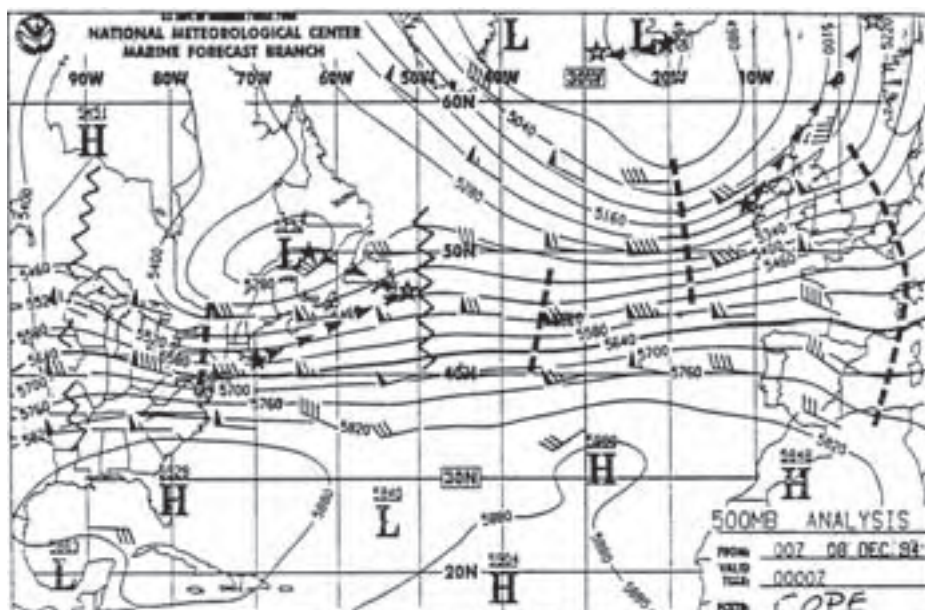


Figura 4

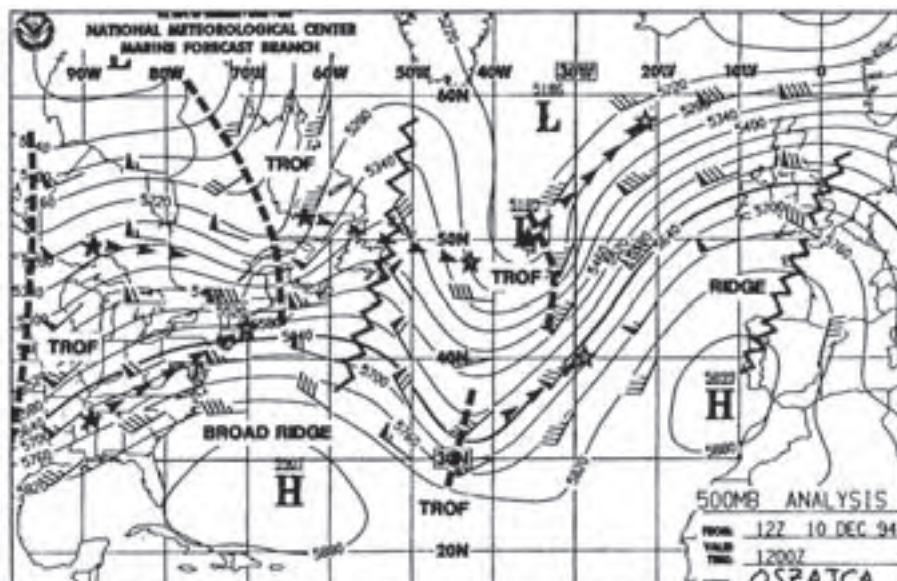


Figura 5

17.6. FORMAS MERIDIONALES (Meridional pattern)

En un *flujo* meridional los contornos tienen más amplitud (orientación norte-sur) que en un flujo zonal (ver el ejemplo de la figura 6). *El flujo* meridional tiende a llevar aire frío hacia el sur y caliente hacia el norte. Bajas de superficie y ondas cortas de los 500 mb se moverán más hacia el norte o sur que con un flujo zonal.

Veamos en este ejemplo las trayectorias en 24 horas. La baja en superficie situada en 47°N; 169°W se mueve al NE a 30 nudos hacia la isla de Kodiak. La baja y la onda corta situada al oeste de California se mueven hacia el SE. La baja de superficie asociada a isohipsas cerradas, situada al norte de Japón, se mueve lentamente hacia el NE. Una amplia dorsal se extiende desde Alaska hasta el oeste de Hawai, y el flujo del norte en su porte oriental lleva aire frío desde el interior de la Columbia Británica y de los territorios del NW hacia las aguas del Pacífico. El flujo del SW, por otra parte, lleva aire caliente y húmedo desde el sur de los 30°N; 170°E hacia el NE, es decir, hacia Alaska.

El concepto de las diferentes corrientes se ve claramente en esta carta. Al este de Japón, la corriente norte se debilita al moverse sobre la dorsal a lo largo de los 160°E. La corriente del sur es más fuerte al oeste de los 179°W y menos ancha que la corriente del norte. Más al este, la corriente norte es más fuerte en su parte meridional (al este de 140°W), con una vaguada *débil* al sur de la corriente y cerca de los 35°N; 140°W.

Es importante el concepto de corriente, debido a la interacción entre las ondas cortas encastradas o encarnadas en diferentes corrientes, y en particular en aquellas fases de las ondas cortas que, juntas, formen áreas significativas potencialmente para el desarrollo de bajas en superficie.

Recuerden que el área de acción de los 500 mb está en movimiento. Por todo esto es una buena idea dar un vistazo a la predicción de los 500 mb para ver qué forma se espera va a tomar, es decir, cómo va a desarrollarse. No es raro encontrarse una progresiva forma meridional en donde haya ondas cortas, vaguadas y dorsales avanzando hacia el este, al mismo tiempo que van aumentando su tamaño.

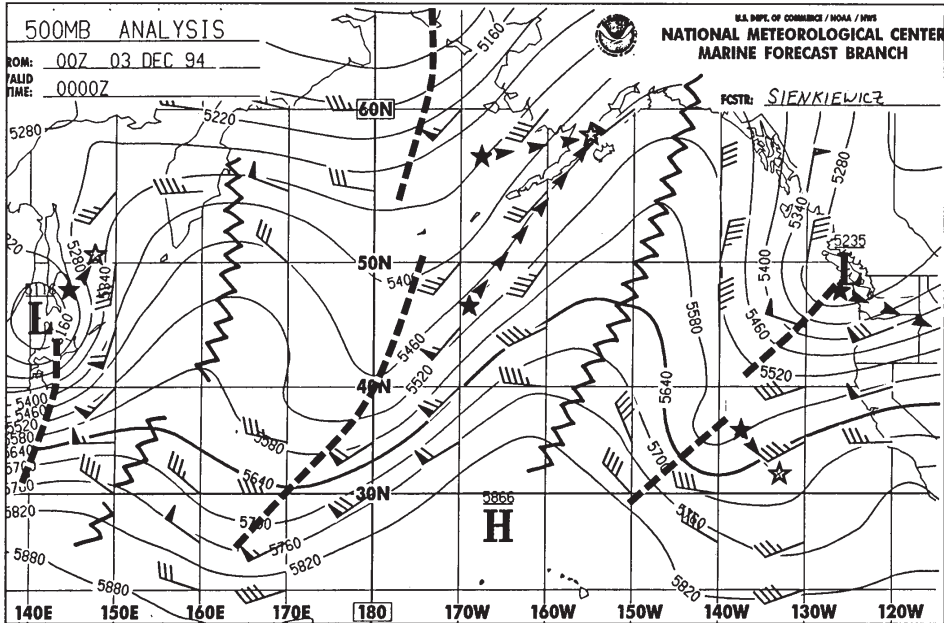


Figura 6

17.7. SITUACIONES DE BLOQUEO (Blocking pattern)

A una dorsal de gran amplitud que bloquea el avance W-E de los ponientes se la denomina «dorsal de bloqueo». La figura 7 nos muestra un modelo o situación de bloqueo con una alargada dorsal cerrando el paso de los ponientes sobre Europa Occidental y el este del Atlántico Norte.

En una situación de bloqueo, la onda corta se dirigirá hacia el norte o noreste, sobre la dorsal de bloqueo. Si la amplitud de la dorsal es suficientemente grande, las ondas cortas que se aproximan por el oeste pueden tratar de introducirse por debajo del bloqueo. Esta penetración por debajo, contribuye a dividir más el flujo de los ponientes al oeste del área de bloqueo, y eventualmente pueden ayudar a romper dicha situación de bloqueo.

En la figura 7 la penetración anteriormente descrita se puede ver fácilmente cerca de los 50°N; 25°W. La baja cerrada de 5.450 metros, cerca de los 38°N; 24°W, es el resultado de los ponientes tratando de introducirse por debajo del bloqueo. Debido a la fuerza del flujo del NW, hacia el oeste y los noroestes de la baja de 500 mb. Se dice que la baja se está ahondando hacia el SE; por lo tanto, las bajas, en superficie y en 500 mb se mueven hacia el SE.

Las bajas cerradas que se forman al oeste de una dorsal de bloqueo y se ahondan hacia el SE, tienden a fortalecerse claramente, y no es raro encontrarse en superficie vientos de 45 y 50 nudos al oeste y sudoeste de la baja en superficie.

Dos bajas, cerca de Islandia y sur de Groenlandia, se mueven hacia el NE y NNE debido a la dorsal de bloqueo situada al este. Estos bloqueos pueden durar diez días y más.

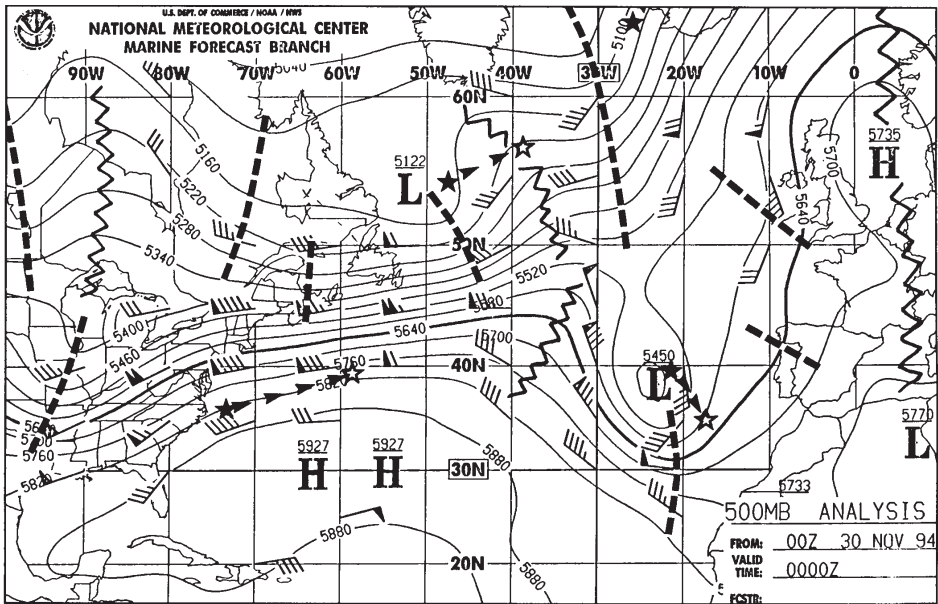


Figura 7

17.8. BAJAS CERRADAS (Cut-off lows)

Si una forma de 500 mb aumenta lo suficiente, es posible que se forme una baja en el borde sur de los ponientes y que ésta se convierta más tarde en una «baja cerrada», como nos muestra la figura 8. La circulación cerrada asociada con una baja sobre el este de Kansas, en el medio del Atlántico (40°N; 45°W) y la que se encuentra sobre España, son bajas cerradas.

Débiles dorsales separan los ponientes de las latitudes altas de las tres «bajas cerradas». Las «bajas cerradas» tienden por regla general a quedarse estacionarias y permanecer varios días en el mismo sitio. Suelen estar acompañadas en superficie de fuertes vientos, en particular en el flujo del norte y noroeste de la baja, chubascos y truenos. Tampoco es inusual encontrarse fuertes vientos de levante al norte y nordeste del centro, debido al fuerte gradiente de presión entre la «baja cerrada» y una

alta fuerte en superficie, al nordeste o este. Las «bajas cerradas» gradualmente se debilitan o son absorbidas por el flujo del oeste de las altas latitudes cuando las formas de éste se amplifican de nuevo y la dorsal desaparece. Esto suele ocurrir principalmente en primavera y otoño, cuando los ponientes emigran al norte a sur respectivamente.

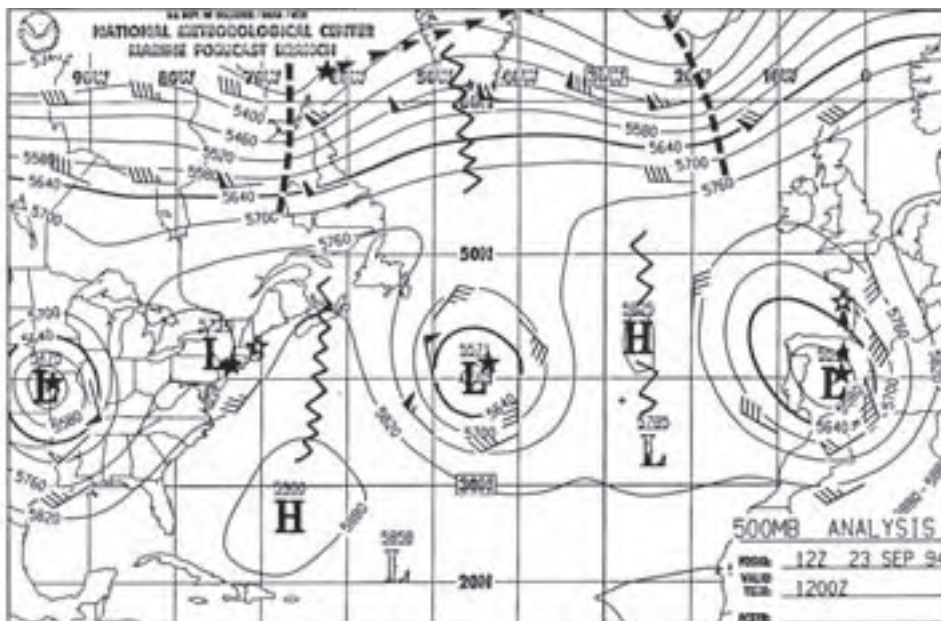


Figura 8

17.9. CICLOGÉNESIS Y CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA

Ciclogénesis significa básicamente creación de un ciclón, entendiéndose por ciclón si nos referimos a latitudes medias, a una depresión, borrasca o baja presión.

Todas las depresiones, borrascas o ciclones para su generación y desarrollo sufren una ciclogénesis. Inicialmente tienen una estructura en forma de onda, como estudiamos en el tema 14, con sus sistemas frontales frío y cálido asociados a un mínimo y como los frentes se van acercando, el mínimo de presión profundizándose y la borrasca cerrándose sobre sí misma hasta que se ocluye.

Cuando hablamos de ciclogénesis explosiva nos estamos refiriendo a una profundización del mínimo muy rápida y muy intensa. Es decir, la depresión o ciclón en superficie se forma en un espacio muy corto de tiempo, convirtiéndose en una borrasca (caso de latitudes medias) muy violenta y adversa en cuestión de pocas horas. Al mismo tiempo se traslada en el espacio también rápidamente. Se suele usar el término de *bomba meteorológica* para este tipo de depresión.

Se considera una borrasca explosiva a aquella cuyo mínimo de presión baja aproximadamente 24 mb en 24 horas o menos, si hablamos de procesos ciclógenéticos en latitudes altas (entre 50° y 60°) y algo menos entre 18 y 20 mb en 24 horas para latitudes como las nuestras entre 40° y 50°, debido a que como sabemos el desarrollo de las bajas está afectado por la rotación terrestre y a más latitud mayor es el efecto.

Como hemos visto en el capítulo *Ondas cortas y bajas en superficie* de este tema, para que se produzca una ciclogénesis explosiva deben coexistir de forma sincronizada y a distancia, una borrasca o vaguada de presión en superficie que interaccione positivamente con otra situada en niveles altos, 500 mb o 300 mb y que suele estar lejos, es decir, con su eje vertical inclinado hacia el aire frío, con la altura.

*Al cruzar el sol por Aries,
crecen los días y cambian los aires.*



18. DEPRESIONES NO FRONTALES

18.1 CLASIFICACIÓN

Las depresiones de origen no frontal son las siguientes:

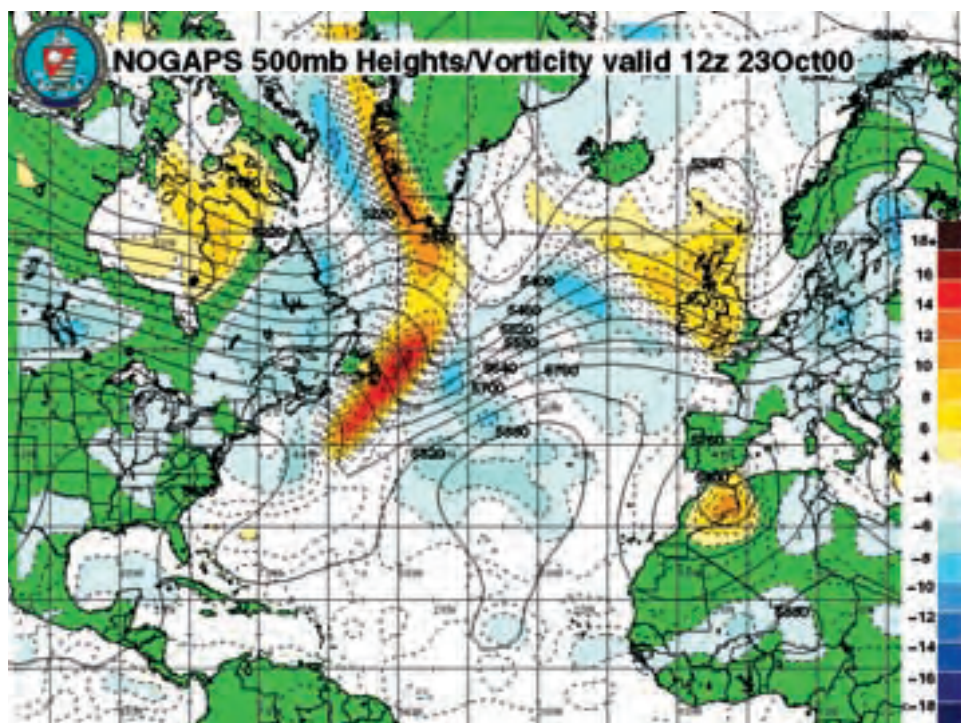
- Gota fría.
- Borrasca térmica.
- Borrasca orográfica.
- Ciclón tropical.
- Tornado.
- Tromba de agua.

18.2. GOTA FRÍA (Dana) (Cut-off low)

Podemos definir a la gota fría como una depresión cerrada en altura, aislada y separada completamente del chorro del cual se ha desprendido, y que se mueve independientemente, pudiendo mantenerse estacionaria o incluso retroceder.

En las últimas décadas el término gota fría se viene usando de forma indebida, en general, y particularmente por los medios de comunicación, para indicar una situación de lluvias intensas asociadas a efectos catastróficos, cuando una gota fría no tiene por qué ir asociada a lluvias intensas, ni siquiera a lluvias. Preferentemente, estas lluvias torrenciales se dan en la costa mediterránea en otoño y suelen ir asociadas a inestabilidad atmosférica, provocada por la presencia de aire más frío de lo normal en altura y viento en superficie cálido y húmedo.

Una gota fría puede definirse como una depresión en altura, en cuyo centro se encuentra el aire más frío. Es decir, no es una borrasca con sus frentes asociados y bajas presiones en superficie, sino un embolsamiento de aire frío en altura, por encima de los 5.500 metros (entre 300 y 500 mb). Los primeros estudios (Kóppen y Sherhag) creían que estas perturbaciones no tenían reflejo en superficie, sin embargo, las nuevas teorías indican que siempre tienen un reflejo en los niveles bajos y en superficie.



Situación de la mal llamada «Gota Fría» ocurrida el 23/12/2000 en la costa española del Mediterráneo. Se observa en el mapa de 500 mb una baja cálida sobre el norte de Marruecos, que provoca vientos de componente SE cálidos y húmedos que penetran por la costa de Valencia y Cataluña, donde se elevan, encontrándose en altura con un embolsamiento de aire frío (zona azulada sobre los Pirineos), lo que dio lugar a una gran inestabilidad y finalmente a lluvias torrenciales y pérdidas considerables.

Las corrientes de chorro llevan asociados vientos muy fuertes, superiores a los 180 km/h con una dirección zonal, de oeste a este. En su lado izquierdo el aire está muy frío, y en su derecho, relativamente caliente. Cuando este chorro se intensifica y se ondula, puede tomar una componente norte sur muy marcada y dar lugar a la formación de una circulación ciclónica muy intensa, que termina aislándose de la circulación general y se aleja de ella.

Los americanos las denominan como «cut-off low», es decir, baja aislada, y nosotros, desde mediados de los ochenta del siglo pasado, como DANA (Depresión Aislada de Niveles Altos).

El ciclo de vida de una DANA va asociado, como hemos dicho, a un proceso de ondulación, separación, ruptura y aislamiento de la circulación del chorro polar o subtropical, que se muestra en los dibujos siguientes.

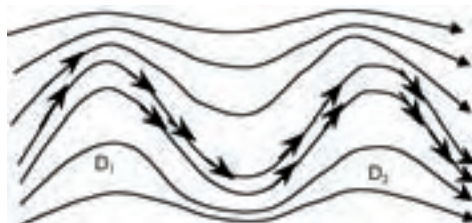


Figura 1

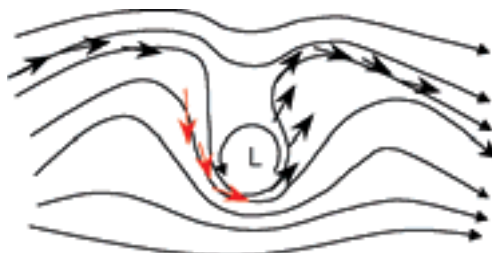


Figura 2



Figura 3

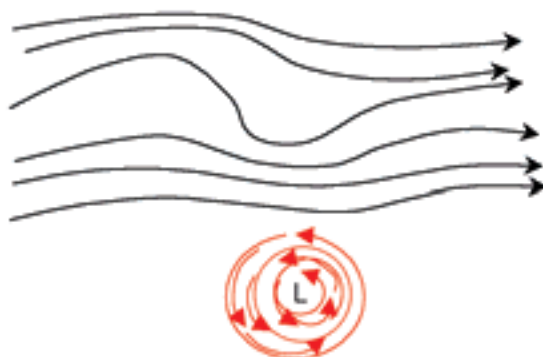


Figura 4

En la figura 1 observamos una ondulación de la corriente de chorro, que da lugar a la formación de dos dorsales (D_1 y D_2). En la figura 2, la componente del aire tiene ya una marcada dirección norte-sur, y los vientos descendentes (rojos) se intensifican. En la figura 3 observamos, por una parte, que una circulación cerrada ciclónicamente se ha formado en su lado meridional, y por otra, que en su parte septentrional la circulación se ha recompuesto. Finalmente, en la figura 4, la DANA se ha aislado totalmente, separándose de la corriente de chorro.

18.3. BORRASCA TÉRMICA

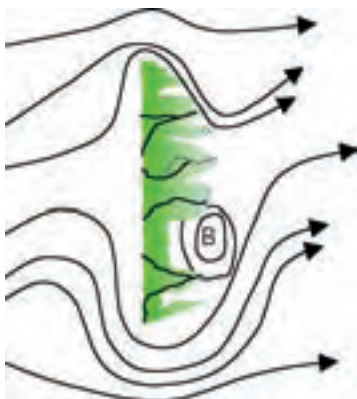
Es una depresión cuya región central está más caliente que sus bordes, es decir, que la temperatura aumenta de fuera hacia dentro.

Se forman en verano cuando la tierra se calienta, el aire en contacto aumenta su temperatura, y al hacerse más ligero se eleva; la presión disminuye y se forma la borrasca. Generalmente estas borrascas tienen poco espesor y sólo aparecen en los mapas de superficie. Por la noche cuando el suelo se enfría, la presión aumenta y la borrasca desaparece.



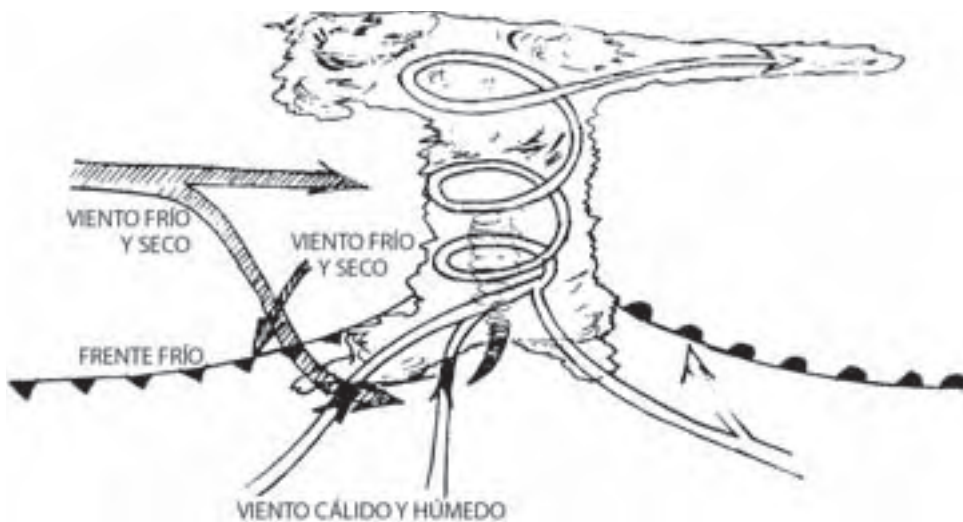
18.4. BORRASCA OROGRÁFICA

Son depresiones que se forman a sotavento de las montañas, cuando el viento sopla perpendicular a ellas. Se forma un remolino de viento que produce una inflexión en las isobaras. El tiempo asociado a una borrasca orográfica suele ser bueno, ya que el viento descendente disipa las nubes y el cielo queda despejado.



18.5. TORNADO

Es la perturbación atmosférica más violenta. Tiene forma de remolino y se inicia a partir de una nube cumulonimbus con un desarrollo muy grande, resultado de una gran inestabilidad que provoca un intenso descenso de la presión en el centro, fuertes vientos circulando ciclónicamente, lluvia, granizo y rayos. El tornado se manifiesta como un remolino con forma de embudo, que se desarrolla en vertical. A menudo se extingue antes de alcanzar el suelo. El fenómeno se desarrolla cuando entran en contacto una corriente fría y seca con otra cálida y húmeda, ambas asociadas a un cumulonimbus. Se desplazan del oeste hacia el este, con una velocidad aproximada de 20 a 35 millas por hora, con vientos que pueden superar los 300 nudos y con una duración de unas horas.



18.6. TROMBA MARINA

Es un fenómeno similar al tornado, que se forma en la mar, aunque mucho menos violento. El diámetro del remolino no suele exceder los 10 metros y sus efectos son muy locales. Suelen durar poco tiempo, no más de media hora, y generalmente termina rompiéndose por un punto situado a un tercio de su altura desde la base. Las trombas de agua pueden girar tanto ciclónica como anticiclónicamente, dependiendo de su inicio.



*El agosto, aunque sea poco,
quien no goza de él es loco.*



19. GALERNAS

19.1. INTRODUCCIÓN

Fenómeno típico de la costa vasca que permanece sin explicaciones muy precisas. Louis Raoult meteorólogo de Biarritz realizó unos trabajos de los que se extraen las siguientes ideas:

- Todos los años, en especial desde mayo a septiembre, la costa del País Vasco es afectada por un fenómeno relativamente poco frecuente, de aparición brusca y ciertamente peligroso, conocido por los marinos con el nombre de «galerna» o «brouillarta».
- Las galernas son esencialmente entradas súbitas de aire marino, con ráfagas de fuerza 8 y 9 (Beaufort), y el peligro está en que aparecen repentina y brutalmente. La visibilidad desciende rápidamente por debajo de los mil metros y entran en tierra estratos bajos. A partir de los 600 metros las condiciones son normales y sopla el mismo viento sinóptico preexistente.
- No son ni brisas marinas, pues el viento sopla en fuertes ráfagas, ni tampoco el sector posterior de un frente frío.
- El signo anunciador de una galerna es una temperatura anormalmente elevada durante la mañana, no provocada por viento sur, así como la existencia de un débil gradiente isobárico en un campo de presiones de valores medios.
- Las galernas suelen producirse pasado el mediodía y bastante antes del anochecer. El viento anterior a la situación es nulo o muy débil, del sector este. El cielo suele estar despejado o muy poco nuboso, y suele haber en el País Vasco un mínimo barométrico poco profundo, de origen térmico. Normalmente existe una baja presión poco importante sobre Gran Sol o sus cercanías.
- Puede haber galernas desde marzo a octubre, pero las más frecuentes son en los meses veraniegos, con una frecuencia aproximada de dos al mes.

19.2. HISTORIA Y CARACTERÍSTICAS

José Manuel Orcolaga (1912)

Es el viento que sopla con mayor o menor ímpetu y brusquedad entre el oeste y el noroeste; lo hace repentinamente, saltando de un cuadrante a otro o de un extremo a otro del mismo cuadrante, rompiendo el silencio de una calma.

Lo equipara a los vientos «pamperos» que soplan en Argentina y a los «Northem» del Golfo de México.

Formación: (causas)

- Centro de bajas presiones en el golfo de Gascuña.
- Muro de los Pirineos.
- Ruta abierta entre los Pirineos hacia el Mediterráneo.
- Huida presurosa seguida por un anticiclón.
- Sopla la galerna.
- La intensidad está en razón directa a la diferencia y proximidad de ambos centros ciclónico y anticiclónico.

Debe anunciarse antes de que baje el barómetro, pues de otro modo los avisos son tardíos.

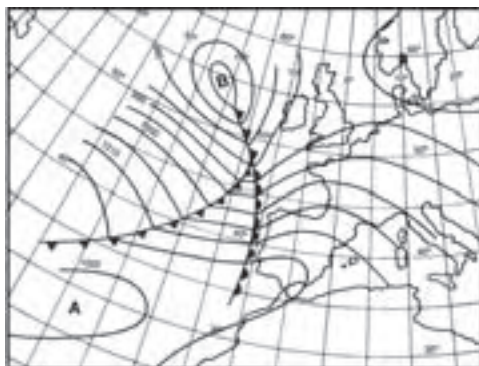
Ricart y Giralt

Cree que la galerna es una turbonada como cualquier otra, debida a la diferencia de potencial térmico y también eléctrico que hay entre el mar y la tierra en los cálidos días de verano. Fenómeno puramente local y de imposible previsión.

Derrotero

Lo considera como un caso particular de los temporales del oeste. Al desplazarse un frente frío u ocluido por las costas del Cantábrico, los vientos anteriores al frente (sures) son frenados por la cordillera Cantábrica. Al paso del frente, los vientos giran al cuarto cuadrante (NW o N) aumentando su intensidad.

La presencia súbita de los vientos del cuarto cuadrante se achacan al ocultamiento de los sures por las montañas Cantábricas.



Louis Raoult

No es un frente frío que pasa súbitamente por el Cantábrico, ya que el punto de rocío y la tensión del vapor de agua, tienen los mismos valores antes y después del fenómeno, lo que no ocurre al paso de los frentes.

No se produce con excesiva frecuencia, no más de 6 veces en verano, y excepcionalmente en primavera y otoño, nunca en invierno.

Zona limitada entre el Cabo Matxitxako y Cap Bretón. Peligrosa, vientos de fuerza 8 y 9 (Beaufort), y grandes olas.

Mariano Medina

Distingue dos tipos distintos de galernas:

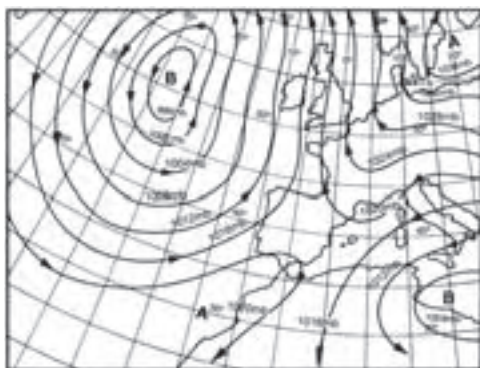
— *Minigalerna*

Se produce en situaciones de «sur» con *silla de montar*.

- Situación sinóptica: Un potente anticiclón sobre Europa que se prolonga hasta el sur de Francia y una cuña anticiclónica por el Golfo de Cádiz. Una profunda borrasca al oeste de Irlanda y un centro de bajas presiones en el Mediterráneo, alcanzando su borde occidental las costas del levante español.
- Situación inicial:
 - Vientos de componente sur o SSE.
 - Nubosidad (Ac).
 - Mar débil en la costa y tendida del sur en alta mar.
- Desarrollo:
 - El viento del sur, desecado por el efecto Foëhn, se va estancando en la costa a sotavento de la cordillera Cantábrica, absorbiendo humedad. Su menor densidad hace bajar el barómetro (mínimo barométrico).
 - Por encima de los 400 metros de altitud la corriente es fuerte del SW, presentando su intensidad una especie de pulsaciones. Los aumentos de inten-

sidad en la corriente superior activan el mínimo barométrico de superficie, arreciando la mar. El viento salta súbitamente al NW y la mar se hace arbolada. Gastado el exceso repentino de energía, la mar vuelve en pocas horas a la normalidad aunque persisten los nublados y chaparrones durante días.

- Frecuencia: Principalmente en otoño y primavera, muy escasamente en el último tercio del verano y prácticamente nunca en la segunda decena de agosto.



— *Galerna (M. Medina)*

- Situación inicial: Pantano barométrico (presión uniforme en toda la Península Ibérica y parte de Europa).
- Desarrollo:
 - Al caer la tarde o en las primeras horas de la noche (verano), una vez establecida una brisa terral de sur flojo o bonancible tras un día soleado, se origina un torbellino mar adentro y salta el NW, que alcanza súbitamente la fuerza 8 y 9 (Beaufort).
 - Es la típica galerna brutal y casi imprevisible, que muchas veces no va acompañada de tormenta y ni siquiera de lluvia. Es necesaria para su formación la presencia, en las capas altas, de vientos del cuarto cuadrante al oeste del meridiano «0» y de vientos del tercer cuadrante al este del mismo.

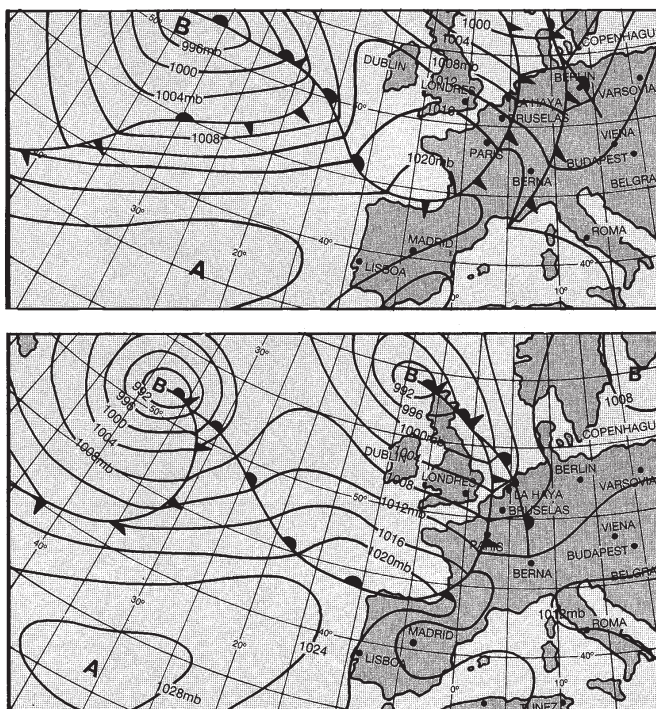
José I. Espel e I. Garmendia

Distinguen dos tipos y las clasifican por «frontal» y «Galerna del Golfo de Gascuña».

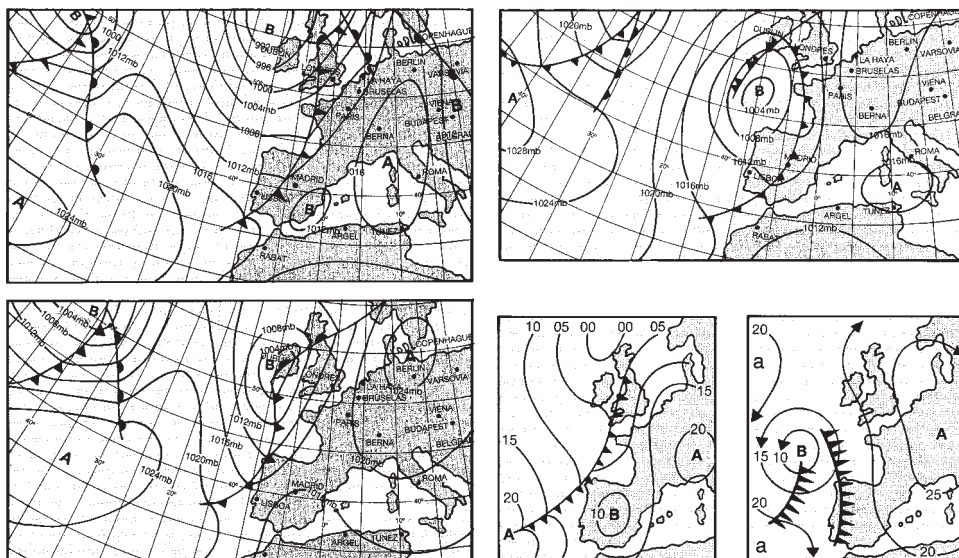
— *Galerna Frontal*

- Génesis:
 - Frente frío activo barriando el Cantábrico. En su parte anterior vientos de componente sur y SW que, a sotavento de la cordillera Cantábrica, soplan racheados y cálidos con poca intensidad. Mar cerca de la costa en calma. Al paso del frente, rola el viento al NW, aumentando su intensidad (hasta 40 nudos).

- La mar es gruesa o muy gruesa, con olas «cortas. Nubes bajas y de desarrollo vertical (Cb) con abundantes precipitaciones. Su duración puede llegar incluso a dos días.
- Época más frecuente: Primavera, ocasionalmente en verano y otoño, y nunca en invierno.
- Características fundamentales:
 - Giro brusco del viento del SW al NW.
 - Arbolamiento de la mar.
 - Descenso notable de la temperatura a su paso.
 - Presencia de un anticiclón sobre el Mediterráneo y parte de Europa oriental que bloquea o retarda el desplazamiento del frente.
- Signos locales:
 - Caldeamiento anormal.
 - Mar en calma en la costa con mar de fondo al NW.
- Previsión:
 - Posible, observando en los mapas de superficie la presencia de frentes fríos con acusado giro del viento entre su parte anterior y posterior.
 - Caldeamiento anormal del suelo.
 - Mar de fondo del NW.



Situaciones que no dan lugar a galerna



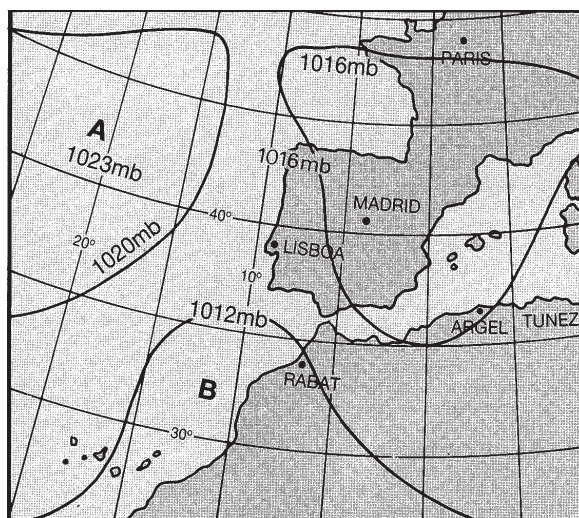
Situaciones que sí dan lugar a galerna

— Galerna del Golfo de Gascuña (*Kostaldeko galerna*)

Éste es realmente el fenómeno conocido como «Galerna» o «Bruillarta» por los pescadores vascos, y aunque sus efectos se confunden en numerosas ocasiones con la frontal, presenta notables diferencias con ella, tanto en su origen como en su evolución posterior.

- Condiciones iniciales:
 - Mar en calma.
 - Viento débil del nordeste o calma (régimen de brisas).
 - Cielo totalmente despejado.
 - Barómetro con valores ligeramente superiores o inferiores al normal (1.013 mb).
 - Gradiente horizontal de presión nulo o muy débil.
 - Situación de pantano barométrico sobre la Península y parte de Europa.
 - Horizonte brumoso.
 - Cerca del mediodía el calor se hace sofocante, superando los 30°C.
- Desarrollo:
 - Aparece un pequeño cúmulo sobre el cabo Matxitxako, desaparece y vuelve a situarse sobre Matxitxako una o dos veces más.
 - El viento del nordeste arrecia.
 - El cúmulo se espesa y se convierte en (Sc), formando una especie de pared negra.
 - El viento salta al sur o sudeste.

- Aparecen nubes muy bajas en jirones (St y Ns) entre 30 y 80 metros de altura, produciéndose violentos remolinos a nivel del suelo.
- El barómetro en valores próximos al normal.
- Humedad relativa próxima al 50%.
- La visibilidad disminuye bruscamente.
- La mar empieza a rizarse.
- Salta el viento repentinamente al oeste y noroeste, arreciando su intensidad y se desencadena la galerna.
- La mar se encrespa, llegando a gruesa o muy gruesa.
- Pasado un tiempo que puede durar varias horas, el NW desaparece rolando al NE, volviéndose a la situación inicial.
- Las precipitaciones son en forma de chubascos violentos originados por potentes (Cb), pero en ocasiones no se producen; estamos entonces ante la «galerna seca».



- Claves para la formación: Viento del sur o sudeste que sustituye a la calma o ventolina del nordeste matinal. Por la tarde, con la tierra recalentada, el virazón sopla de la mar introduciéndose por debajo de la masa de aire caliente sobre tierra, y obligándola a elevarse y dirigirse, en sentido contrario, hacia la mar (sures o sudestes). En un primer momento este aire cálido queda atrapado entre la costa y las montañas vascas para, posteriormente, atacado constantemente por el aire húmedo de la mar, verse obligado a elevarse, condensarse y formar las nubes que empiezan a verse sobre cabo Matxitxako. Por tanto, es fundamental la presencia de los montes vascos en el rincón del golfo de Gascuña, ya que propician el represamiento momentáneo del aire caliente, verdadero motor de la galerna.

- Horas de iniciación:
 - Nunca se producen por la mañana.
 - Escasísimos los casos en que comienzan antes de las 19 horas (local).
 - Entre las 19 y 21 horas locales se inician el 80% de todos los casos observados.
- Temperatura: Para que la galerna se forme se requiere:
 - En los meses de mayo y junio una temperatura del aire superior a los 27°C en la costa.
 - En los meses de julio, agosto y septiembre una temperatura del aire superior a los 30°C (en ocasiones se ha llegado a registrar los 38°C).
 - Una diferencia de temperaturas entre la temperatura del aire sobre la tierra y en la mar, estimada de al menos 11°C.
 - Aunque sin datos suficientes, se cree que, finalizada la galerna, la temperatura del aire es idéntica sobre la mar y sobre tierra.
- Otras características:
 - Nubosidad baja, con un techo que no supera los 600 metros; (Ns) y (Sc) y en ocasiones (Cb).
 - Los valores del punto de rocío y la tensión del vapor de agua son idénticos antes y después del meteoro.

Resumen de las condiciones necesarias para que se produzca una galerna

1. Situación de pantano barométrico sobre la península Ibérica y gran parte de Europa.
2. Temperatura local anormalmente alta (30°C o más), con sensación agobiante.
3. Calma de viento o ligera ventolina del nordeste por la mañana; posteriormente rola el viento al sur o sudeste.
4. Aparición de un pequeño cúmulo sobre cabo Matxitxako que, en ocasiones, desaparece una o dos veces y vuelve nuevamente a aparecer.
5. El cielo se espesa a base de estratos y nimboestratos muy bajos (entre 30 y 80 metros).
6. Se inician fuertes remolinos de viento al nivel del suelo.
7. El barómetro en valores próximos al normal (1.013 mb).
8. Humedad relativa próxima al 50%.
9. La visibilidad disminuye bruscamente.
10. La mar empieza a rizarse.
11. Salta el viento repentinamente al noroeste y se desencadena la galerna.

*Mayo ventoso, para el campesino hermoso
y para el marinero penoso.*



20. CICLONES TROPICALES

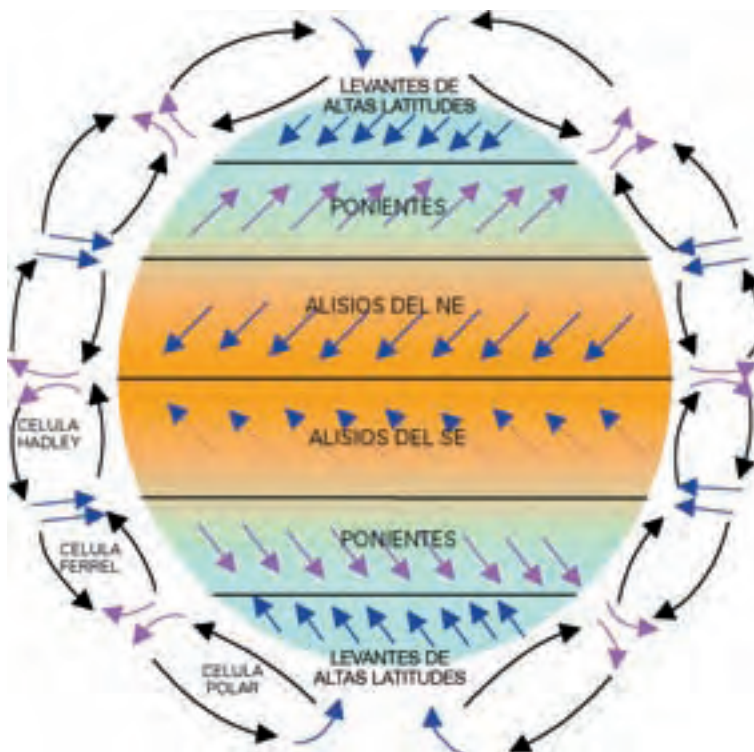
El término genérico «ciclón» se usa para cualquier fenómeno que tiene vientos en forma de espiral, es decir, una circulación cerrada de vientos alrededor de un punto central, y se clasifican de acuerdo a la velocidad de sus vientos en:

- Onda tropical (*Tropical disturbance, o Tropical wave*), cuando la circulación ciclónica es débil.
- Depresión tropical (*Tropical depression*), cuando sus vientos no exceden de 34 nudos (7 *Beaufort*).
- Tormenta tropical moderada (*Moderate tropical storm*), cuando los vientos no sobrepasan los 47 nudos (8-9 *Beaufort*).
- Tormenta tropical severa (*Severe tropical storm*) cuando los vientos no sobrepasan los 64 nudos (10-11 *Beaufort*).
- Huracán, Tifón, Ciclón tropical, etc., cuando los vientos son superiores a los 65 nudos.

Así como las borrascas o depresiones extratropicales se forman en latitudes medias, donde aparece el frente polar, los ciclones se forman en las latitudes bajas próximo a un cinturón de bajas presiones, donde convergen los alisios del H.N. y del H.S. que se conoce como la ITCZ (Zona de convergencia intertropical). Dicho cinturón de bajas presiones, más o menos próximo al ecuador, que rodea el globo durante todo el año, va cambiando su situación con la declinación del Sol, es decir, que se va moviendo en primavera y verano hacia posiciones más septentrionales, y en otoño e invierno hacia latitudes más meridionales. En el Atlántico Norte, generalmente está localizada entre los 5 y 10° de latitud, durante los meses de abril y septiembre, y se puede considerar que no cruza el ecuador para pasar al Atlántico Sur, motivo por el cual nunca hay ciclones tropicales en dicho océano.

20.2. ROL DE LA ITCZ EN LA GENERACIÓN DE CICLONES TROPICALES

En las proximidades del Ecuador, donde la radiación solar es máxima, el aire se calienta en la superficie y se eleva. Esto da lugar a bandas de bajas presiones a lo largo del Ecuador. Esta ascensión de aire origina lo que se conoce como «Célula Hadley». El aire ascendente es reemplazado por los vientos alisios que se aproximan al Ecuador desde el norte y sur. Los vientos alisios de ambos hemisferios convergen cerca del Ecuador en superficie y se elevan, dando lugar a una banda de bajas presiones que es conocida como Vaguada ecuatorial, zona de convergencia intertropical o ITCZ.



Cinturones globales de altas y bajas presiones y vientos predominantes sobre la tierra

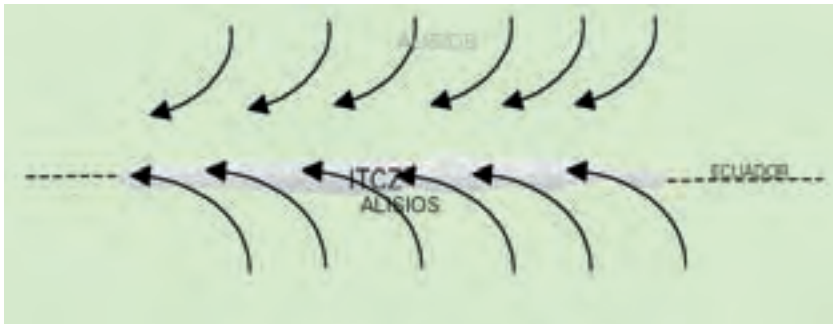
La ITCZ es una región de vientos suaves, que recibe el nombre de «doldrums». La convergencia de los vientos alisios del noreste y sudeste sobre la ITCZ da lugar a una zona de formación de nubes de tipo cúmulos y cumulonimbos con muchas precipitaciones. Este tipo de nubes a menudo crecen hasta alturas superiores a los 12.000 metros. La ITCZ puede variar entre 20 y 300 millas en anchura, dependiendo de la fuerza de los vientos, y típicamente toma una forma ondulada.

Bajo ciertas situaciones las depresiones tropicales se intensifican sobre la ITCZ; lo que puede parecer inexplicable, ya que la fuerza de Coriolis cerca del Ecuador es muy débil. La respuesta a este enigma está en el hecho de que la ITCZ no permanece estacionaria sobre el Ecuador, sino que se mueve hacia el norte y sur con las estaciones: en verano, cuando la declinación del Sol es positiva hacia el norte, y en invierno, hacia el sur. Estos movimientos por debajo y por encima del Ecuador no son perfectamente simétricos, al depender de la situación de las masas de tierra así como de otros factores.



Situación aproximada de la ITCZ en enero y julio

Cuando la ITCZ se encuentra cerca del Ecuador, la convergencia de los vientos superficiales sobre la ITCZ da lugar a un flujo del viento casi paralelo al ecuador. Cuando los alisios convergen en la ITCZ, son suaves y casi paralelos al ecuador; la ITCZ tiende a estrecharse en anchura y muestra una escasa actividad lluviosa. Esta condición es la que se muestra en la figura inferior.



Alisios convergiendo paralelamente a la ITCZ

Cuando la ITCZ se mueve hacia el norte del Ecuador, como sucede en los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, los alisios del sudeste, después de cruzar el Ecuador, toman una dirección sudoeste, debido a la fuerza de Coriolis, que en el H.N. desvía los vientos hacia la derecha y en el H.S. a la izquierda. En esta situación, la convergencia es fuerte y favorece la formación de nubosidad de desarrollo vertical, y a continuación la formación de depresiones tropicales.



ITCZ situada al norte del Ecuador

Cuando la ITCZ se mueve hacia el sur del Ecuador, como ocurre en el Pacífico occidental y en el Índico, los alisios del noreste al cruzar el ecuador toman una componente noroeste debido a la fuerza de Coriolis. La convergencia lo mismo que en el H.N. vuelve a favorecer la formación de grandes cumulos, cumulonimbos y una circulación en el sentido de las agujas del reloj, que en el H.S. es la ciclónica.



ITCZ situada al sur del Ecuador

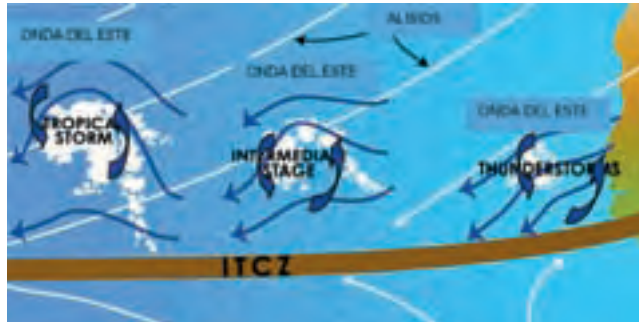
La anchura de la ITCZ viene a ser entre 25 y 100 millas, en función inversa a la fuerza de los alisios, y a lo largo de ella se van formando las perturbaciones tropicales, unas cien al año en el Atlántico, aunque solo un 10% aproximadamente se convierte finalmente en un Huracán o ciclón tropical.

El ciclón tropical funciona como una sencilla máquina de vapor, en la que el aire cálido y húmedo hace de combustible; cuando éste es calentado por el Sol, se eleva y se expande. Más aire cargado de humedad sustituye al anterior y el proceso continúa.

Condiciones necesarias para su desarrollo e intensificación

1. *Perturbaciones preexistentes.* Hay diferentes tipos de perturbaciones que pueden encontrarse a lo largo de la ITCZ. Estas perturbaciones aparecen en los mapas meteorológicos como una onda (pandeo) hacia el norte de las iso-

baras. En el lado oeste de dicha onda, donde los vientos de superficie divergen hundiéndose el aire, generalmente se produce buen tiempo; pero en la parte donde los vientos convergen, el aire ascendente produce nubes de desarrollo vertical, generándose una tormenta tropical que da lugar a fuertes lluvias y vientos. Esta tormenta tropical es el mecanismo de transporte vertical del calor, de la humedad y de la circulación ciclónica de sus vientos a niveles altos de la atmósfera, que hacen que esa onda tropical crezca y se desarrolle.



2. *Calor y humedad en la atmósfera tropical.* La razón de que los ciclones se formen sobre regiones oceánicas es que requieren una ilimitada fuente de agua que alimente los grandes cúmulos. El promedio de evaporación está directamente relacionado con la temperatura superficial de la masa de agua. Rociones provocados por los fuertes vientos ayudan al aire circundante a transportar más humedad hacia el interior del ciclón. Aire seco en niveles de la atmósfera entre los 3.000 y 6.000 metros no favorecen el desarrollo de las tormentas tropicales.
3. *Temperatura del agua del mar alta.* Esto limita el área de ciclones sobre una superficie donde la temperatura al menos sea de 26°C (80°F): a esta temperatura el agua del océano se evapora aceleradamente. Este agua caliente debe mantenerse al menos en los primeros 60 metros de profundidad, para que cuando sea removida por los fuertes vientos, la temperatura de la superficie no se enfríe demasiado. El ciclón tropical es una máquina de calor que requiere que su temperatura más alta se encuentre en el centro. Como quiera que el aire que asciende en espiral por su vórtice se expande, como resultado de una menor presión cerca de él, a menos que más calor sea aportado esta expansión dará como resultado un enfriamiento. El aire en ascenso se enfría y tiende a volcarse debido a su flotación positiva (más frío significa más pesado con relación al aire que le rodea; luego cae). Es importante por lo tanto que el agua de la mar esté siempre tan caliente o más que el aire que entra hacia el vórtice, pues de otro modo este aire se enfriaría y la energía que necesita el ciclón iría disminuyendo y el ciclón desapareciendo.

La energía térmica del agua cálida que alimenta a un ciclón se conoce como Potencial de calor de un ciclón tropical (TCHP) (Tropical Ciclón Heat Potencial).

Remolinos cálidos (Eddies) o corrientes oceánicas cálidas, como la del Golfo de México, dan lugar a la consolidación o intensificación de los ciclones, cuando éstos pasan por encima. El huracán «OPAL», en el año 1995 se intensificó súbitamente en el Golfo de México al pasar sobre un remolino cálido.

Por otra parte el paso de un ciclón sobre las aguas del océano puede hacer que la parte superior se enfríe lo suficiente como para influir en el futuro desarrollo de otros huracanes. A finales del verano de 2005, las temperaturas superficiales del mar extremadamente calientes en el golfo de México cargaron de energía a dos huracanes el «Katrina» y el «Rita». Según datos del satélite de la NASA (TRMM), para la medición de lluvias tropicales, cada una de estas tormentas refrescó las temperaturas del agua más de 4 °C a lo largo de sus trayectorias y la temperatura general en el Golfo en cerca de 1°C. Sin embargo, al estar el Golfo tan caliente las temperaturas del agua se restablecieron rápidamente, permaneciendo lo bastante cálidas como para permitir y soportar nuevos huracanes hasta una gran parte de octubre.

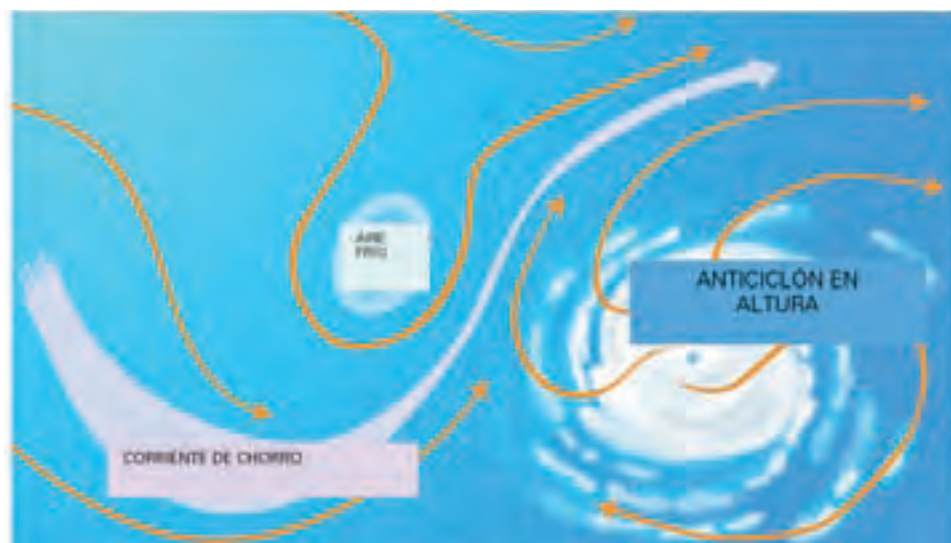
Los huracanes refrescan el océano actuando como «motores de calor», que transfiere el calor desde la superficie del océano a la atmósfera con la evaporación. El enfriamiento también es causado por *upwelling* o afloramiento del agua fría de debajo, debido al efecto de succión del centro de la baja presión de la tormenta.

El enfriamiento añadido puede venir del agua fría de las gotas de agua que permanecen en la superficie del océano por un tiempo. Las nubes pueden también desempeñar un papel a la hora de enfriar el océano ocultando la superficie del océano de la luz del sol directa antes y después del paso del ciclón. Todos estos efectos combinados pueden producir una caída fuerte de la temperatura superficial del mar sobre un área grande en apenas pocos días.

4. *Vientos favorables para su desarrollo (Cizalladura del viento)*. El ciclón tropical es una columna de aire ascendente, a gran velocidad, que produce una intensa baja presión cerca del centro de la tormenta.

En los niveles altos de la atmósfera los vientos deben ser débiles para que la estructura se mantenga intacta y se continúe intensificando, una suave cizalladura vertical de los vientos horizontales (menos de 15 grados) tiene mucha importancia permitiendo al área principal de convección permanecer sobre el mínimo de presión alimentándolo e intensificándolo. En otras palabras, un ciclón tropical ideal tiene su circulación ciclónica en niveles medios y altos de la atmósfera localizada directamente encima de la circulación ciclónica en superficie y niveles bajos. Si los vientos aumentan con la altura dan lugar a una inclinación en la estructura vertical del ciclón, y si esta inclinación es mayor de 15° y persiste el crecimiento del ciclón, se debilita y el sistema termina por desaparecer.

5. *Coriolis*. La rotación de la Tierra eventualmente ayuda al movimiento en forma circular de la onda tropical y el incipiente ciclón comienza a moverse. Para que esto ocurra los ciclones tropicales necesitan estar separados del ecuador 4 o 5 grados de latitud, entonces el aire tiende a girar hacia adentro (ciclónicamente) en los niveles bajos y hacia fuera y anticiclónicamente en los niveles altos, debido a la fuerza de Coriolis.
6. *Corriente troposférica*. Es importante un sistema de altas presiones amplio en la troposfera superior para vaciar el aire del interior del ciclón. Vientos divergentes en los niveles altos son decisivos para arrojar fuera del núcleo del ciclón las masas de aire, permitiendo así su intensificación. Cuando el flujo hacia adentro se acelera y los vientos huracanados empiezan a soplar, las masas de aire no pueden ya alcanzar el centro de ciclón debido a la fuerza centrífuga, y esto hace que soplen paralelos a las isobaras a una distancia determinada del centro, formado el «ojo» del ciclón.



Para que el ciclón no desaparezca y siga desarrollándose necesita lo siguiente:

- Moverse o permanecer sobre zonas cálidas.
- Moverse o permanecer sobre el agua.
- Que aire cálido se traslade hacia el vórtice.
- Un fuerte anticiclón en altura para expulsar el aire de su interior.

Cuando los ciclones tropicales se mueven hacia el norte, hacia el frío, dentro del océano, pierden la fuente de energía con la que se alimentaban. Muchas veces estos ciclones tropicales en el Atlántico se convierten en extratropicales en latitudes altas, o se combinan con perturbaciones existentes o vaguadas frontales moviéndose hacia el norte, llevando hacia Europa mucha humedad y tiempo borrascoso.

20.3. ESTRUCTURA DE UN CICLÓN TROPICAL

Esta máquina de vapor que es un ciclón tropical tiene un área central con aire más cálido que el que le rodea. Recibe su energía de la condensación del vapor de agua de mar que se evapora, se expande y comienza a elevarse: al mismo tiempo que el aire sube, se condensa, se forman nubes y aparecen las precipitaciones. Estas nubes pueden alcanzar los 16.000 metros de altura. La condensación facilita calor y energía al sistema, y hace que los vientos y las precipitaciones arrecien.

En los niveles bajos del ciclón, desde la superficie del mar hasta los 3.000 metros aproximadamente, el aire fluye hacia el centro del sistema. En los niveles medios hay circulación ciclónica ascendente que gira alrededor del centro, y en la parte superior del ciclón, el aire se mueve hacia fuera.

En el centro del ciclón existe un área de relativa calma que se conoce como el «ojo del ciclón», alrededor del cual una pared de nubes gira en bandas verticales. Las corrientes ascendentes crean una turbulencia enorme y cantidad de lluvia, al enfriarse el aire y condensarse el vapor de agua. Todo el sistema gira pero no de forma regular; a veces lo hace más rápido y a veces más lento. El ciclón se va moviendo de acuerdo a los vientos en los niveles altos de la troposfera.



El ojo del ciclón es un área de calma relativa; se extiende desde la superficie hasta la parte superior y se encuentra rodeado por una pared de nubes densas. El ojo del ciclón sin embargo está libre de nubes, y el responsable es el aire predominante den-

tro de él, que es descendente; por lo tanto se calienta, se expande y se seca, desapareciendo todo rastro de nubosidad. Generalmente contra más fuerte es el ciclón más claro se aprecia el ojo en las imágenes de los satélites.

En la pared del ojo se encuentran dos fuerzas opuestas: la fuerza de la presión del aire que se mueve hacia el centro y la fuerza centrífuga que es hacia fuera. En la pared del ojo soplan los vientos más fuertes, y a medida que nos alejamos los vientos van decreciendo. El ojo y su pared trazan la diferencia entre una tormenta tropical (que no tiene ojo) y un ciclón.

El diámetro del ojo de los ciclones tropicales varía mucho, y no hay una relación directa entre ellos y las intensidades del ciclón; muchos de los ciclones más intensos han tenido ojos relativamente pequeños.

La lluvia más fuerte se encuentra en lo que se conoce como bandas de lluvia, que van saliendo del centro en forma de espiral. Estas bandas pueden medir entre 5 y 40 kilómetros, aproximadamente, de ancho y hasta 600 kilómetros de longitud.

20.4. DESARROLLO DE UN CICLÓN TROPICAL

Dentro de la corriente general de los vientos de levante (alisios) por donde discurre la ITCZ aparecen unas ondulaciones isobáricas conocidas *como ondas del este*. Una ondulación de este tipo aparece dentro de la corriente general cada 15° de longitud aproximadamente. En el sector oriental donde el viento converge el viento se eleva, y el aire húmedo y cálido origina nubes de fuerte desarrollo vertical. El alisio establece el movimiento de esta «onda del este» y la mueve hacia el oeste, más o menos paralela al ecuador. Poco a poco la perturbación, si está lo suficientemente alejada del ecuador, va sintiendo la fuerza de Coriolis y sus vientos empiezan a tener un movimiento contrario a las agujas del reloj en el H.N., hasta que se organizan como para formar una depresión tropical. El ascenso del aire es turbulento y se satura de vapor de agua, condensándose y formando grandes Cu y Cb, que llegan a alcanzar la tropopausa, aumentando la temperatura de la troposfera media y alta al liberar el calor latente. En la tropopausa cesa el ascenso del aire, que diverge y se dispersa horizontalmente y esto favorece la convergencia del aire en la superficie. Si la depresión se mueve hacia latitudes más altas, o simplemente, si la aceleración de Coriolis es lo suficientemente fuerte, la depresión puede evolucionar hasta convertirse en un ciclón tropical. La divergencia del aire en altura determinará que el ciclón se ahonde o se rellene, si la divergencia en altura es mayor que la convergencia en superficie el ciclón se ahondará; de otra forma se rellenará. El desarrollo es el característico del tiro de una chimenea: en superficie la presión disminuye y la convergencia del aire aumenta, y en altura, el aire diverge, en resumen, el sistema «tira».



El vacío que se origina en el vórtice del ciclón tropical (huracán), origina en respuesta un ascenso del nivel del mar (por ejemplo con una presión de 900 mb en el vórtice del ciclón, el ascenso es de 1 metro aproximadamente). Esta elevación, unida a las enormes olas que se forman y que en un principio parece pueden quedar retenidas por los vientos de la parte anterior del ciclón, dan lugar a que al trasladarse más tarde por delante del ciclón (ya que su velocidad de propagación es mucho mayor que la del desplazamiento de éste), alcancen una altura considerable dando lugar a una marea de huracán que al llegar a las costas, para un ciclón de estas características (900 mb) pueda alcanzar, una elevación del nivel del mar entre 6 y 10 metros, o más.



20.5. DIFERENCIAS BÁSICAS ENTRE LOS CICLONES TROPICALES Y LAS BORRASCAS EXTRATROPICALES

Los ciclones tropicales y las borrascas ondulatorias presentan grandes diferencias: aunque responden a un mismo sistema de presión, en el sentido de que ambos sistemas consisten en un centro de bajas presiones, con vientos que circulan en el sentido contrario a las agujas del reloj en el H.N. y en el mismo sentido en el H.S.

- El diámetro de los ciclones tropicales es sensiblemente menor que el de las borrascas.
- Los ciclones tienen una estructura mucho más simétrica, casi circular, que las borrascas, mientras que estas se aproximan más a la elíptica.
- Los ciclones carecen de frentes.
- La energía de las borrascas deriva del contraste térmico entre sus dos masas de aire, mientras que en los ciclones se debe fundamentalmente al calor latente de evaporación liberado por el aire húmedo al condensarse.
- Los ciclones son mucho más violentos que las borrascas.
- La presión en el mínimo del ciclón puede alcanzar valores inferiores a los 930 mb, mientras que en las borrascas raras veces alcanzan los 950 mb.

Los ciclones tropicales, según Richard Blakeslee, al contrario que en las borrascas raramente producen relámpagos o rayos y la razón no es otra que la falta de un ingrediente fundamental, vientos y corrientes verticales.

Dentro de las nubes tormentosas, las corrientes verticales hacen que los cristaltos de hielo y gotitas del agua (llamadas «hidrometeoros») se desplacen y choquen entre sí. Este «frotamiento» hace que los hidrometeoros se carguen. Por las razones que aun no se entienden completamente, la carga eléctrica positiva se acumula en las partículas más pequeñas mientras que la carga negativa es retenida en las más grandes. Los vientos y la gravedad separan a los hidrometeoros cargados, produciendo un campo eléctrico enorme dentro de la tormenta. Éste es el origen de las descargas.

Los vientos de un huracán son fundamentalmente horizontales, no verticales. Las intensidades de las corrientes verticales que conducen a la generación de las descargas no suceden normalmente dentro de estas tormentas y esta puede ser la causa aunque en el 2005 tres importantes huracanes el «Rita», el «Katrina» y el «Emily» si generaron relámpagos. Los investigadores piensan que su gran violencia pudo ser la causa, pero otros huracanes también muy intensos no los produjeron, por lo que debe haber algo más y se sigue investigando.

El huracán «Gilbert» 888 mb (septiembre de 1988) y el «Wilma» 884 mb medidos con sonda y 881 mb presión extrapolada de la de 700 mb, tomada por el avión el día 19 de octubre de 2005, son los mínimos en el Atlántico.

El mínimo absoluto registrado es de 870 mb, ocurrió el 12 de octubre de 1979 en el Pacífico con el tifón «Tip».

Nombres:

<i>Huracán</i>	Antillas
<i>Tifón</i>	Pacífico
<i>Ciclón</i>	Indico
<i>Cordonazo</i>	Costa de América Central Oeste
<i>Willy-willy</i>	Australia
<i>Baguio</i>	Filipinas
<i>Alisio reforzado</i>	Bahamas y Bermudas (parte posterior del ciclón)
<i>Tormenta</i>	Puerto Rico

20.6. REGIONES DE FORMACIÓN DE LOS CICLONES

1. Al SW del Pacífico Norte, entre las Marshall y Filipinas. Son los tifones.
2. Parte meridional y oriental del Índico. Ciclones de Madagascar.
3. Entre el Caribe y la costa oriental de África. Huracanes.
4. Pacífico Sur al nordeste de Australia.
5. Mar de Arabia.
6. Costa centroamericana del Pacífico.

20.7. TRAYECTORIAS

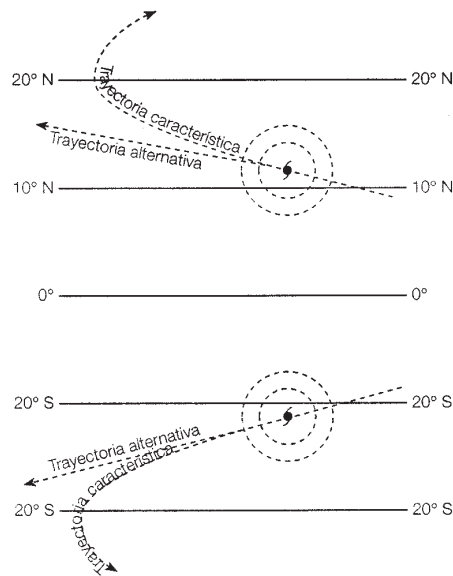
Si consideramos a la atmósfera donde el ciclón está encamado como un río de aire en constante cambio en velocidad y movimiento, un ciclón se podría considerar como «una hoja en ese río», y cualquier alteración dentro de ese río, producida bien por un sistema de altas o bajas presiones, bien frentes o corrientes de chorro, da lugar a cambios drásticos en su dirección y velocidad. Remolinos y corrientes oceánicas, ya comentado anteriormente, también producen los mismos efectos. Un sistema tropical pobremente organizado es movido por los vientos de la troposfera baja y media (700 mb aproximadamente); sin embargo, un ciclón bien formado es guiado por los vientos de la media y alta troposfera.

Un segundo efecto menos importante en la trayectoria del ciclón, es el producido por su propio movimiento interno. El vórtice del sistema fluctúa en un zig-zag de 10 a 20 millas dentro de su trayectoria, y por otra parte tiende a caer ligeramente hacia la derecha de la trayectoria a la que en un principio tratan de llevarle los vientos superiores.

Después de lo comentado anteriormente podemos deducir que predecir la futura trayectoria de un ciclón es una tarea bastante complicada. Estadísticamente se ha comprobado que las trayectorias de los ciclones están siempre comprendidas dentro de extensas áreas, fuera de las cuales no se ha registrado la presencia de un ciclón.

Por lo general estas trayectorias son ligeramente paralelas al ecuador en su primera fase, para luego girar como una parábola, hacia la derecha en el H.N. y hacia la

izquierda en el H.S., al mismo tiempo que aumenta su velocidad (recurva), aunque la trayectoria y velocidad dependerán del campo general de presiones de la zona por donde se va moviendo. Un ciclón tropical nunca cruza el ecuador.



Ojo de un ciclón visto desde un avión de reconocimiento

20.8. HURACANES DE CABO VERDE

Se llaman así a las tormentas tropicales que se forman en una zona tropical próxima al archipiélago de Cabo Verde, y que se convierten en huracanes antes de llegar al Caribe. Generalmente se forman durante los meses de agosto y septiembre aunque en algún año extraño como 1995 se dieron a finales de junio y primeros de octubre.



20.9. NOMBRE DE LOS CICLONES

Se puede decir que se da nombre a los ciclones para facilitar su reconocimiento a los meteorólogos y su fácil comunicación al público en general. Pues puede ocurrir muy frecuentemente, que en una zona determinada se formen varios a la vez, lo que podría dar lugar a confusiones.

De acuerdo a Dunn y Miller (1960), fue un meteorólogo australiano, a principios del siglo pasado, el que comenzó a poner nombres a los ciclones. Los nombres elegidos eran de políticos que, digamos, no se habían portado muy bien con el pueblo.

Durante la Segunda Guerra Mundial, los meteorólogos de la marina americana en el Pacífico, informalmente, comenzaron a poner el nombre de sus novias o esposas. Entre 1950 y 1952 en el Atlántico fueron identificados con el alfabeto fonético, pero en 1953 el US Weather Bureau volvió con los nombres de mujeres. Desde 1979 los servicios americanos incluyen también el nombre de hombres.

En el Pacífico la historia es bastante parecida, mientras que en el Índico Norte los ciclones no tienen nombre sino número.

20.10. SEMICÍRCULO MANEJABLE Y PELIGROSO

La distribución de los vientos es resultado de su distribución isobárica. Como la fuerza de Coriolis es pequeña en latitudes bajas, se equilibra exclusivamente con la fuerza centrífuga, y la consecuencia son unas isobaras casi circulares, más apretadas hacia el lado del polo, en la dirección del anticiclón a cuyo alrededor se traslada. A medida que el viento va girando en espiral alrededor del centro va aumentando su ve-

locidad, resultado del aumento de gradiente horizontal de presión, y el ángulo que forma el viento con las isobaras va siendo cada vez menor, hasta soplar paralelo a ellas cerca del centro, y dando lugar a la calma central en su vórtice.

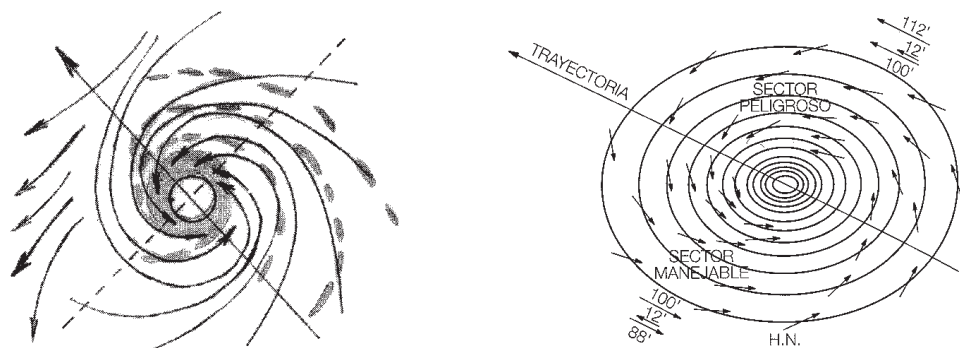
Se ha generalizado la división del ciclón en dos semicírculos observando el sentido de su desplazamiento: el semicírculo derecho y el semicírculo izquierdo. En el H.N. el semicírculo derecho es el peligroso y el izquierdo el manejable, y al revés en el H.S. El fundamento es el siguiente.

Supongamos un ciclón en el H.N. desplazándose a una velocidad de 12 nudos, a lo largo de una trayectoria como la de la figura, y que los vientos en las proximidades del centro tienen una fuerza de 100 nudos. La masa de aire en el semicírculo derecho se moverá respecto al buque a una velocidad igual a 112 nudos ($100 + 12$). En cambio en el semicírculo izquierdo el viento y el ciclón se mueven en direcciones opuestas resultando una velocidad efectiva de 88 nudos ($100 - 12$).

Por otra parte los vientos del semicírculo derecho tienden a arrastrar al buque hacia la trayectoria del ciclón y por delante, mientras que en el izquierdo lo hacen hacia la parte trasera y hacia fuera.

Por último, sabemos que los ciclones en el H.N. recurvan generalmente hacia la derecha, es decir, que un yate que se encuentre en el semicírculo derecho corre el peligro de que se le eche encima al recurvarse.

Generalmente estos semicírculos se dividen en dos, (como se ve en la figura), anterior y posterior según esté delante o detrás del vórtice del ciclón.



20.11. ESCALA SAFFIR-SIMPSON

Es la escala que se utiliza para catalogar los ciclones tropicales de acuerdo a la intensidad de sus vientos y que al mismo tiempo es útil para dar una estimación aproximada de los daños que pueden realizar.

CATEGORÍA	Máximos vientos sostenidos m/s	km	Mínima presión en superficie mb	Marejada m
1	33-42	64-83	Mayor de 980	1,0-1,7
2	43-49	84-96	979-965	1,8-2,6
3	50-58	97-113	964-945	1,7-3,8
4	59-69	114-135	944-920	3,9-5,6
5	+69	+135	Menos de 920	+5,6

20.12. DETERMINACIÓN DEL CUADRANTE EN EL QUE SE HALLA EL BUQUE

Basándose en cómo rola el viento, en su fuerza y en la variación de la presión, se pueden dar las siguientes reglas que nos pueden ayudar para determinar en qué cuadrante nos encontramos, y que sirven para ambos hemisferios.

- Si el viento rola en el sentido de las agujas del reloj, nos encontramos en el semicírculo derecho.
Si el viento rola a la derecha estamos a la derecha de la trayectoria.
- Si el viento mantiene una dirección constante, nos encontramos en la misma trayectoria del vórtice.
- Si el viento rola en el sentido contrario a las agujas de un reloj, nos encontramos en el semicírculo izquierdo.
Si el viento rola a la izquierda estamos a la izquierda de la trayectoria.

Observando simultáneamente el barómetro se podrá determinar en qué cuadrante nos encontramos:

- Si disminuye la presión o aumenta el viento, en el cuadrante anterior.
- Si aumenta la presión o disminuye el viento, en el cuadrante posterior.

20.13. DETERMINACIÓN DE LA POSICIÓN RELATIVA DEL VÓRTICE

Si no se dispone de información meteorológica, el marino puede, con sus propias observaciones, hacerse una idea de la posición del vórtice. Siguiendo las reglas de Buys Ballot y situando el barco proa al viento, el centro de una depresión en el H.N. se encuentra de 8 a 12 cuartas a su derecha, y de 8 a 12 cuartas a su izquierda en el H.S.

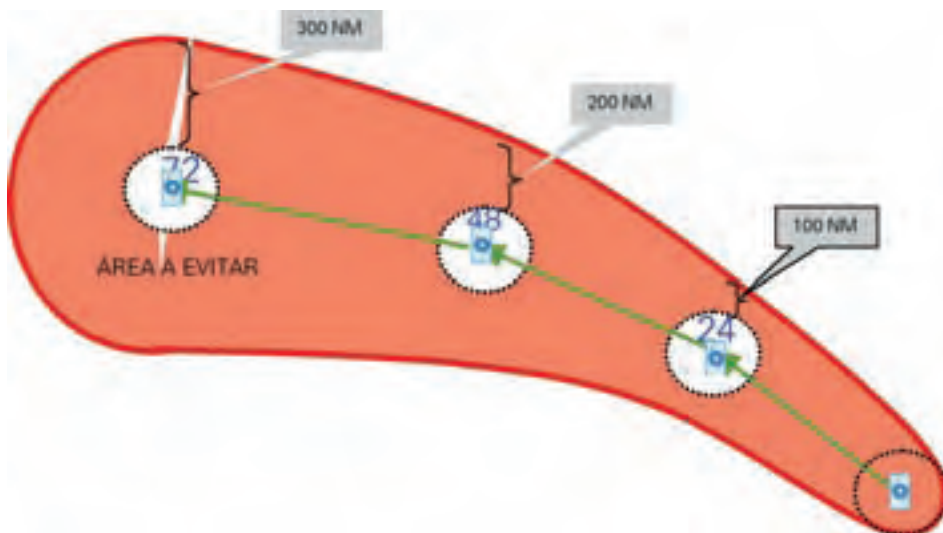
Como la dirección del viento se va aproximando al flujo de las isobaras a medida que nos vamos acercando al vórtice, es bastante frecuente el uso de la siguiente regla para poder determinar, con cierta aproximación, su trayectoria y nuestra posición relativa.

Cuando el barómetro inicia un descenso apreciable, entre 1.013 mb y 1.003 mb, el centro se encontrará a unas 12 cuartas a la derecha de la dirección de donde sopla el viento. Cuando el barómetro haya descendido mas de 10 mb por debajo de la presión normal, es decir, entre 1.003 mb y 993 mb, la demora del centro será de 10 cuartas, y cuando haya descendido más de 20 mb, es decir, por debajo de 993 mb, será de 8 cuartas. Naturalmente, en el H.S. las demoras serán a la izquierda.

Si estamos en contacto con algún barco que se encuentre también en el área del ciclón y se toman las observaciones al mismo tiempo en cada barco, se puede establecer con bastante exactitud la posición del vórtice y su velocidad de traslación.

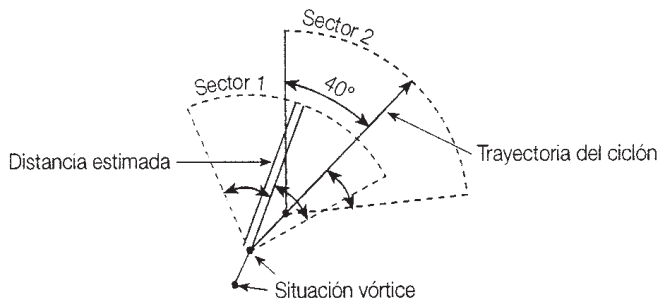
20.14. FORMA DE MANIOBRAR A LOS CICLONES

Si disponemos de información de la fuerza del viento para las próximas 24, 48 y 72 horas, podremos realizar un diagrama como el mostrado en la siguiente figura, tangenteando los círculos de más de 34 nudos de velocidad del viento en cada fecha y añadiendo 100 millas a la situación de las 24 horas, 200 millas a las 48 horas y 300 millas a la posición prevista para las 72 horas. Este área coloreada en color rojo en la figura es la que deberemos evitar.



Otra forma es situar en la carta la posición del ciclón y dibujar, a partir de dicha posición, un *sector de peligro* que trataremos de evitar. Dicho sector se traza a partir de la trayectoria prevista del ciclón con dos rectas 40° a cada banda y con un radio

igual a la distancia que se estima vaya a recorrer en las próximas 6, 12 o 24 horas. Cada 6, 12 o 24 horas iremos marcando la posición del ciclón en la carta y trazando un nuevo sector de peligro modificando nuestro rumbo si es necesario.



20.15. BARCO EN EL CUERPO DE UN CICLÓN (Maniobras)

Hemisferio norte

— Buque en el semicírculo manejable

El viento rola a la izquierda y el barómetro cae.

1. Correr el temporal con el viento por la aleta de Er. Con toda la máquina posible.
2. Viento abierto 3/4 por la amura de Br. Máquina para gobernar.
3. Viento por la aleta de Br. Máquina atrás.
4. Viento por la aleta de Er. Popa a la mar. Máquina atrás.

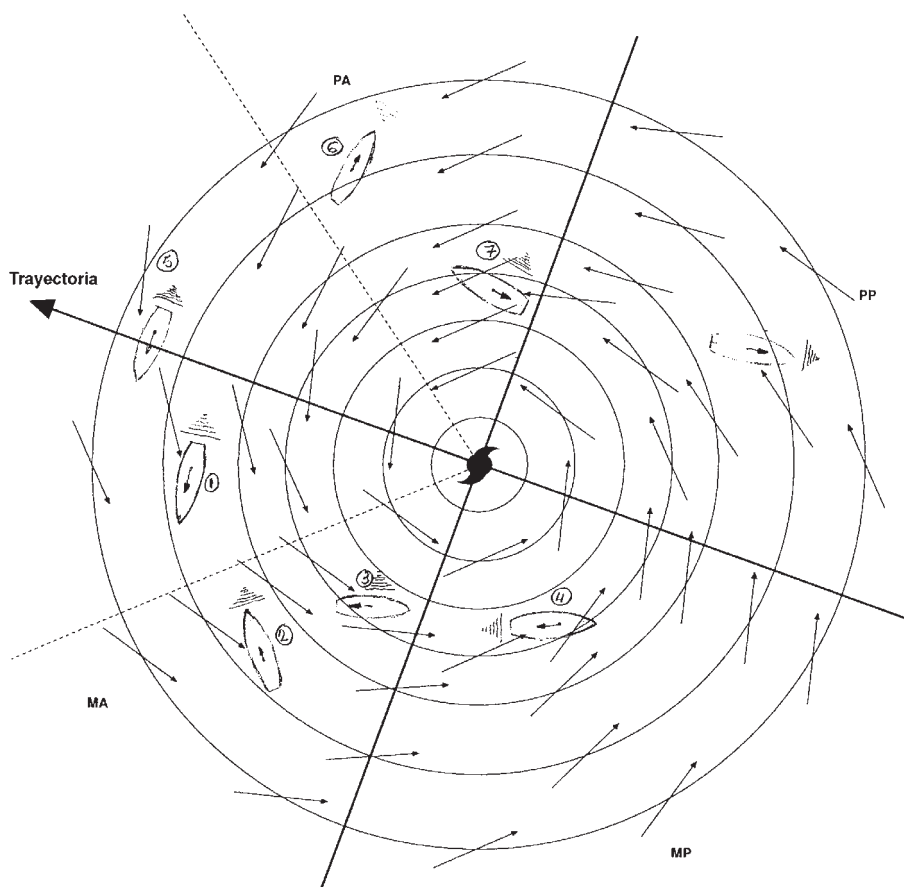
— Buque en el semicírculo peligroso

El viento rola a la derecha y el barómetro baja.

5. Correr el temporal con el viento por la aleta de Er. Cruzar la trayectoria del vórtice pasando al sector manejable.
6. Proa a la mar con el viento abierto 3/4 de la proa. Máquina justo para maniobrar.
7. Viento abierto 2 a 3 cuartas de la popa por Er. Arrancada atrás.

— Buque en el sector peligroso posterior

8. Mar de proa y viento por la amura de Er.



Ciclones (Hemisferio norte)

Hemisferio sur

— Buque en el semicírculo manejable

El viento rola a la derecha.

1. Correr el temporal con el viento por la aleta de babor con toda la máquina posible.
2. Viento por la aleta de Er. Arrancada atrás.
3. Popa a la mar. Máquina atrás.

— Buque en el sector peligroso anterior

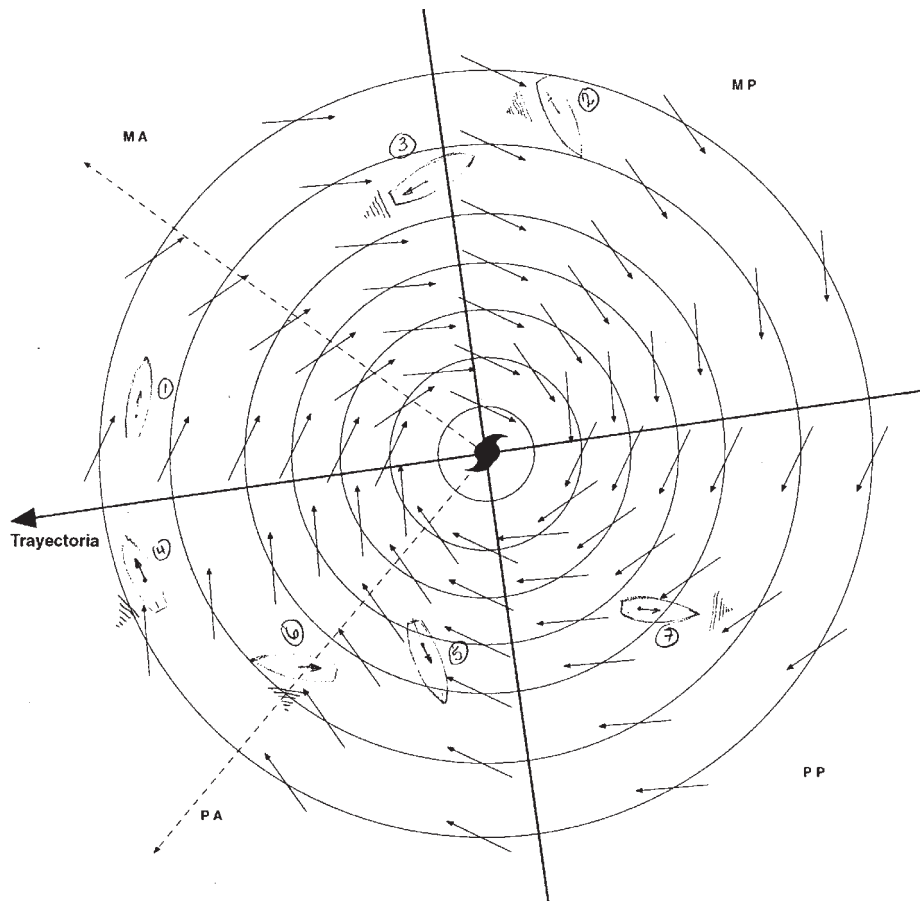
El viento rola a la izquierda, barómetro bajando.

4. Cruzar la trayectoria del vórtice, con el viento por la aleta de Br.
5. Viento por la amura de Br. Máquina para gobernar la ola.

6. Viento 3/4 de la popa por Br. Máquina atrás.

— Buque en el sector peligroso posterior

7. Proa a la mar, viento por la amura de Br.



Ciclones (Hemisferio sur)

DISPOSICIONES DE SEVIMAR (SOLAS) PARA CICLONES

Capítulo V

Regla 2 Mensajes de peligro

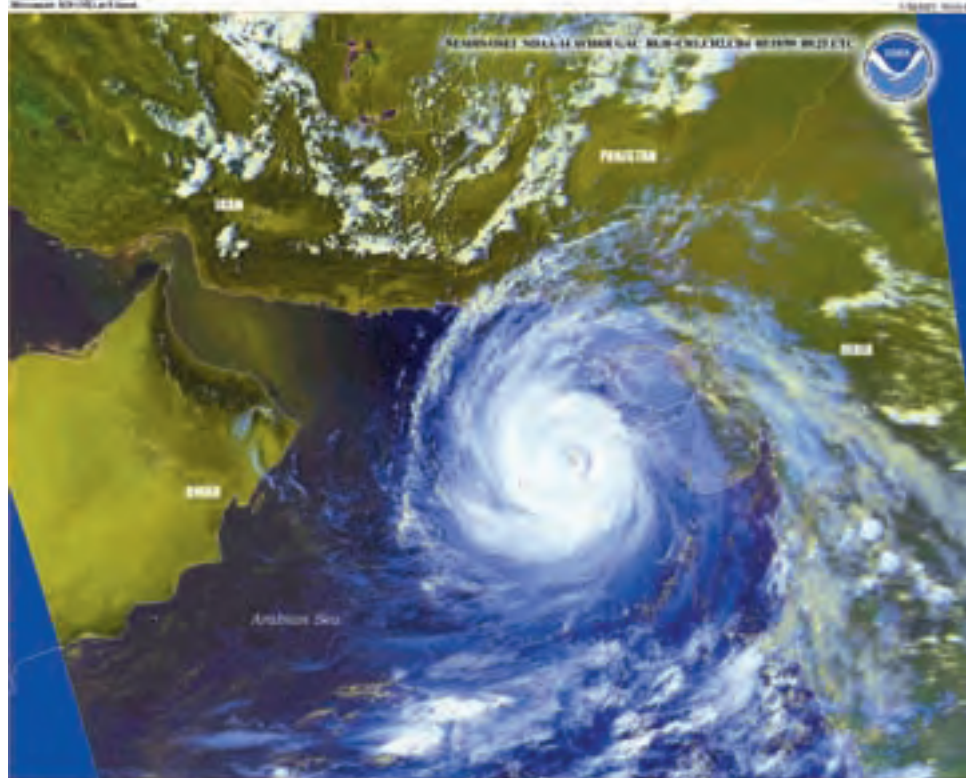
- a) El Capitán de todo buque que se encuentre con hielos o derrelictos peligrosos o con cualquier otra causa que suponga un peligro inmediato para la navegación, o con una *tempestad tropical*, o que haya de hacer frente a temperaturas de aire inferiores a la congelación juntamente con vientos duros que ocasionen una seria acumulación de hielo en las superestructuras, o con vientos igual o superior a 10 (escala de Beaufort) respecto a los cuales no se haya recibido aviso de temporal, está obligado a transmitir la información que proceda, por todos los medios que disponga, a los buques que se hallen cercanos, así como a las Autoridades competentes utilizando el primer punto de costa con el que pueda comunicar.

Regla 3 Información que debe figurar en los mensajes de peligro

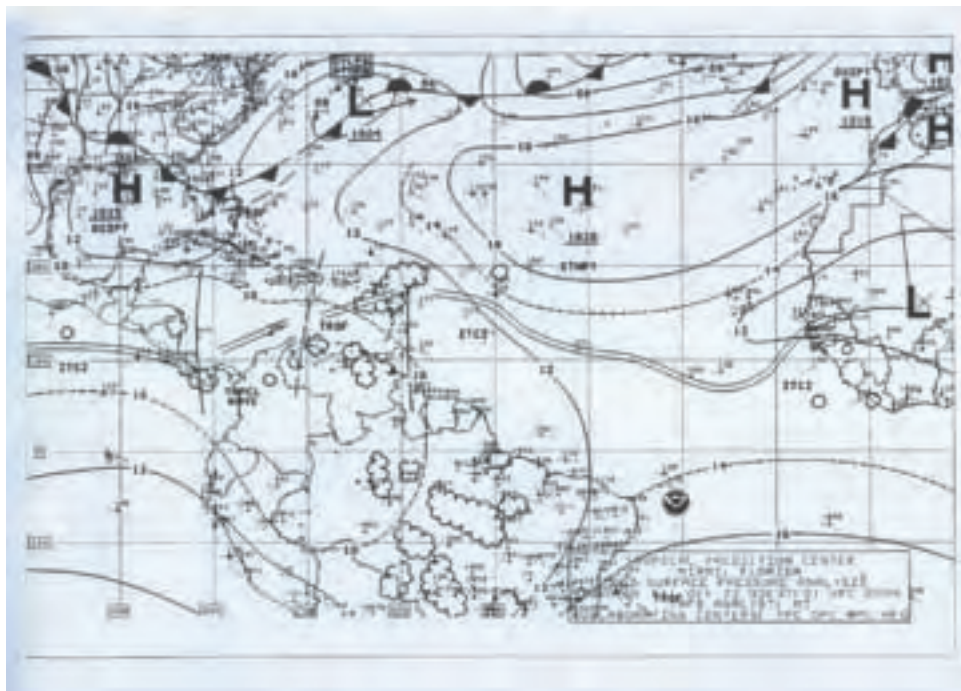
- a) ...
- b) Temporales tropicales
1. Notificación de que el buque se ha encontrado con un temporal tropical.
 2. En el mensaje figurarán cuantos datos quepa incluir de entre los siguientes:
 - Presión atmosférica, preferiblemente corregida (en mb. mm. o pulgadas).
 - Tendencia barométrica.
 - Dirección verdadera del viento.
 - Fuerza del viento (escala Beaufort).
 - Estado de la mar.
 - Mar tendida (pequeña, regular o grande) dirección verdadera que lleva desde su procedencia, longitud y período.
 - Rumbo verdadero y velocidad del buque.
 3. Es conveniente, aunque no obligatorio, que cuando un capitán haya informado acerca de una tempestad tropical, se efectúen y se transmitan nuevas observaciones, hora a hora si es posible o a intervalos de no más de 3 horas, mientras el buque siga expuesto a los efectos de la tempestad.

Ejemplo: TTT Tempestad parece aproximarse un Huracán 1300 GMT, 14 setiembre 2200N 7236W. barómetro corregido 29,64 pulgadas, tendencia a bajar 0,015 pulgadas. Viento NE fuerza 8, chubascos frecuentes. Rumbo 035 9

Reprints of volume 40 to:
 J. L. A. 47-48
 Reprints: 100 each, plus postage
 Minimum: \$10.00, plus tax.



20.16. CARTAS Y PARTES DE CICLONES



WTNT01 KNGU 170900

SUBJ: TROPICAL CYCLONE WARNING

1. TROPICAL STORM JEANNE (11L) WARNING NR 015

02 ACTIVE TROPICAL CYCLONES IN ATLANTIC

MAX SUSTAINED WINDS BASED ON ONE-MINUTE AVERAGE

--

WARNING POSITION:

170600Z4 -- NEAR 19.4N4 69.8W3

MOVEMENT PAST SIX HOURS - 300 DEGREES AT 05 KTS

POSITION ACCURATE TO WITHIN 060 NM

POSITION BASED ON CENTER LOCATED BY SATELLITE

PRESENT WIND DISTRIBUTION:

MAX SUSTAINED WINDS - 055 KT, GUSTS 065 KT

RADIUS OF 050 KT WINDS - 030 NM NORTHEAST QUADRANT

030 NM SOUTHEAST QUADRANT

015 NM SOUTHWEST QUADRANT

030 NM NORTHWEST QUADRANT

RADIUS OF 034 KT WINDS - 060 NM NORTHEAST QUADRANT

060 NM SOUTHEAST QUADRANT

030 NM SOUTHWEST QUADRANT

060 NM NORTHWEST QUADRANT

REPEAT POSIT: 19.4N4 69.8W3

--

FORECASTS:

12 HRS, VALID AT:

171800Z7 -- 20.0N2 70.9W6

MAX SUSTAINED WINDS - 055 KT, GUSTS 065 KT

RADIUS OF 050 KT WINDS - 060 NM NORTHEAST QUADRANT

060 NM SOUTHEAST QUADRANT

030 NM SOUTHWEST QUADRANT

060 NM NORTHWEST QUADRANT

RADIUS OF 034 KT WINDS - 090 NM

VECTOR TO 24 HR POSIT: 310 DEG/ 10 KTS

--

24 HRS, VALID AT:

180600Z5 -- 21.3N6 72.5W4

MAX SUSTAINED WINDS - 065 KT, GUSTS 080 KT

RADIUS OF 064 KT WINDS - 020 NM

RADIUS OF 050 KT WINDS - 060 NM NORTHEAST QUADRANT

060 NM SOUTHEAST QUADRANT

030 NM SOUTHWEST QUADRANT

060 NM NORTHWEST QUADRANT

RADIUS OF 034 KT WINDS - 090 NM

VECTOR TO 36 HR POSIT: 320 DEG/ 11 KTS

--

36 HRS, VALID AT:

181800Z8 -- 23.0N5 74.0W1

MAX SUSTAINED WINDS - 070 KT, GUSTS 085 KT

RADIUS OF 064 KT WINDS - 020 NM

RADIUS OF 050 KT WINDS - 030 NM

RADIUS OF 034 KT WINDS - 075 NM NORTHEAST QUADRANT
075 NM SOUTHEAST QUADRANT
060 NM SOUTHWEST QUADRANT
075 NM NORTHWEST QUADRANT

VECTOR TO 48 HR POSIT: 335 DEG/ 11 KTS

--

EXTENDED OUTLOOK:

48 HRS, VALID AT:

190600Z6 --- 25.0N7 75.0W2

MAX SUSTAINED WINDS - 075 KT, GUSTS 090 KT

RADIUS OF 050 KT WINDS - 030 NM

RADIUS OF 034 KT WINDS - 075 NM NORTHEAST QUADRANT
075 NM SOUTHEAST QUADRANT
060 NM SOUTHWEST QUADRANT
075 NM NORTHWEST QUADRANT

VECTOR TO 72 HR POSIT: 335 DEG/ 05 KTS

--

72 HRS, VALID AT:

200600Z8 --- 27.0N9 76.0W3

MAX SUSTAINED WINDS - 080 KT, GUSTS 095 KT

RADIUS OF 050 KT WINDS - 050 NM

RADIUS OF 034 KT WINDS - 090 NM NORTHEAST QUADRANT
090 NM SOUTHEAST QUADRANT
075 NM SOUTHWEST QUADRANT
090 NM NORTHWEST QUADRANT

VECTOR TO 96 HR POSIT: 330 DEG/ 04 KTS

--

LONG RANGE OUTLOOK:

NOTE...ERRORS FOR TRACK HAVE AVERAGED NEAR 250 NM
ON DAY 4 AND 350 NM ON DAY 5... AND FOR INTENSITY
NEAR 20 KT EACH DAY.

--

96 HRS, VALID AT:

210600Z9 --- 28.5N5 77.0W4

MAX SUSTAINED WINDS - 085 KT, GUSTS 105 KT

VECTOR TO 120 HR POSIT: 290 DEG/ 07 KTS

--

120 HRS, VALID AT:

220600Z0 --- 29.5N6 80.0W8

MAX SUSTAINED WINDS - 085 KT, GUSTS 105 KT

--

REMARKS:

170900Z7 POSITION NEAR 19.6N6 70.1W8 OR APPROX 285NM E OF GUAN
TANAMO BAY, CU. 12FT SEAS 90NM IN ALL QUADRANTS.

NEXT WARNINGS AT 171500Z4, 172100Z1, 180300Z2 AND 180900Z8.

REFER TO TROPICAL STORM KARL (12L) WARNINGS (WTNT03 KNGU)

FOR SIX-HOURLY UPDATES.//

BT

#0001

NNNN

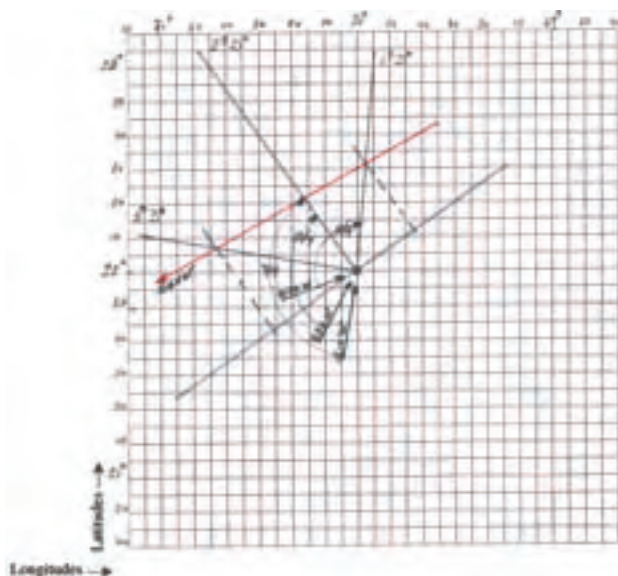
20.17. EJERCICIOS

1.—El buque *Florida Silverbow*, navegando por el Atlántico Norte en situación $l = 22^{\circ}-00,0N$; $L = 70^{\circ}-00,0W$, observa anomalías en el barómetro y un aumento repentino en la intensidad del viento. No disponiendo de ninguna información meteorológica, y ante la probable presencia de un huracán en las proximidades, decide ponerse a la «capa preventiva» observando:

A HRB = 06:00	$p = 1.002 \text{ mb}$	$Vt^{\circ} = S70W$	$f = 7$
HRB = 08:00	$p = 995 \text{ mb}$	$Vt^{\circ} = S30W$	$f = 8$
HRB = 11:00	$p = 990 \text{ mb}$	$Vt^{\circ} = S10W$	$f = 9$

Se pide:

1. Trayectoria del huracán.
2. Cuadrante en que se encuentra el buque, razonando la respuesta.
3. Maniobra de evasión más adecuada.



Respuestas:

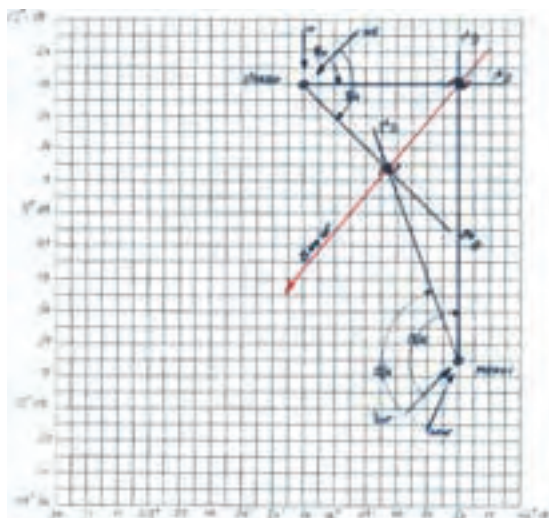
1. Trayectoria del huracán = S60W.
2. Viento rolando a la izquierda ____ semicírculo izquierdo ____ semicírculo manejable presión disminuyendo ____ cuadrante anterior = CUADRANTE MANEJABLE ANTERIOR.
3. Maniobra: Viento por la aleta de estribor, corriendo el temporal con toda la máquina posible.

2.—El día 20 de julio, navegando por el Atlántico Norte, el buque *Itxaso*, que se encuentra en situación $l = 11^{\circ}-40,0N$; $L = 46^{\circ}-10,0W$, ante la proximidad de un huracán, decide ponerse a la capa preventiva e intercambiar sus observaciones meteorológicas con otro buque llamado *Mendi*, con el cual se mantiene en comunicación y que se encuentra también a la capa en situación $l = 10^{\circ}-15,0N$; $L = 45^{\circ}1-20,0W$.

<i>Itxaso</i> : A HRB = 12:00	$Vt^{\circ} = N$	$f = 10$	$p = 990$ mb
HRB = 15:00	$Vt^{\circ} = NE$	$f = 11$	$p = 988$ mb
<i>Mendi</i> : A HRB = 12:00	$Vt^{\circ} = S45W$	$f = 8$	$p = 1.006$ mb
HRB = 15:00	$Vt^{\circ} = S25W$	$f = 9$	$p = 1.004$ mb

Se pide:

1. Trayectoria y velocidad del huracán.
2. Cuadrante en que se encuentra cada buque a la vista del gráfico. ¿Sólo conociendo cómo rolan los vientos podemos saber en qué sector nos encontramos? Razonar.
3. Maniobra más conveniente para cada buque.



Respuestas:

1. Trayectoria S40W; $v = 34/3 = 11,3$ nudos.
2. *Itxaso*: Cuadrante derecho posterior. Vientos rolando a la derecha ____ semicírculo derecho.
Mendi: Cuadrante izquierdo anterior. Vientos rolando a la izquierda ____ semicírculo izquierdo.
3. Maniobra: *Itxaso*: Proa a la mar, viento por la amura de estribor.
Mendi: Correr el temporal, viento por la aleta de estribor.

3.—El día 20 de agosto de 2005 el buque *María de los Dolores*, que navega por el Pacífico Sur al este de la isla Salomón y en situación $l = 12^{\circ}-00,0S$; $L = 175^{\circ}-00,0E$, ante la proximidad de un ciclón tropical decide ponerse a la capa preventiva para observar la evolución del viento y la presión y así determinar la trayectoria del vórtice, tomando los siguientes datos:

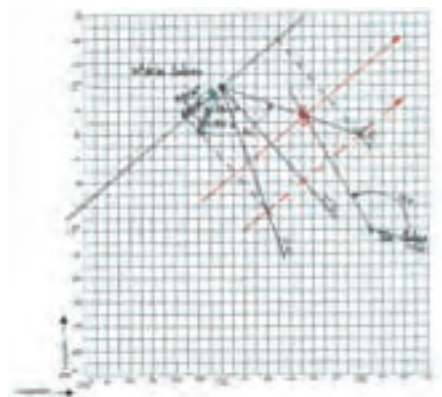
A HRB = 10:00	p = 983 mb	Vt° = S70W	f = 11 (Beaufort)
HRB = 12:00	p = 982 mb	Vt° = S50W	f = 12
HRB = 15:00	p = 987 mb	Vt° = S20W	f = 11

En este momento, es decir, a las 15:00 horas, puestos en contacto con el buque *Río Cubas* que se encuentra en $l = 13^{\circ}-00,0S$; $L = 176^{\circ}-05,0E$, nos pasa la siguiente información:

A HRB = 15:00	p = 1.004 mb	Vt° = S75E	f = 8 (Beaufort)
---------------	--------------	------------	------------------

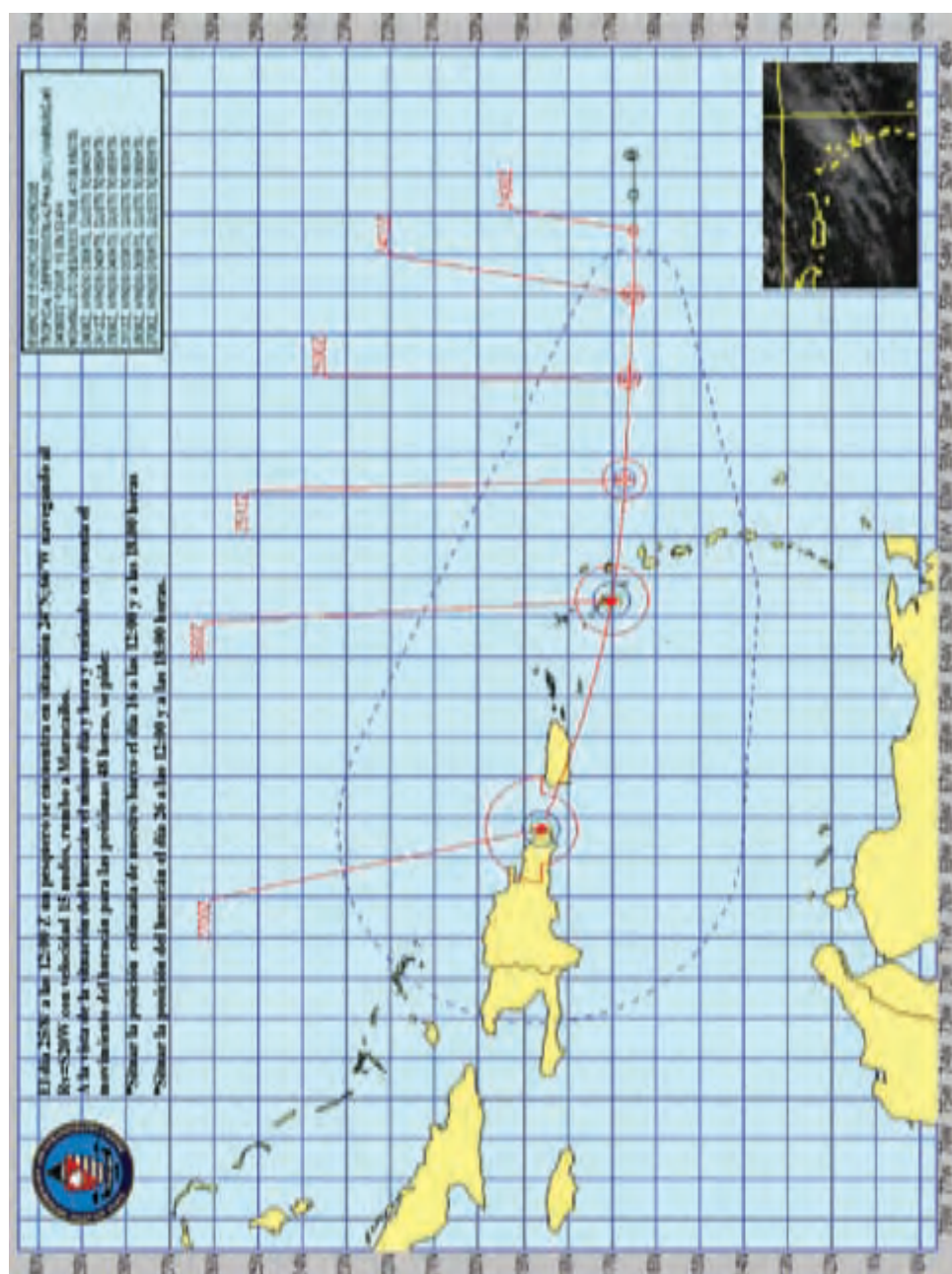
Se pide:

1. Situación del vórtice del ciclón a las 15:00 horas.
2. Trayectoria y velocidad de traslación del ciclón.
3. Cuadrantes en que se encuentran ambos buques.
4. Maniobra recomendada para cada buque.



Respuestas:

1. Situación $l = 12^{\circ}-12,0S$; $L = 175^{\circ}-36,0E$.
2. Trayectoria del ciclón N50E; $v = 30/5 = 6$ nudos.
3. *María de los Dolores*: Semicírculo izquierdo ____ peligroso ____ cuadrante posterior.
Río Cubas: Semicírculo derecho ____ manejable ____ cuadrante posterior.
4. *María de los Dolores*: Proa a la mar, viento por la amura de Br., con la Maq. que se pueda.
Río Cubas: Popa a la mar, viento por la aleta de babor.



*Boiretas en San Bicien y Labuerda:
no apedregaraz cuando lleguéz t' Araguás: ¡zi! ¡zas!*

Fórmula para conjurar el mal tiempo usada por el
«mosen» del pueblo de San Vicente de Labuerda (Aragón)



21. MAPAS METEOROLÓGICOS

Dentro de los productos meteorológicos que se pueden recibir vía facsímil o Internet y que podemos considerar interesantes para el marino tenemos los siguientes:

- Mapas de superficie.
- Mapas de olas.
- Mapas de altura.
- Mapas de topografías relativas.
- Mapas del tiempo significativos.
- Mapas de temperaturas del agua del mar.
- Mapas de hielos.

Dentro de los mapas descritos anteriormente, podemos encontrar, los análisis (*analysis*) y las predicciones (*forecast*), los primeros son representación de variables meteorológicas observadas en un momento determinado por diferentes observadores en tierra, globos sonda, aviones, satélites, etc., son mapas que describen la presión, la temperatura, la humedad, etc., para un momento determinado, generalmente las 00:00Z y 12:00Z, etc. En cambio, las previsiones son mapas realizados por modelos numéricos ejecutados por ordenadores, aunque finalmente es el predictor de turno el que, vamos a decir, los retoca, por ejemplo, situando en un mapa de superficie los distintos frentes.

21.1. MAPAS DE SUPERFICIE

Son mapas que se realizan por regla general cada 12 horas. Muestran, por medio de isobaras, los valores de la presión atmosférica reducidos al nivel del mar. Las isobaras vienen representadas por líneas continuas, y generalmente sus valores son múltiplos de 4. En algunos mapas de superficie, como los del Centro Meteorológico Nacional de los EEUU, se muestra con flechas la dirección y la fuerza del viento, la parte del cielo cubierta por nubes, tipo de nubes, precipitaciones, nieblas, etc.

Los anticiclones se representan con la letra «A» o «H» dependiendo de que estén realizados en el idioma castellano o inglés respectivamente, abreviatura de las palabras «alta» o «high» y las borrascas con las letras «B» y «L» respectivamente, abre-

viatura de las palabras «baja» o «low». Se usan también las letras minúsculas «b», por ejemplo, para indicar la posición de una baja relativa. La letra mayúscula que indica si es una baja o alta suele ir acompañada de otra letra mayúscula, más pequeña, que sirve para identificarlas respecto a otras que puedan aparecer en la carta en sucesivos mapas.

Estos mapas muestran, con líneas más gruesas y sus correspondientes símbolos (triángulos y semicírculos), los frentes fríos, cálidos y ocluidos. Las cartas americanas muestran con líneas a trazos, acompañadas por la contracción *TROF* a las vaguadas. Las cartas inglesas lo hacen con una línea continua y la palabra *TROUGH*.

En las cartas americanas podemos encontrar con diversas *contracciones* o palabras como, *STNRY* (estacionario), *DSIPT* (disipándose), *GALE* (temporal), *MOV* (moviéndose), *PSN* (posición), *ATLC* (Océano Atlántico), *TSTMS* (tormentas), *TS* (tormenta tropical), *TRPCL WV* (onda tropical), *PRES* (presión), *FT* (pies), *HR* (Hora), *HURCN* (huracán), *DEG* (grados), *TROUGH-TROF* (vaguada), etc.

Ejemplo de información general ofrecida en los mapas de superficie

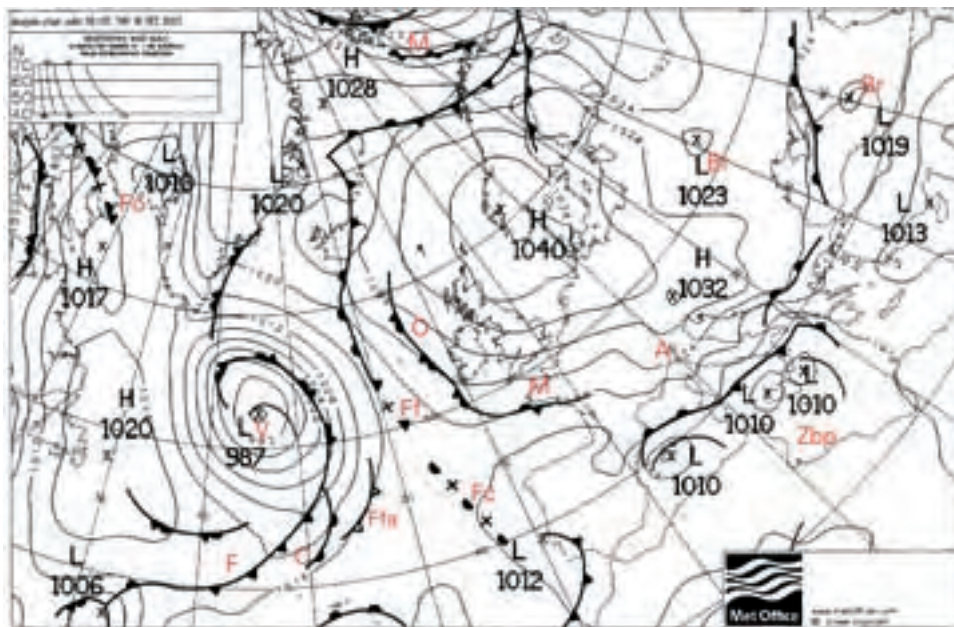
Información dada en el recuadro superior izquierdo.

Analysis chart valid 00 UTC 16 OCT 2003

Análisis válido para las 00 horas del jueves 16 de octubre de 2003 (Tiempo Universal)

Información dada en el recuadro inferior izquierdo.

Met Office: Servicio Meteorológico Inglés, emisor del mapa



F: Frente frío.

Ff: Frente frío debilitándose.

Fc: Frente cálido debilitándose.

Fo: Frente ocluido debilitándose.

Ffa: Frente frío en altura.

C: Frente cálido.

M: Frente estacionario.

Zbp: Área de bajas presiones.

As: Anticiclón secundario.

Br: Baja relativa.

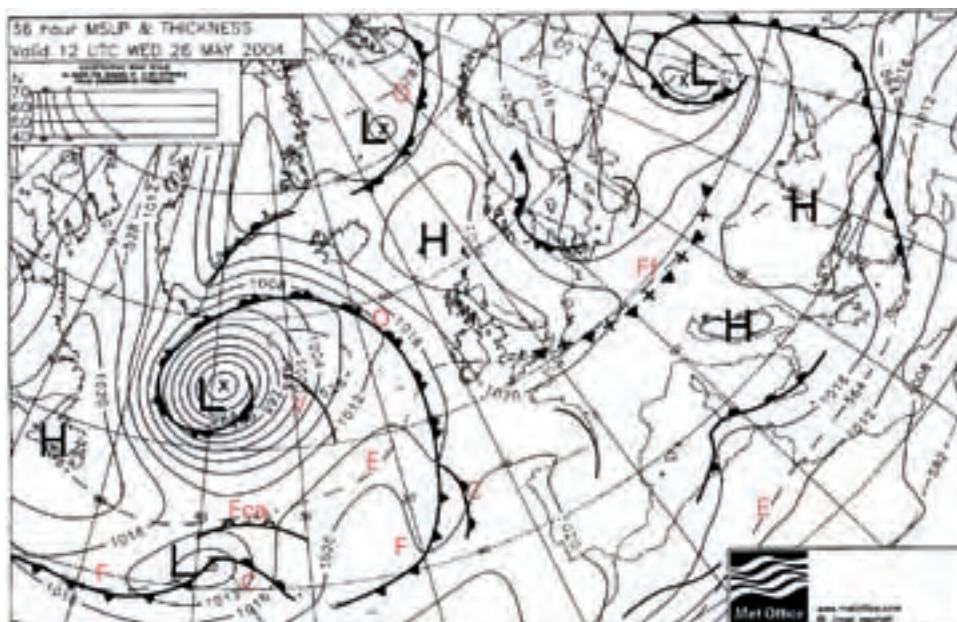
Información dada en el recuadro superior izquierdo:

36 hour MSLP (Mean Sea Level Pressure) & Thickness

Valid 12 UTC wed 26 May 2004

*Predicción para 36 horas de la presión al nivel del mar y espesores
500/1000 Hpa.*

*Válido para las 12:00 horas (Tiempo Universal) del miércoles 26 de mayo
de 2004*



L: (Low)-Baja presión.

H: (High)-Alta presión.

x: Símbolo que muestra el centro de las perturbaciones.

Líneas continuas: isobaras.

Líneas a trazos: líneas de espesores 500/1000 hPa.

F: Frente frío.

C: Frente cálido.

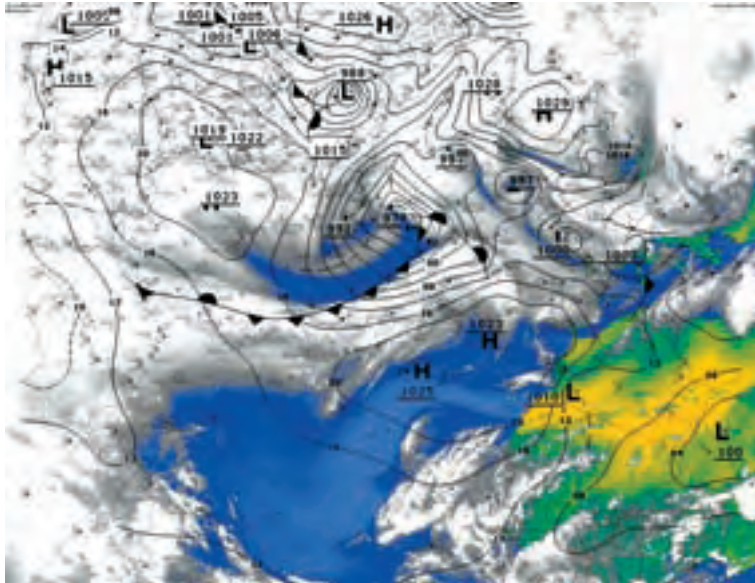
O: Frente ocluido.

Fca: Frente cálido en altura.

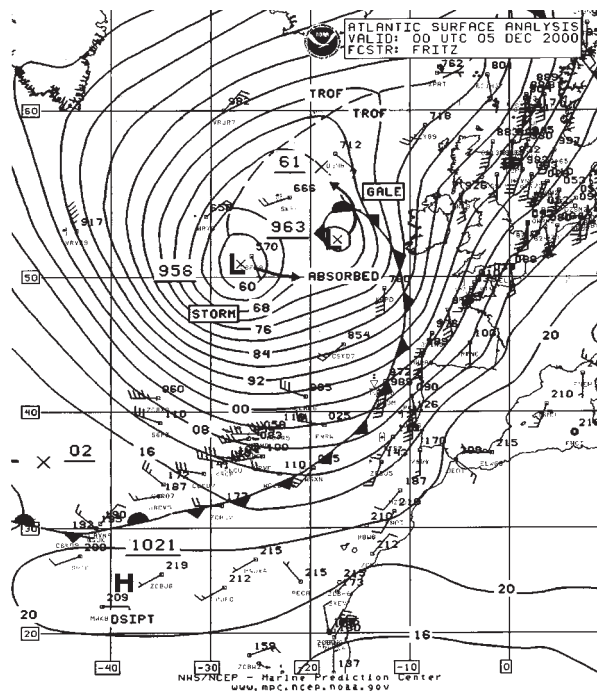
V: Vaguada.

Ff: Frontólisis de frente frío (*frente frío debilitándose*).

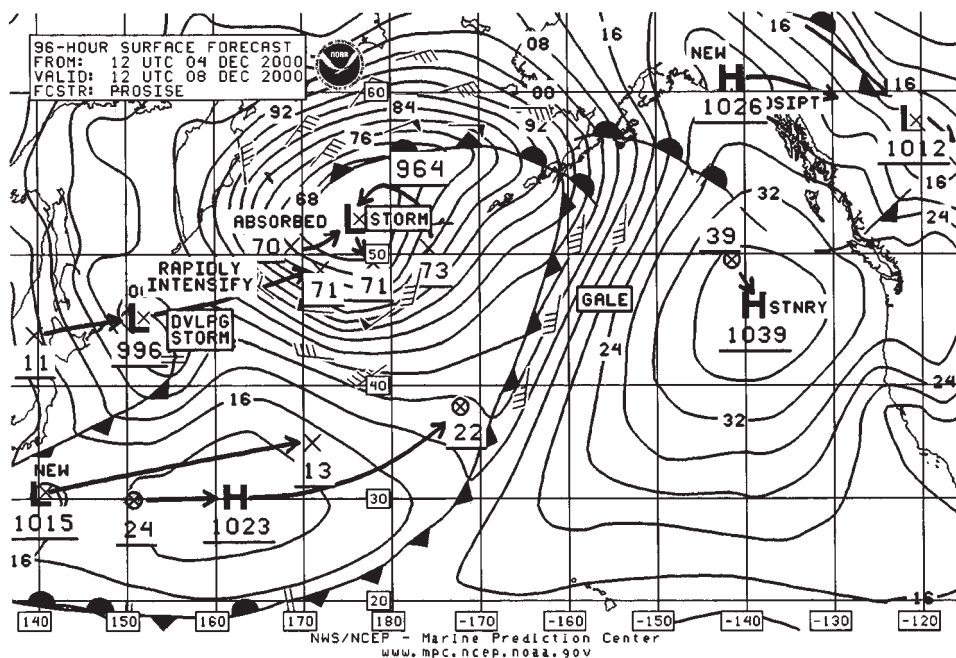
E: Isohipsas (*Líneas de espesores en decímetros*). (ej. 564 indica 5.640 metros distancia vertical entre la superficie de 1.000 y la de 500 milibares, que nos informa de la temperatura y humedad de dicha capa.)



Análisis de superficie sobre imagen del Meteosat
(<http://www.geo-earth.com/satellite.htm>)



Análisis de superficie realizado por U.S.Dept.of Commerce/NOAA

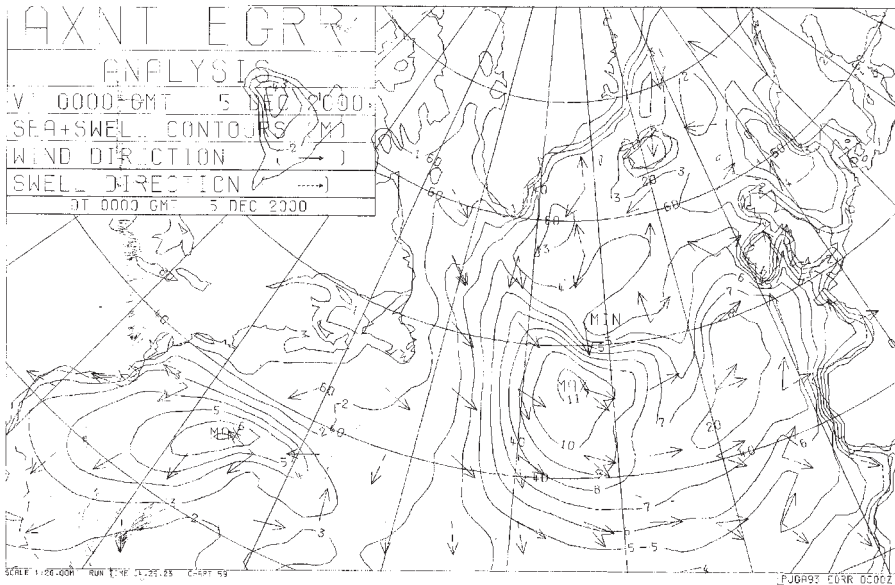


Previsión para 96 horas realizado por U.S.Dept. of Commerce/NOAA
 (<http://weather.noaa.gov/fax/marsh.shtml>)

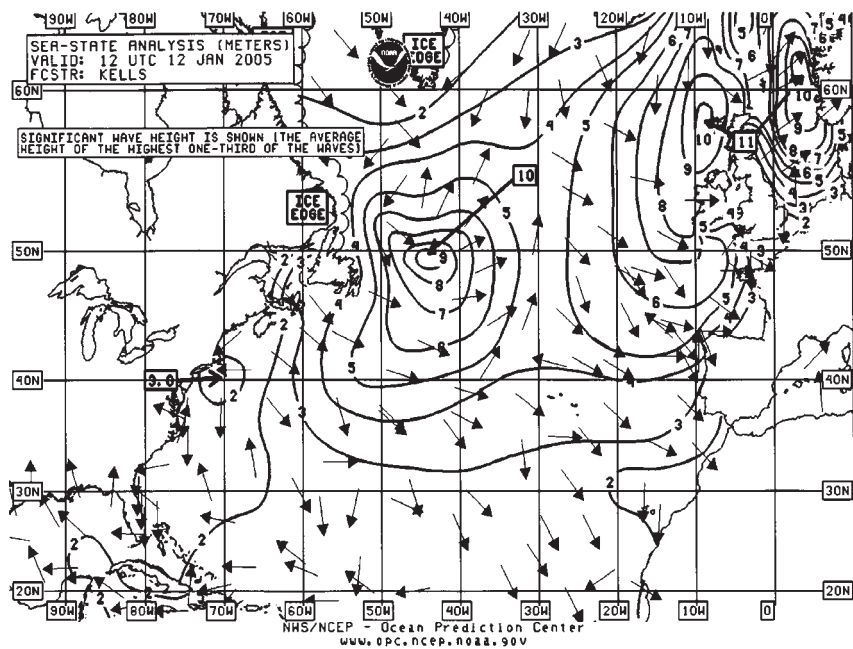
21.2. MAPAS DE OLAS

Estos mapas se realizan dos veces al día generalmente, las curvas muestran la altura de las olas en metros. Met Office muestra la dirección de la ola de viento y la ola de mar de fondo por medio de flechas, a trazos para la primera y continua para la segunda. Suele aparecer la leyenda «max» o «min», para indicar las áreas con altura máxima y mínima Finalmente se indica también el límite de los hielos con una línea gruesa y la palabra «ICE».

Los americanos realizan diferentes mapas de olas como veremos a continuación, unas veces del estado de la mar en metros, combinación de la mar de viento y la mar de fondo y otras veces del periodo de la ola. En estas últimas dan datos sobre tamaño y límite de los hielos.



Análisis del estado de la mar de Met Office
(<http://weather.noaa.gov/fax/otherfax.shtml>)



Análisis del estado de la mar del National Weather Services
(<http://weather.noaa.gov/fax/marsh.shtml>)

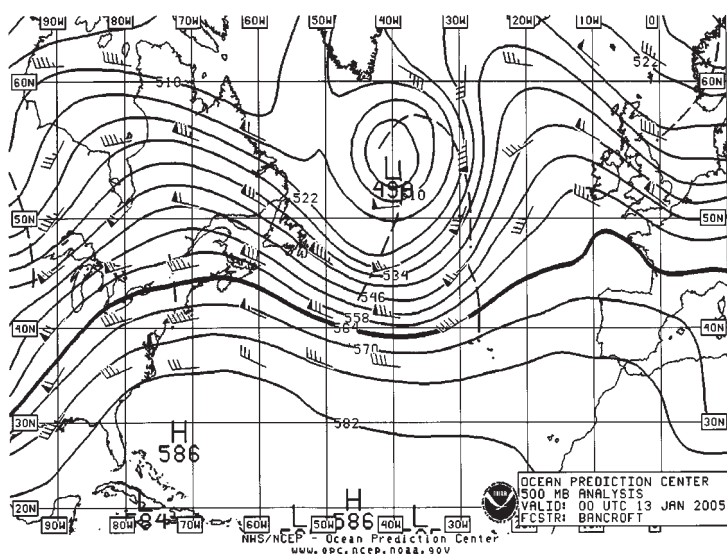
21.3. MAPAS DE ALTURA

Los niveles de presión más utilizados son los de 1.000 hPa, 850 hPa (1.457 m), 700 hPa (3.012 m), 500 hPa (5.640 m), 300 hPa (9.164 m), 250 hPa (10.300 m) y 200 hPa (11.784 m). En este libro vamos a estudiar principalmente el de 500 hPa, aunque de cada uno de ellos se puede obtener información específica.

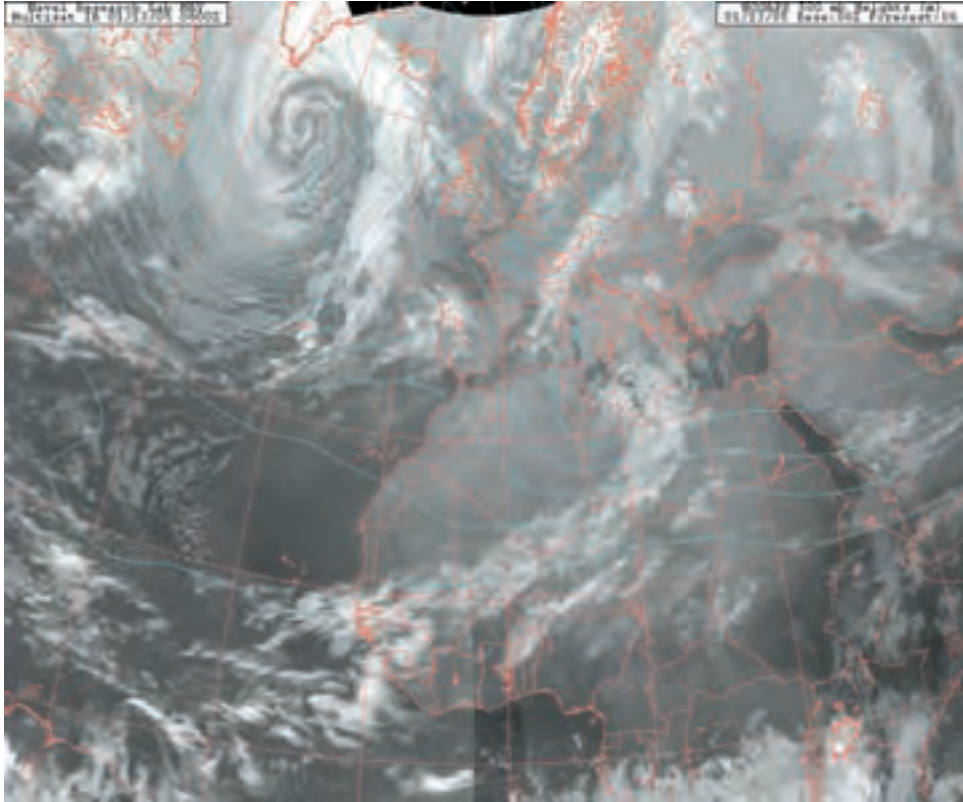
Los 500 hPa como vemos se encuentran a una altura aproximada de los 5.640 m y el peso de la columna de aire que se encuentra por encima es casi la misma que la de abajo, por lo que ofrece un valor medio de presión, temperatura, humedad, etc. Podríamos hacer una comparación entre la atmósfera y una naranja. Un corte por el medio de la naranja nos indica su estado, aunque siempre nos podemos encontrar un gusanito cerca de la corteza. Con los datos suministrados por el mapa 500 hPa y con el de superficie podemos tener un conocimiento del tiempo atmosférico los marinos mas que aceptable.

En un mapa de 500 hPa las líneas que vemos son todas isobaras (isohipsas) de 500 hPa y su numeración correspondiente que generalmente van de 60 en 60 metros, indican la distancia vertical desde la superficie terrestre, en decámetros si viene en cifra de tres números. La isohipsa de 5.640 metros, que es la altura normal de los 500 hPa, viene con un grosor mayor.

Los mapas del Nacional Weather Services indican también la dirección y la fuerza del viento.

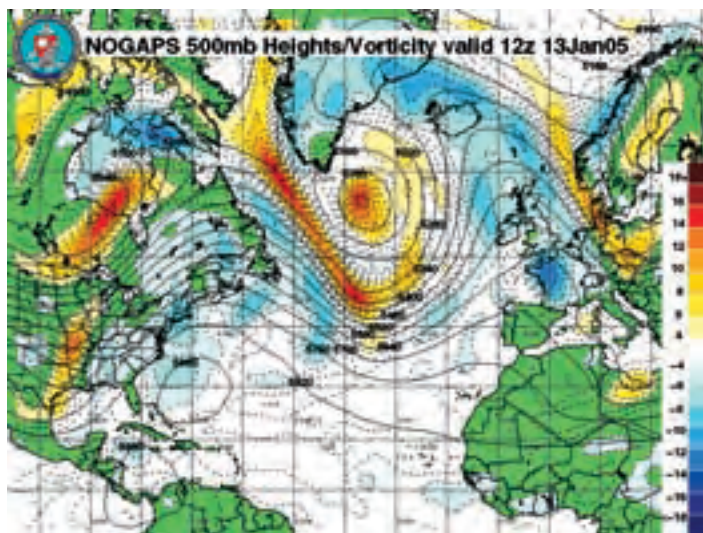


Análisis de 500 hPa del National Weather Services
(<http://weather.noaa.gov/fax/marsh.shtml>)



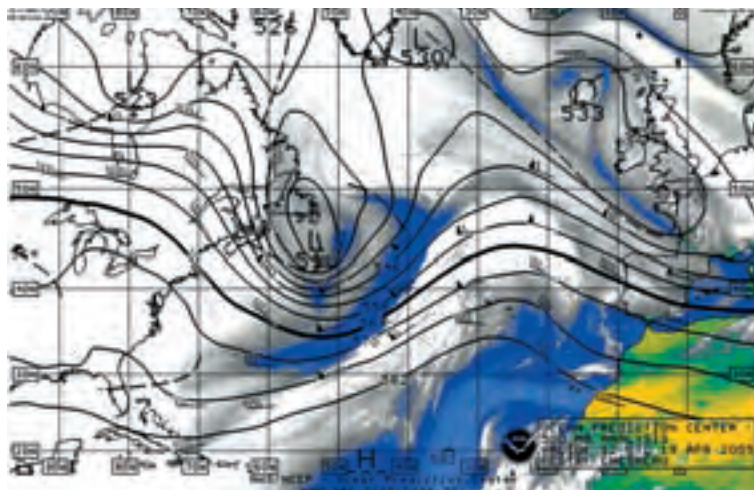
**Imagen del Meteosat con los 500 hPa sobreexpuestos realizado por Wetterzentrale
(Alemania)**

(http://babelfish.altavista.com/babelfish/urltrurl?lp=de_en&url=http%3A%2F%2Fwww.wetterzentrale.de%2Ftopkarten%2F..%2F)



Mapa de 500 hPa realizado por Naval Meteorology and Oceanography Center
 (<https://www.nlmoc.navy.mil/home1.html>)

Este mapa indica de forma clara y fácil de ver la temperatura de las masas de aire. Se observa por ejemplo un embolsamiento de aire frío al noroeste de Francia y al sur de Groenlandia una masa de aire cálido que corresponde a la baja que se encuentra en superficie. Dirección: <https://www.nlmoc.navy.mil/home1.html>.



Este otro mapa que de 500 hPa tiene superpuesto la imagen del satélite Meteosat lo que le hace muy útil se puede buscar en la siguiente dirección: <http://www.geo-earth.com/satellite.htm>.

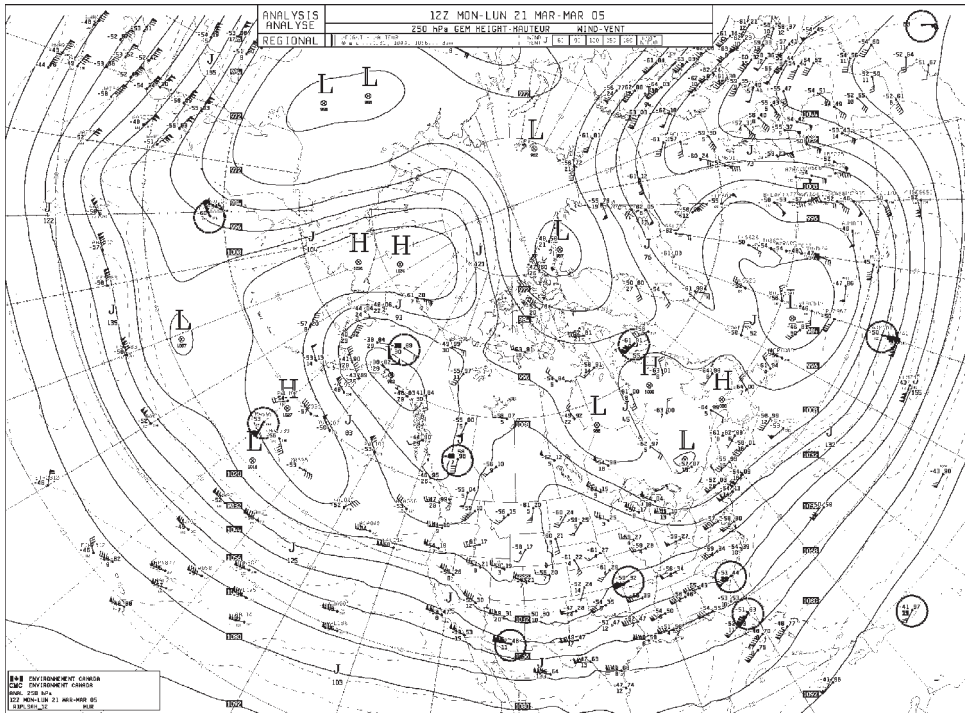


Mapa de 850 hPa
(http://weatheroffice.ec.gc.ca/analysis/index_e.html)

Las isohipsas del nivel de los 850 hPa se distribuyen de forma muy parecida a las isobaras del mapa de superficie, ya que aunque están separados por una altitud variable que ronda los 1.500 metros, la distinta densidad de este aire intermedio no afecta demasiado y la posición de las altas y bajas guarda bastante semejanza.

El mapa de 850 hPa ofrece una medida mas real de la temperatura que tenemos encima y su variación diaria entre el día y la noche es muy pequeña. El descenso regular de $0,65^{\circ}\text{C} \times 100 \text{ m}$ no se cumple, en las primeras horas del día, al amanecer la temperatura suele aumenta con la altura en las capas bajas debido a la perdida de calor de la corteza terrestre durante la noche y el enfriamiento de la capa en contacto con el, mientras un poco mas arriba el aire mantiene su temperatura, produciéndose una inversión térmica.

La cota de nieve se calcula a partir de la temperatura de los 850 hPa, teniendo en cuenta además otras variables como la humedad relativa, la altitud de la base de la nube, etc.

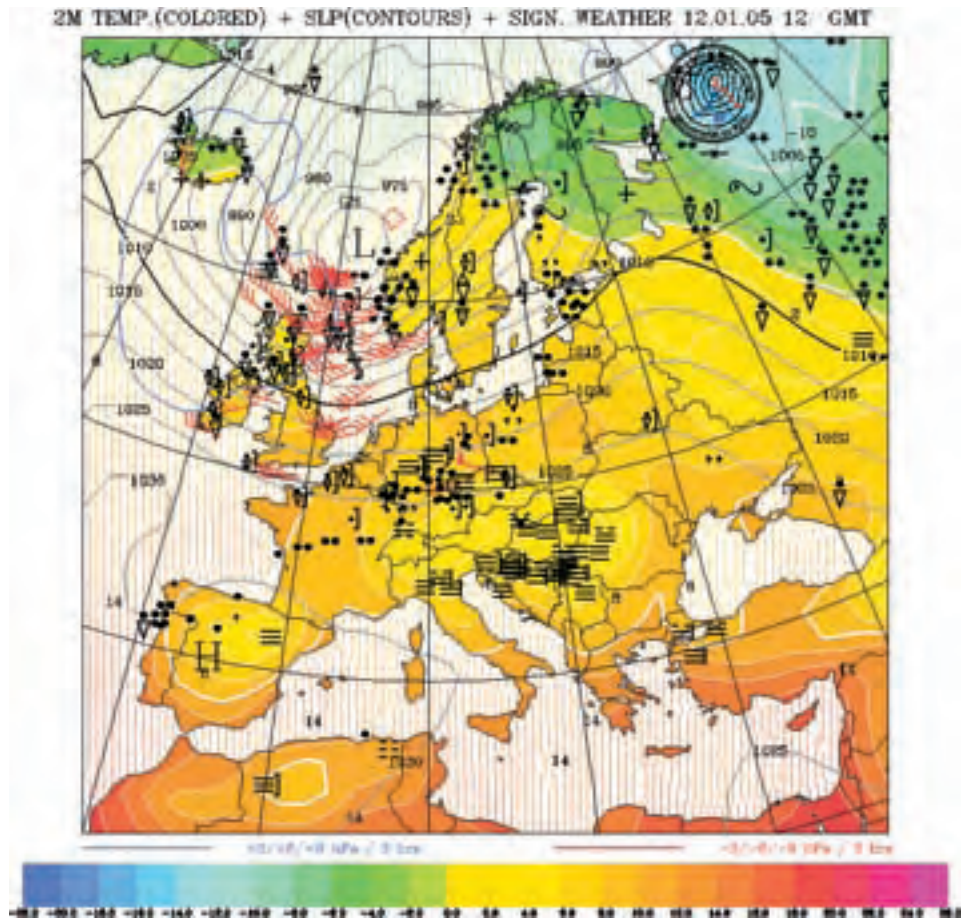


Mapa de 250 hPa
http://weatheroffice.ec.gc.ca/analysis/index_e.html

En este nivel es donde se encuentra aproximadamente la tropopausa y donde se manifiestan las máximas velocidades de la «corriente de chorro» aunque se pueda empezar a notar en los 500 hPa. Los mapas entre 200 y 300 hPa tienen una aplicación directa en la aviación.

21.4. MAPAS DEL TIEMPO SIGNIFICATIVOS

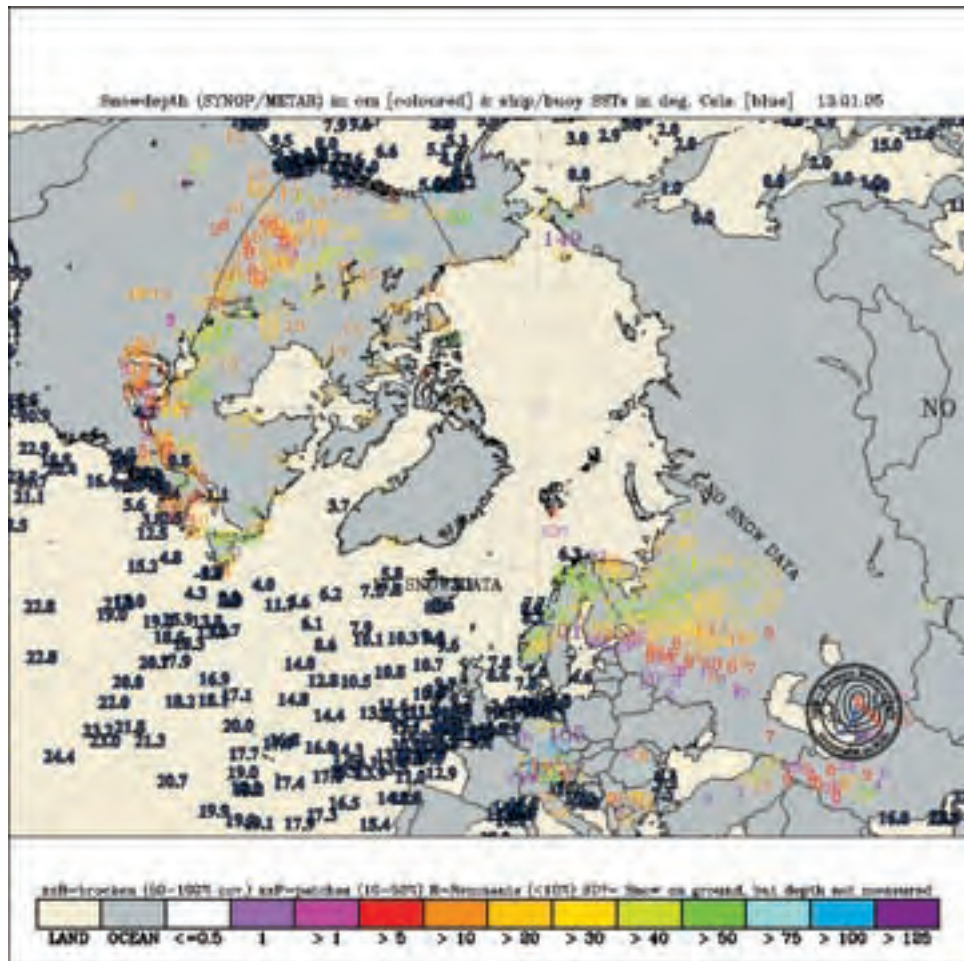
Son mapas que indican por medio de símbolos las condiciones meteorológicas reinantes como, niebla, nubosidad, lluvia, chubascos, granizo, nieve, etc., para cada zona.



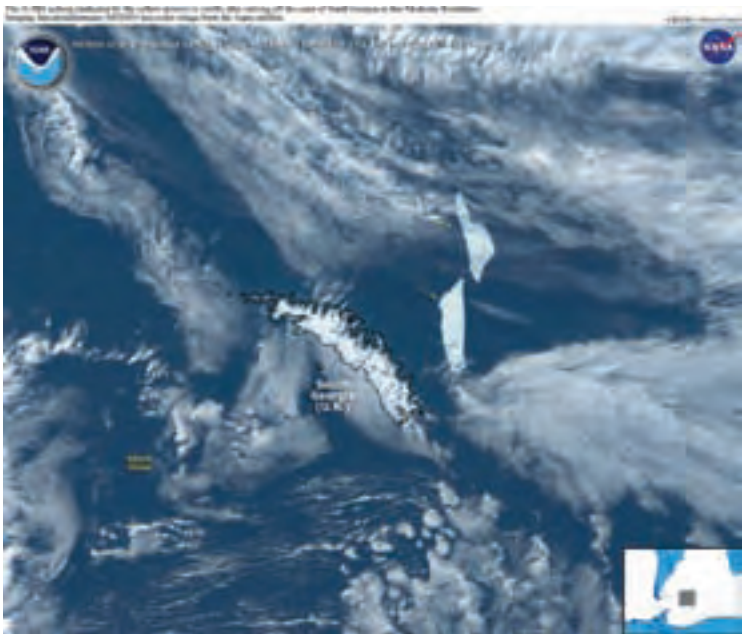
Mapa significativo del Institute for Geophysics and Meteorology
University of Cologne

WEATHER SYMBOLS USED ON METFAX PRODUCTS					
EXAMPLE: 14 1002		CLOUD: : Clear Sky : 1/8 Sky Covered : 2/8 Sky Covered : 3/8 Sky Covered : 4/8 Sky Covered : 5/8 Sky Covered : 6/8 Sky Covered : 7/8 Sky Covered : 8/8 Sky Covered : Sky Obscured (eg. by Fog) : Data Missing		WIND: : Calm (Circle around Cloud) : 2 Knots, N.W. : 5 Knots, West : 10 Knots, West : 15 Knots, S.W. : 20 Knots, S.W. : 25 Knots, S.W. : 50 Knots, South	
PAST WEATHER: : Sand Storm, Dust Storm : Fog, Ice Fog or Thick Haze (Visibility less than 1km) : Drizzle : Rain : Snow or Rain and Snow Mixed : Shower(s) : Thunderstorm with or without Precipitation (Past 3 hours except past 6 hours at 00 06 12 18)					
PRESENT WEATHER: BASIC SYMBOLS: : Drizzle : Rain : Snow : Showers : Small Hail / Hail : Thunderstorm : Smoke : Dust Suspension : Mist : Lightning : Fog : Dust Storm : Freezing (Rain) : Drifting Snow : Blowing Snow : Event in Last Hour (Rain) : Rain in Distance : Thunder No Rain : Squall : Funnel Clouds		RAIN - SNOW - DRIZZLE (NO FREEZING SNOW): Slight Moderate Heavy Intermittent (eg. Drizzle) Continuous (eg. Snow) Freezing (eg. Rain)			
FOG (OR ICE FOG): : Distant Fog : Thinning : No Change : Increase : Rime Sky Visible Sky Invisible (Rime: Fog Leaves Deposits of Ice)		SHOWERS RAIN - SNOW - HAIL: Slight Moderate / Heavy (eg. Rain Shower) Violent Rain Shower			
DUST / SAND STORM: Decrease No Change Increase Slight / Moderate Severe		COMBINATIONS: (DOUBLE SYMBOL = MODERATE / HEAVY) Light Moderate / Heavy Drizzle + Rain Rain + Snow			
BLOWING - DRIFTING SNOW: Light / Moderate Heavy (eg. Drifting Snow)		COMBINATIONS WITH THUNDER: : Moderate / Heavy Rain with Thunder in Last Hour : Moderate / Heavy Snow with Thunder in Last Hour : Heavy Thunder Storm with Rain			
PAST HOUR (BUT NOT AT TIME OF OBSERVATION): Examples: : Thunder : Snow		OTHERS: : Diamond Dust : Snow Crystals : Snow Grains : Ice Pellets			

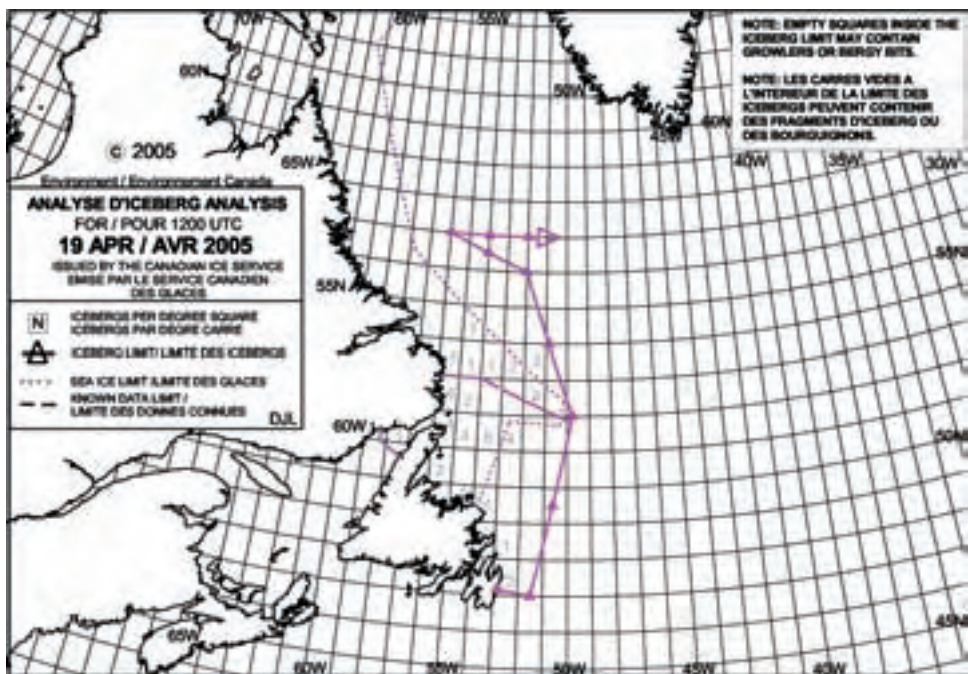
21.5. MAPA DE TEMPERATURAS DEL AGUA DEL MAR



21.6. MAPAS DE HIELOS



Imágenes de icebergs desprendidos en el Atlántico Sur



<http://ice-glaces.ec.gc.ca/App/WsvPageDsp.cfm?ID=197&Lang=eng&recCnt=10000&startRow=1>

<http://ice-glaces.ec.gc.ca/App/WsvPageDsp.cfm?ID=1&Lang=eng>

*Golondrina en bajo vuelo,
anuncia lluvia en el cielo.*



22. NAVEGACIÓN METEOROLÓGICA

22.1. ANTECEDENTES

Aunque en el pasado los capitanes de los barcos propulsados a vela trazaban sus derrotas tratando de verse favorecidos por los vientos reinantes, sus conocimientos sobre la circulación general atmosférica no estaban muy desarrolladas, y no podemos considerar la navegación que realizaban como una navegación meteorológica, en los términos que hoy damos.

Con la llegada del vapor a los barcos el hombre se sintió más fuerte y atrevido ante la mar y considerando que la distancia más corta, entre dos puntos era la ortodrómica, ésa debiera ser su derrota, haciéndose caso omiso de cualquier tipo de situación atmosférica. El resultado no podía ser otro que la pérdida de barcos y vidas humanas o, como mal menor, grandes daños al buque y/o a la carga.

Descartando ejemplos dramáticos como naufragios, averías graves, pérdidas de vidas humanas, etc, y considerando como único daño la pérdida de tiempo ocasionada por las grandes demoras sufridas durante los viajes, a causa de la pérdida de velocidad con mala mar es fácil llegar a la deducción de que, en la práctica, la derrota ortodrómica no siempre es la ruta más corta.

De las diferentes derrotas posibles entre dos puntos o puertos que pueda trazar un capitán, una de ellas podrá ser escogida en función de las condiciones meteorológicas, especialmente de la altura de las olas previstas durante la navegación, que proporcione la mínima pérdida de tiempo posible, así como una navegación tranquila que dé seguridad y comodidad máxima para el buque, la carga y la tripulación. Esta ruta, elegida bajo estos conceptos antes de emprender el viaje, se la conoce como *derrota óptima* y, generalizando, como *navegación meteorológica*. Para la selección de esta derrota deberemos tener un amplio conocimiento, tanto del tiempo presente como de su probable evolución, especialmente durante la travesía.

22.2. NAVEGACIÓN CLIMATOLÓGICA (Climatic navigation)

Puede definirse como la navegación que se realiza teniendo en cuenta las condiciones meteorológicas que caracterizan a una zona en cuestión. La información usada son los *Pilots Charts*, *Routeing Charts*, así como cualquier tipo de estadística.

Este tipo de navegación es recomendada en aquellas áreas donde determinadas condiciones, como pueden ser la dirección y fuerza del viento, estado de la mar, visibilidad, corrientes, etc. predominan durante períodos de tiempo conocidos. La región de los alisios en el Océano Atlántico y la región de los monzones en el Índico pueden ser un ejemplo.

22.3. NAVEGACIÓN SINÓPTICA (Weather navigation)

Es aquella que se realiza, en base a una situación meteorológica puntual, como puede ser la proximidad de un ciclón tropical o de una borrasca extratropical, que determina una modificación del rumbo y/o la velocidad, para tratar de alejarnos lo máximo posible de su zona de influencia.

Algunos autores la denominan «navegación táctica», ya que la modificación que se realiza sobre la derrota inicial tiene como único fin un alejamiento transitorio o una espera para, en cuanto la situación de peligro haya pasado, volver a la derrota primitiva.

Los medios usados son: cartas facsímil, partes meteorológicos, avisos de temporal, avisos de ciclón tropical, etc.

22.4. NAVEGACIÓN METEOROLÓGICA

Es la planificación de una derrota para un viaje determinado, basándose en las condiciones de la mar principalmente y del tiempo previsto a lo largo de toda la navegación. Para ello es necesario tener un completo conocimiento del estado general del tiempo y de su evolución futura, así como hacer un seguimiento constante que puede determinar modificaciones a la derrota inicial, cuando surjan condiciones distintas de las establecidas inicialmente.

Existen diferentes empresas dedicadas a facilitar dichas derrotas óptimas. De cualquier forma, un capitán que disponga a bordo de una estación meteorológica, que incluya un facsímil, y con unos conocimientos sobre meteorología indispensables, puede trazar su propia derrota óptima e ir modificándola a medida que vayan modificándose las condiciones previstas.

Los medios usados con más frecuencia para la planificación de una navegación meteorológica son :

- Análisis del tiempo en superficie.
- Previsiones del tiempo en superficie para 24, 48 y 72 horas (medio plazo).
- Previsiones del tiempo en superficie entre 92 y 240 horas (largo plazo).
- Carta de 500 mb.
- Análisis de olas.
- Previsión de olas para 24, 48 y 72 horas.
- Así como todo tipo de información meteorológica que pueda servirnos de ayuda.

A la hora de preparar una ruta meteorológica deberemos tener en cuenta, básicamente, dos factores principales:

- 1) El barco y la carga.
- 2) El factor ambiental.

1) *Consideraciones sobre el barco y la carga*

Las características del barco y su carga tienen una significativa influencia a la hora de preparar una ruta meteorológica. Las dimensiones del barco, su velocidad, el tipo de carga, son consideraciones importantes a la hora de tomar una decisión, antes de iniciar el viaje o en plena ruta. El conocimiento de sus características y su vulnerabilidad ante cierto tipo de condiciones adversas nos permitirá tratar de evitarlas.

Un petrolero de 250 metros de eslora, totalmente cargado, con una mar gruesa navegará mejor y con mayor seguridad que un containero de 150 metros de eslora con una gran cubertada, o que un carguero transportando un cargamento de bobinas de acero. Un barco con una velocidad de hasta 20 nudos y carga pesada en cubierta, no podrá mantener su velocidad con mares fuertes, tanto de proa como de través, ante la posibilidad de graves daños. Sin embargo un barco similar con una carga estable bajo cubierta, sí podrá mantener dicha velocidad.

Las curvas de velocidad, son una de las herramientas más usadas a la hora de realizar la derrota meteorológica. Estas curvas nos indican el efecto que en la velocidad del barco producen las olas de una altura determinada, cuando éstas nos vienen de proa, del través o de popa.

2) *Factores ambientales*

Son aquellos elementos atmosféricos y oceánicos que pueden producir cambios en la condición del viaje. Básicamente son: el viento, las olas, la niebla, los hielos y las corrientes oceánicas.

— El viento

El efecto de la fuerza (velocidad) del viento en el barco es difícil de determinar. Con vientos suaves (hasta 20 nudos), se puede decir que los barcos pierden velocidad con vientos de proa y aumentan su velocidad ligeramente con vientos de popa. Con vientos fuertes, sin embargo, la velocidad se reduce, tanto si vienen de proa como si vienen de popa.

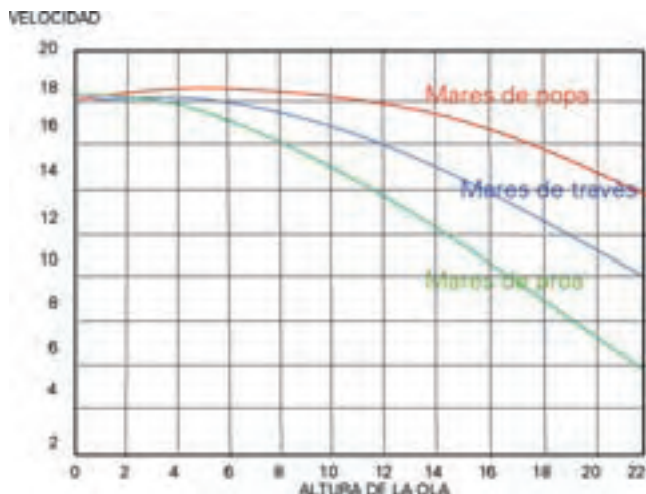
Tratándose del efecto del viento en los barcos, es necesario conocer cuál es la obra muerta. Con vientos fuertes el efecto será mayor sobre un containero o un cochera a plena carga, que en un petrolero de su misma eslora también totalmente cargado.

— Altura de las olas

La altura de la ola es el factor más importante en el resultado final del viaje. Como se ha dicho anteriormente, las olas de proa reducen la velocidad del barco, mientras que las de popa la aumentan ligeramente hasta cierta altura, a partir de la cual su efecto siempre es negativo.

El movimiento de las olas es el responsable de los movimientos verticales de la hélice, dando lugar a un aumento en las correcciones al rumbo a la hora de gobernar.

La relación entre la velocidad del barco, la dirección de la ola y su altura, es similar a la del viento: mares de proa reducen la velocidad, mientras mares de popa la aumentan ligeramente hasta una cierta altura de ola, a partir de la cual siempre producen una reducción de la velocidad. Por otra parte, aunque los efectos producidos por la mar de viento y de fondo son superiores a los que produce el viento, es difícil separarlos a la hora de planificar una derrota.



Curva de velocidad

— La niebla

Aunque directamente no afecta al rendimiento del barco, debe ser evitada si es posible, con objeto de mantener una velocidad normal y unas condiciones de navegación seguras. Áreas extensas de niebla, en verano principalmente, pueden ser evitadas seleccionando una ruta con una latitud más baja que otra basada únicamente en el viento y la mar. Aunque la derrota final puede que sea más larga, el tiempo puede ser menor al no tener que moderar la velocidad en condiciones de visibilidad reducida y, por otro lado manteniendo a la tripulación menos fatigada al no tener que aumentar la vigilancia.

— El efecto «North Wall»

En el otoño e invierno, en el hemisferio norte, las aguas al norte de la corriente del Golfo están muy frías si las comparamos con las relativamente cálidas de las del «Gulf Stream». Después del paso de un frente frío, o detrás de una sistema de bajas presiones, aire muy frío procedente del Ártico es arrastrado hacia la mar, desde la costa este de los EEUU hacia las aguas cálidas de la Corriente del Golfo, por vientos del norte.

Este aire frío se calienta al pasar por encima de dicha corriente, resultando una rápida e intensa profundización del sistema de baja presión y unos vientos en superficie anormales y, como resultado de ello, una mar enorme y confusa. Cuando estos vientos se oponen a la dirección NE de la corriente, el resultado es un aumento en la altura de la ola y una disminución del período. Si la corriente es lo suficientemente fuerte, las olas rompen. A este fenómeno se le conoce como «North Wall Effect».

El efecto más peligroso de este fenómeno es que puede presentarse sin aviso y en un área muy limitada. Un efecto similar ocurre en el Pacífico Norte con la corriente de Kuroshio, y en el Índico, al este de la costa sudafricana, con la corriente de las Agujas.

— Las corrientes oceánicas

Las corrientes oceánicas no presentan un problema de importancia en una derrota, pero pueden ser un factor determinante a la hora de elegirla o de evitarla. Por ejemplo, navegando entre puertos del SW del Pacífico y el canal de Panamá, con derrotas hacia el este, mantener la latitud de los 22°N, y con derrotas hacia el oeste, mantenerse la derrota ortodrómica cerca de los 24°N para aprovechar la contracorriente ecuatorial. La dirección e intensidad de las corrientes es más fácil de predecir que los vientos y la mar, aunque ocasionalmente pueden desaparecer por periodos más o menos cortos, debidos a sistemas intensos como huracanes o el fenómeno del Niño.

— El hielo

El problema del hielo es doble en la mar. Por una parte el hielo flotante (Icebergs) y por otra parte el hielo en cubierta. Las áreas con posibilidad de icebergs u otro tipo

de hielo peligroso para la navegación deberán ser evitadas y por lo tanto tenidas en cuenta a la hora de trazar una derrota. El hielo en cubierta es más difícil de prever a la hora de trazar una derrota, sin embargo puede causar graves problemas con la estabilidad sobre todo en barcos pequeños.

22.5. PILOTS CHARTS

Estas cartas proporcionan información climatológica para cada mes del año. Son publicadas por la Agencia de defensa de los EEUU.

En ellas podemos encontrar la siguiente información :

- Variación magnética.
- Hielos:
 - Aparición excepcional de hielos en puntos determinados, que se localizan en la carta por medio de un símbolo ▲ = Berg, ○ = Growler.
 - Límite de hielos.
 - Límite de Icebergs.
- Rutas de navegación más frecuentadas (círculo máximo):
 - Para barcos de poca potencia $v = 10$ nudos.
 - Para barcos de gran velocidad $v = 15$ nudos.
- Olas:
 - Altura de olas iguales o mayores de 12 pies.
 - Frecuencia en tantos por ciento.
- Vientos:
 - Dirección y fuerza del viento.
 - Porcentaje sobre el número de observaciones. Para ello la carta viene cuadrículada de 5 en 5° mostrando en su interior una rosa.
 - Cada rosa muestra la distribución de los vientos que predominan en la zona en cuestión.
 - Las flechas indican la dirección de los vientos.
 - La longitud de cada una de ellas, medida desde el exterior del círculo hasta el final, indica el tanto por ciento sobre el total de observaciones en que ese viento ha soplado con esa dirección. Si la flecha es muy grande, muestra un número en su centro indicando este porcentaje.
 - El número de barbas indica la intensidad del viento, y finalmente el número central el porcentaje de calmas.
- Temperatura del aire en °C (recuadro) (en líneas rojas).
- Temperatura del punto de rocío en °F.
- Temperatura del agua de mar en °C (recuadro) (en líneas verdes).
- Visibilidad menor de dos millas (recuadro) (líneas azules).
- Presión atmosférica media en superficie (recuadro) (línea azules que sólo muestran diferencias de presión cada 2,5 mb).

- Depresiones extratropicales y Ciclones tropicales (recuadro):
 - Trayectorias más frecuentes.
 - Derrotas secundarias.
- Temporales con vientos de fuerza mayor de 7 Beaufort (recuadro).
- Corrientes oceánicas (carta general y recuadro) (líneas verdes):
 - Dirección.
 - Intensidad.



22.6. ROUTEING CHARTS

Estas cartas proporcionan información climatológica para cada mes del año, de manera semejante a la de los Pilots Charts.

En ellas podemos encontrar la siguiente información:

— *Rosa de vientos:*

- Se muestran en color rojo, distanciadas de 5 en 5 grados.
- La flecha indica la dirección del viento.
- Su longitud, la frecuencia en % (ver escala).
- Su grosor indica la fuerza (ver escala).
- El número de observaciones corresponde a la numeración superior del centro de la rosa.
- El tanto por ciento de vientos variables es dado en el número central.
- El período de calmas viene dado en la numeración inferior.

— *Corrientes oceánicas:*

- Se muestran en color verde.
- La constancia se indica por el grosor:
 - ➔ 25-50 %
 - ➔ 51-74 %
 - =====➔ 75-100 %
 - Dirección probable (observaciones insuficientes).
- La numeración indica la intensidad media de la corriente.
- Si delante de la figura aparece el símbolo (>) indica que la intensidad media es ligeramente superior al valor mostrado. Si aparece el símbolo (<) indica que la intensidad media es ligeramente inferior al valor mostrado.

— *Rutas oceánicas:* Por círculo máximo con las distancias en millas y ortodrómicas.

— *Límites de las zonas de líneas de carga.*

Límites medios mínimos y máximos de Icebergs

— *Límites de Pack-Ices*

— *Recuadros sobre:*

- Temperatura media del aire en grados F.
- Presión media del aire en milibares.
- Visibilidad menor de cinco millas en %.
- Visibilidad menor de media milla en %.
- Vientos de fuerza superior a 7 (Beaufort) en %.
- Ciclones.
- Temperatura del agua del mar en grados F.
- Temperatura del punto de rocío en grados F.



Primarily from the Monthly Meteorological Charts of the Eastern and Western Pacific Ocean (M.O. 518 & M.O. 484) and the Eastern and Western North Pacific Ocean Current Atlases (M.O. 655 & M.O. 485). Other information supplied by the Meteorological Office.

ICEBERG CURRENTS. The green arrows show the probable movement of icebergs from the current direction of movement. (For further information see Admiralty Chart D-245).

WIND INFORMATION. The green arrows show the probable direction of prevailing wind. The figure given, in knots, the wind force at the surface & the predominant direction.

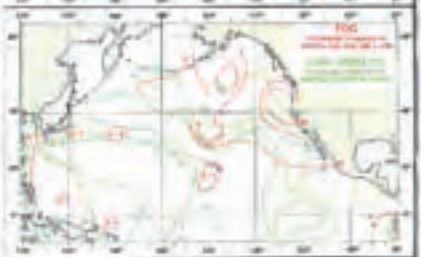
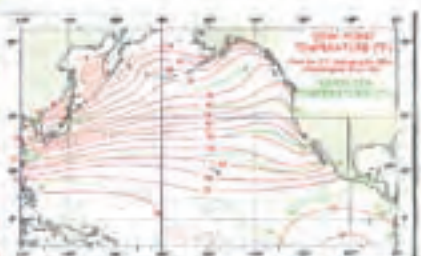
WIND BODIES. The green arrows show the wind force at the surface & the predominant direction.

WIND BODIES. are shown in red. The arrows show the wind force at the surface & the predominant direction. Their length indicates percentage frequency on the scale — 10 20 30 40 50.

Their thickness indicates force in knots — 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10.

The frequency scale is 1 inch to 100%. From the head of the arrow to the circle is 5% and provides a ready means of estimating the percentage frequency. The number of observations is shown by the upper figure, the percentage frequency of variable winds by the middle figure, and count by the lower figure in each case.

ICE INFORMATION as shown in red supplied by the Meteorological Office. Maximum limits obtained from U.S. data.



Shipping Routes
Distances are in sea miles between ports on the axis of great circle routes.
(For further information see Ocean Transport For The World (M.O. 518) and Admiralty Distance Tables Pacific Ocean (D-245)).



Limits of Load Line Zones
(Load Line Rules 1960)
(For further information see Admiralty Chart D-245).



INSETS. ——— indicates information augmented from foreign sources.
——— indicates approximation due to lack of data.

DATE LINE: Add one day when crossing on a westerly course and vice versa.

ANEXO 1: NAVEGACION METEOROLÓGICA. GUÍA DEL USUARIO

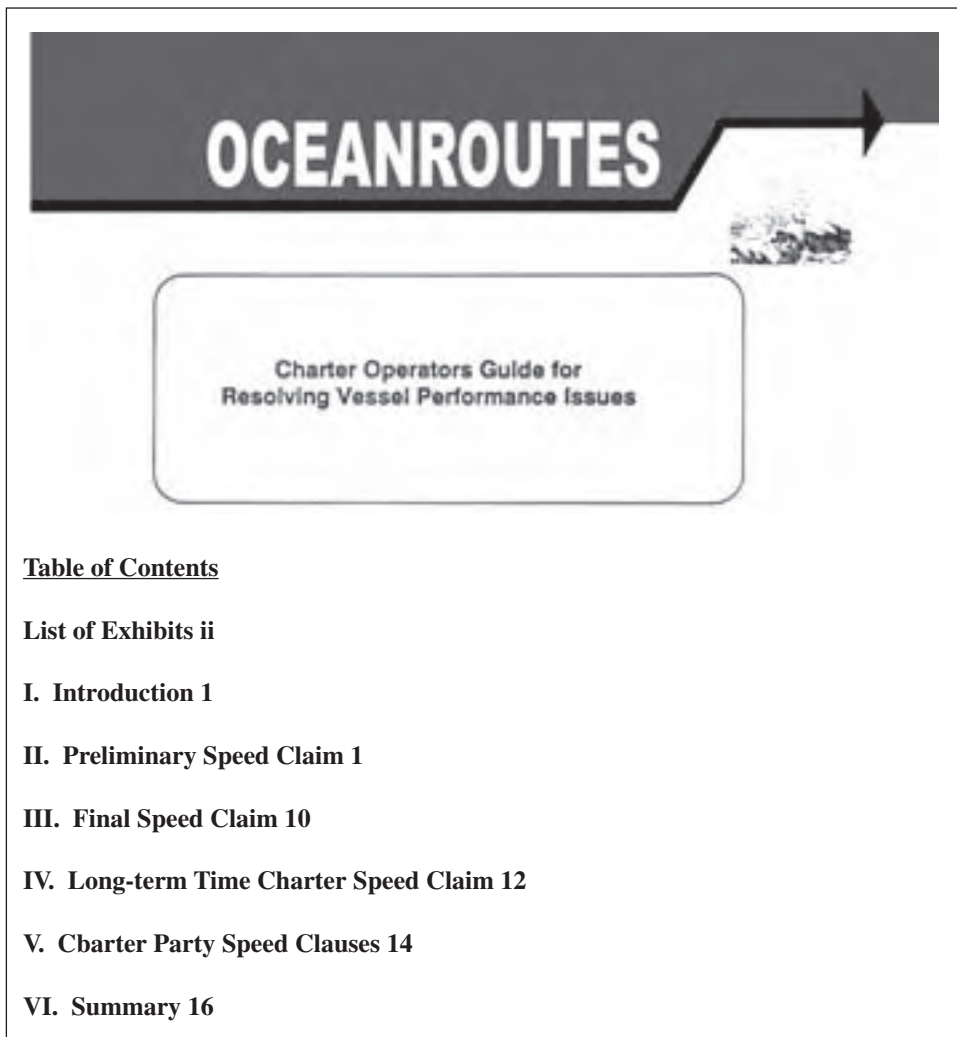


Table of Contents

List of Exhibits ii

I. Introduction 1

II. Preliminary Speed Claim 1

III. Final Speed Claim 10

IV. Long-term Time Charter Speed Claim 12

V. Charter Party Speed Clauses 14

VI. Summary 16

List of Exhibits

- 1. Post Voyage Analysis 2**
- 2. Preliminary Voyage Report 3**
- 3. Vessel Performance Profile 4**
- 4. Voyage Summary Chart 6**
- 5. Time Lost and Bunker Calculations Format 7**
- 6. Example of Time Lost and Bunker Calculations 8**
- 7. Preliminary Speed Claim Letter 9**
- 8. Speed Claim Letter based on Performance Evaluation and Comparative Analysis 11**
- 9. Caution Letter for Underperformance 13**
- 10. Beaufort Force Scale 17**

I. INTRODUCTION

A primary concern of the Time Charter Operator is the performance of the vessels under contract. A vessel's performance speed and bunker consumption must be closely monitored to ensure the profitability of the venture. The purpose of this manual is to assist Charter Operators in the use of Oceanroutes. data with regard to performance speed and bunker consumption disputes.

Oceanroutes does not offer legal advice on charter party practices. questions involving interpretation of legal questions should be referred to appropriate legal counsel.

II. PRELIMINARY SPEED CLAIM

Oceanroutes, Inc., offers a worldwide weather routing and vessel monitoring service to ship operators. This service includes route recommendations, en route weather advisories and monitoring of vessel performance speeds. At the end of each weather routed voyage, the operator receives a Post Voyage Analysis (Exhibit 1), which includes a Preliminary Voyage Report (Exhibit 2), a Voyage Performance Profile (Exhibit 3) and a Voyage Summary Chart (Exhibit 4).

In Exhibit 1, the weather factor is given as -2.0 knots and the current factor as -0.1 knot for an overall speed down of -2.1 knots. A negative value on the weather and current factors indicates the reduction in overall speed as a result of these forces. A positive weather or current factor value indicates assistance to the vessel's speed.

The Post Voyage Analysis contains the Preliminary Performance Evaluation for the passage. This performance evaluation is designed to give the operator an initial indication of how his vessel performed in relation to the contracted speed.

If a deficiency in speed or over consumption of bunkers is suspected after reviewing end-of-voyage documents, the operator may wish to pursue a speed claim against the vessel's owner. *Oceanroutes*. method of computing the actual time lost and over consumption of bunkers is outlined in Exhibit 5. Exhibit 6 is an example of how *Oceanroutes*. data are used in the Time Lost and Bunker Calculation sheet. Exhibit 7 is a letter that could be sent to the owners regarding a speed performance claim.



Exhibit 1

POST VOYAGE ANALYSIS

VESSEL	: Shipname	CONDITION	: Ballast
VOYAGE	: Flushing to New Orleans	DATE	: Dec-Jan
OPERATOR	:	REFERENCE	:

Oceanroutes' advised track was sailed. Excellent cooperation was extended in sending position reports.

During this voyage, intense gales and storm systems tracked northeastward from the eastern United States towards Great Britain generating frequent periods of heavy weather conditions north of 30N across much of the North Atlantic. Light to moderate winds and seas were experienced south of 30N.

This route assisted the ship in avoiding exposure to much heavier winds of Beaufort Force 10 and greater which were observed to the north in the eastern and central Atlantic.

The recommended track via Northeast Providence Channel provided for better clearance of the adverse Gulf Stream and Florida currents.

PRELIMINARY PERFORMANCE EVALUATION

DISTANCE SAILED	:	4954.0 miles
TIME ENROUTE	:	480.0 hours
AVERAGE SPEED	:	10.3 knots
WEATHER FACTOR	:	-2.0 knot
CURRENT FACTOR	:	-0.1 knot
PERFORMANCE SPEED	:	12.4 knots
CHARTERED SPEED	:	13.5 knots

Exhibit 2

OCEANROUTES, INC.
OPTIMUM SHIP WEATHER ROUTING
PRELIMINARY VOYAGE REPORT

FLUSHING	TO	NEW ORLEANS
DEPARTURE TIME: 25 DEC 87 at 06.5 GMT	DEPARTURE POINT:	51.4N 2.9E
ARRIVAL TIME: 14 JAN 88 at 06.5 GMT	ARRIVAL POINT:	28.9N 89.4W
TIME ENROUTE: 480.0 HOURS	DISTANCE: 4954 MILES	AVG. SPEED: 10.3 KNOTS

DATE DA MO	REPORTED POSITIONS	GMT	1200 GMT POSITION	DAILY SPEED	1200 GMT ANALYZED WEATHER B'FORT SCALE	WIND KNOTS	SEAS SWELL (IN METERS)
25 DEC			51.0N 01.5E	10.5	SW 3	SW 10	1 W 1
26 DEC			49.0N 04.2W	10.5	SSW 5	SSW 21	2 SW 4
27 DEC	47.1N 08.7W	12.0	47.1N 08.7W	9.0	SSW 7	SSW 32	3 SW 5
28 DEC			45.6N 11.9W	6.7	S 9	S 43	6 SW 5
29 DEC	44.0N 15.2W	13.0	44.1N 15.0W	6.8	SSW 6	SSW 22	3 SW 5
30 DEC			42.3N 18.6W	7.9	SW 6	SW 26	4 WSW 5
31 DEC	40.4N 22.6W	14.0	40.5N 22.3W	8.3	WNW 7	WNW 30	3 WNW 4
01 JAN			38.3N 26.4W	9.7	SW 5	SW 17	2 WSW 3
02 JAN	36.9N 32.1W	14.0	37.0N 31.8W	11.2	WNW 8	WNW 35	5 NW 5
03 JAN			36.4N 36.0W	8.7	WSW 7	WSW 28	4 WNW 4
04 JAN	35.5N 42.6W	15.0	35.6N 41.8W	11.9	NNW 4	NNW 15	2 WNW 2
05 JAN			34.2N 47.5W	12.3	SSW 5	SSW 17	2 WSW 2
06 JAN	32.7N 53.0W	15.0	32.8N 52.5W	10.9	SW 6	SW 27	3 W 2
07 JAN			31.6N 56.8W	9.7	WNW 4	WNW 16	2 NW 2
08 JAN	29.9N 63.0W	16.0	30.2N 62.1W	12.0	E 4	E 12	1 NNW 2
09 JAN			28.6N 67.5W	12.4	S 4	S 11	1 SE 2
10 JAN	16.8N 73.8W	17.0	27.1N 72.7W	12.2	SSW 3	SSE 10	1 ESE 2
11 JAN			25.9N 77.8W	12.1	NNW 2	NNW 5	0 NNE 1
12 JAN	24.4N 82.7W	18.0	24.4N 81.5W	10.6	NE 4	NE 16	1 NE 1
13 JAN			26.6N 85.9W	11.8	ENE 2	ENE 6	0 NE 1
14 JAN	28.9N 89.4W	06.5	28.9N 89.4W	12.5	NNE 4	NNE 11	1 ENE 1

NUMBER OF DAYS OF BEAUFORT FORCE WINDS

	>9	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	TOT
HEAD			1.0	1.8	2.5	2.3	1.3	1.0	.3			10.0
BEAM		.3		1.0	.8	.5	2.5	1.0	1.8	.3		8.0
FOLLOWING							1.5	.5				2.0
TOTAL DAY		.3	1.0	2.8	3.3	2.8	5.3	2.5	2.0	.3		20.0

Exhibit 3
OCEANROUTES, INC.
OPTIMUM SHIP WEATHER ROUTING
VESSEL PERFORMANCE PROFILE

PAGE 1 OF 2

LUSKING TO NEW ORLEANS

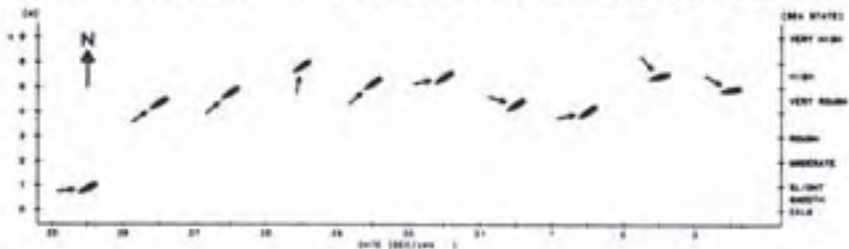
WIND ANALYSIS

SHIP SYMBOL CENTER SHOWS WIND SPEED AT 1000 GMT. ARROW SHOWS WIND DIRECTION. SHIP SYMBOL SHOWS SHIP HEADING.



COMBINED WAVE ANALYSIS

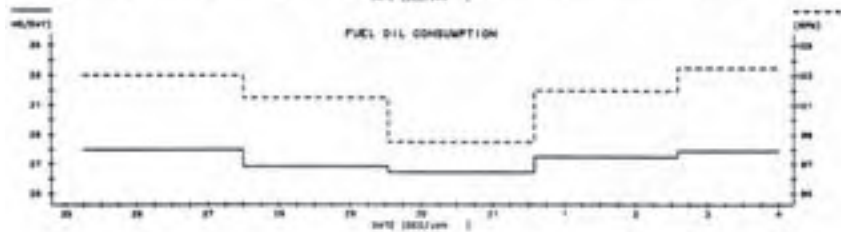
SHIP SYMBOL CENTER SHOWS COMBINED WAVE HEIGHT AT 1000 GMT. ARROW SHOWS PREVALENT WAVE DIRECTION. SHIP SYMBOL SHOWS SHIP HEADING.



DAILY VESSEL SPEED



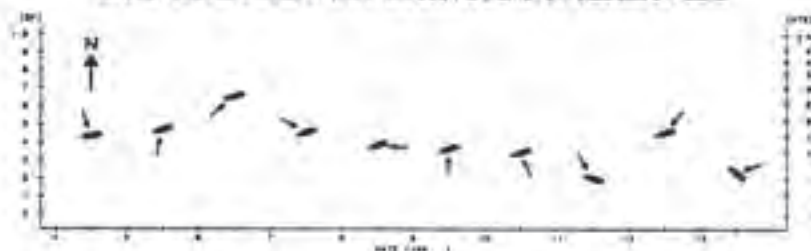
FUEL OIL CONSUMPTION



LUSHING TO NEW ORLEANS

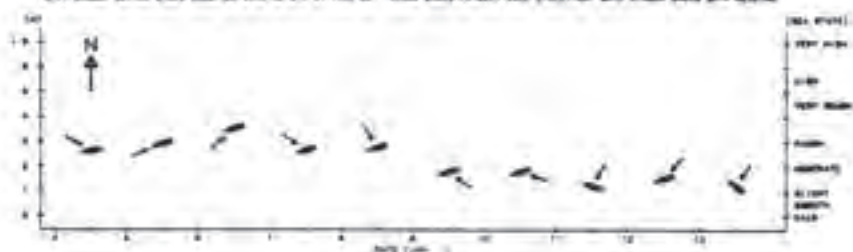
WIND ANALYSIS

SHIP SPEED: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS. WIND: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS. WIND: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS.

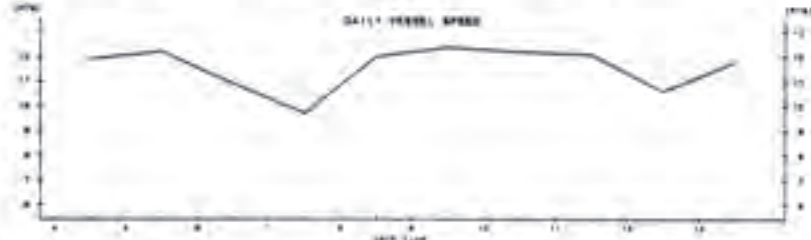


COMBINED WAVE ANALYSIS

SHIP SPEED: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS. WIND: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS. WIND: 10.00 KNOTS (18.52 KM/H) AT 1000 HRS.



DAILY TRAVEL SPEED



FUEL OIL CONSUMPTION

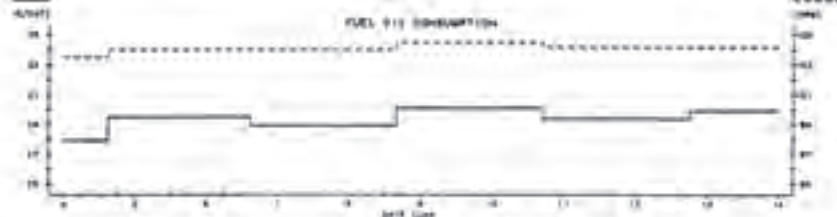


Exhibit 5

Time Lost and Bunker Calculations Format

MV (Shipname)
Voyage: (Route Number)

From: _____ Departure: _____ at _____ GMT

To: _____ Arrival: _____ at _____ GMT

Total Distance:	Miles
Time Enroute:	Hours
Average Speed:	Knots
Weather Factor:	± Knot(s)
Current Factor:	± Knot
Performance Speed:	Knots

Based on the Charter Party Speed of about (C/P speed) knots, and allowing 0.5 knot for the term about, the computed time lost has been determined to be:

$$\frac{\text{Distance}}{(\text{C/P Speed} - 0.5 \text{ kt}) + (\text{Weather Factor} + \text{Current Factor})} = \text{Hours (Computed Time)}$$

$$\text{Hours (actual)} - (\text{Computed Time}) \text{ Hours} = \text{Hours Lost}$$

The Monetary Claim is as follows:

A. Hire: (\$ Daily Rate) x $\frac{(\text{Time lost})}{24 \text{ hours/day}}$ = \$ Amount of claim

B. Bunkers:	Per Charter Party	Price of Bunkers
Fuel Oil	_____	_____
Diesel Oil	_____	_____

Bunker prices are based on the last bunkering port of (port name) on (date).

	Fuel Oil in Tons	Diesel Oil in Tons
Bunkers consumed on passage	_____	_____
Bunkers allowed on passage = No. of hours/(24 hours/day) x daily allowance in tons	_____	_____
Over consumed	_____	_____
Monetary loss on Bunkers # tons oil x \$ amount/ton	\$ _____	\$ _____
Total monetary loss on voyage	\$ _____	

Exhibit 6

Time Lost and Bunker Calculations

MV (Shipname)

Voyage: (Route Number)

From: Flushing	Departure: December 25	at 06.5 GMT
To: New Orleans	Arrival: January 14	at 06.5 GMT

Total Distance:	4954	Miles
Time Enroute:	480.0	Hours
Average Speed:	10.3	Knots
Weather Factor:	-2.0	Knot(s)
Current Factor:	-0.1	Knot
Performance Speed:	12.4	Knots

Based on the Charter Party Speed of about 13.5 knots, and allowing 0.5 knot for the term about, the computed time lost has been determined to be:

$$\frac{4954 \text{ nm}}{(13.5 \text{ kt} - 0.5 \text{ kt}) + (-2.0 \text{ kt} + -0.1 \text{ kt})} = 454.5 \text{ hours (computed time)}$$

$$480.0 \text{ hours (actual)} - 454.5 \text{ hours} = 25.5 \text{ hours lost}$$

The Monetary Claim is as follows:

A. Hire: $\$9500 \times \frac{25.5 \text{ hours}}{24 \text{ hours/day}} = \$10,093.75$

B. Bunkers:	Per Charter Party	Price of Bunkers
Fuel Oil	28.0 tons per day	\$125
Diesel Oil	02.0 tons per day	\$200

Bunker prices are based on the last bunkering port of Flushing on December 25, 1987.

	Fuel Oil in Tons	Diesel Oil in Tons
Bunkers consumed on passage	568.2	40.2
Bunkers allowed on passage = 454.5 of hours/(24 hours/day) x daily allowance in tons	530.3	37.9
Over consumed	37.9	02.3
Monetary loss on Bunkers 37.9 tons fuel oil x \$125/ton 2.3 tons diesel oil x \$200/ton	\$4737.50	\$460.00
Total monetary loss on voyage	\$15,291.25	

Exhibit 7

Preliminary Speed Claim Letter

MV _____ Voyage Number _____

Charter Party Dated _____ Voyage (from/to) _____

Please refer to our Statement of Account of (date) in which we have deducted \$ (dollar amount) stemming from a speed claim against the ship.

We are enclosing a photostat copy of the Post Voyage Analysis prepared by *Oceanroutes*, together with the computation sheet of lost time and our monetary loss in the amount of \$ (claim calculation) caused by the vessel's speed deficiency. From the report, the average speed sailed was estimated to be (average speed) knots.

Instead of computing an arbitrary daily allowance for wind, sea, swell and current conditions, we have used *Oceanroutes'* weather and current factors as an unbiased source of information for the stated voyage.

In correlating the charter party speed of (c/p speed) knots with the performance speed of (performance speed) knots, we can readily observe a speed deficiency. In our calculations, we have deducted a reasonable 0.5 knot for the term *about* stipulated in the charter party speed description. Further, in our analysis of the time lost, weather and current factors were duly applied.

Since we have not yet obtained the abstract log book of the MV (shipname), the amount claimed above may be subject to our final adjustment of the present claim substantiated by our *Performance Evaluation and Comparative Analysis* report, also prepared by *Oceanroutes* as third party data.

We trust this meets with your acceptance. If you wish to pursue the claim further, please forward the abstract log book to us within a reasonable period of time.

Yours faithfully,
Name of Company

Manager

Enc.: Post Voyage Analysis
Time Lost and Bunker Calculations

III. Final Speed Claim

If speed claim negotiations break down when using the Preliminary Performance Evaluation, Oceanroutes can perform a final analysis by reviewing the abstract deck and engine logs. This more detailed report is called the *Performance Evaluation and Comparative Analysis*.

Once the Performance Evaluation and Comparative Analysis report has been prepared, the final time lost and fuel consumption figures can be re-calculated using Exhibit 5. These results can then be presented to the owners using the speed claim letter shown in Exhibit 8.

Exhibit 8

Final Speed Claim Letter based on the Performance Evaluation and Comparative Analysis Report

MV _____ Voyage Number _____
Charter Party Dated _____ Voyage (from/to) _____

Our careful examination of the report received from Oceanroutes revealed that your vessel failed to perform to the Charter Party Speed Agreement on its voyage from (departing port) to (destination). I am enclosing with this letter the *Performance Evaluation and Comparative Analysis* report prepared for this case in which we deducted \$ (dollar amount) for the speed and consumption claim.

In the report, the Master's deck abstract log was carefully analyzed and compared to the most objective and comprehensive data available. As a result of this in-depth study, we found that the MV (shipname) performed at (performance speed) knots, an obvious discrepancy from the (Charter Party speed) knots in the Charter Party Agreement. The speed discrepancy accounted for a time loss of (time lost) hours, for a speed and consumption claim in the amount of \$ (dollar amount) as found on our calculation sheet.

Based on this objective analysis of the voyage in question and with no prejudice toward the owners, we make the final adjustment for \$ (dollar amount) and remit the balance immediately with your acceptance of the present claim.

Yours faithfully,
Name of Company

Manager

Enc.: Performance Evaluation and
Comparative Analysis Report

Time Lost and Bunker Calculations

IV. Long-Term Time Charter Speed Claim

For vessels on long-term time charter agreements, it is vitally important to continually monitor the vessel's performance speed and bunker consumption, and to document any deficiencies that may arise. This can be done using *Oceanroutes* weather routing service.

The Post Voyage Analysis received at the end of each weather-routed passage will provide the operator with an initial indication of how the vessel performed. If a speed deficiency arises, the owners can be advised immediately. A caution letter for underperformance (Exhibit 9) will assist the time charterer in calling this matter to the owners attention.

Exhibit 9

Caution Letter for Underperformance on Long-term Time Charters

MV _____ Voyage Number _____

Charter Party Dated _____ Voyage (from/to) _____

After carefully checking the *Post Voyage Analysis* report from *Oceanroutes*, we noted that the MV (shipname) failed to meet the speed stipulated in the Charter Party Agreement.

We are enclosing with this letter a copy of the Post Voyage Analysis prepared by *Oceanroutes* showing the vessel's performance speed. The report shows an average speed of (average speed) knots, with weather and currents accounting for (weather factor) knots and (current factor) knots respectively. The resulting performance speed is only (performance speed) knots. Allowing 0.5 knot for the term *about*, we see an obvious speed deficiency of (deficiency amount) knots.

We trust you will take some action to modify this problem so that the ship will comply with its contractual speed.

Thank you for taking time with our request.

Sincerely,
Name of Company

Manager

Enc.: Post Voyage Analysis

V. Charter Party Speed Clauses

The speed performance clause of a Time Charter Party agreement describes the vessel as capable of so many knots in good weather. Good weather is generally taken as Beaufort Force 4 or less (see Exhibit 10). By properly wording the speed performance clause, the operator can have a greater advantage when negotiating the settlement of a speed claim. Below are some examples of performance clauses that could be incorporated into Charter Party Agreements:

- A. Charterers may supply *Oceanroutes'* weather service to the Master during the voyages specified by the Charterers. The Master is to comply with the reporting procedure of the weather service. The vessel shall be capable, at all times during the currency of this Charter Party, of steaming at about (Charter Party speed) knots.

For the purposes of the Charter Party, *good weather conditions* are to be defined as wind speeds not exceeding Beaufort Force 4. Evidence of weather conditions are to be taken from the vessel's deck logs and from weather service reports. In the event of a consistent discrepancy between the deck logs and weather service reports, the weather service reports are to be taken as ruling.

In the event of a dispute over an apparent breach of the speed and consumption warranty in this Charter Party, the performance data supplied by *Oceanroutes* shall be taken as binding on both parties.

- B. The vessel's positions, speeds, and fuel consumption are to be monitored by a weather routing company for the charterer's arrangement and account. The vessel, on the charterer's account, will transmit positions and daily fuel consumption directly to the weather routing company.

Evidence of weather conditions will be taken from the vessel's logs and the weather routing company. In the event of a discrepancy between the logs and weather routing company's weather records, then the weather routing company's reports are to be taken as ruling.

- C. The vessel's course, position, speed, etc., may be monitored by *Oceanroutes', Inc.* The Master is to take due note of *Oceanroutes'* comments on weather ahead throughout the voyage and to comply with their instructions as best possible, according to the Master's judgement.

The Master is required to transmit any information required of them. The cost of the cables will be on the Charterer's account. *Oceanroutes* will compute a route most suitable to vessel and cargo. Ultimately the Master will always be responsible for the safe navigation of the vessel. The final decision will always be his privilege and discretion.

- D. The Master will comply with the reporting procedure of the routing service selected by the charterer.
- E. For the purpose of this Charter Party, a *good weather day* is to be taken as winds of Beaufort Force 4 (16 knots max.) or less and combined sea and swell waves of 2.5 meters or less for more than 50 percent of the steaming day (noon local to noon local).

Evidence of weather conditions will be taken from the vessel's deck log and the weather routing company, *Oceanroutes, Inc.*, using all weather data available. In the event of a discrepancy between the deck logs and the weather routing data, the weather routing data will be taken as ruling.

- F. Charterers have the option of providing the vessel with *Oceanroutes* Weather Routing Service, with all costs in this respect for account of the Charterers. The owners are to instruct the Master to keep *Oceanroutes* fully advised of the vessel's actual time of departure, daily position and the actual time of arrival.

The Master is also to follow recommendations in regard to optimum course(s) at all times subject to the safety of the vessel. If the Master elects not to follow *Oceanroutes'* recommendations, *Oceanroutes* is to be advised by radio message giving reasons for non-compliance.

Oceanroutes' Post Voyage Analysis will be taken into account in any off-hire claim resulting from the vessel's speed and/or fuel consumption discrepancy, and also for non-compliance with the recommended routes, except when there is concern for the vessel's safety.

VI. Summary

Oceanroutes, Inc., provides a variety of services to the maritime industry. One service is the monitoring of a vessel's performance speed and bunker consumption. By subscribing to *Oceanroutes*' services, an operator can quickly assess whether the performance speed of the vessel is within the contracted speed of the Charter Party.

The Preliminary Performance Evaluation sent to the operator at the end of each weather routed voyage is designed to give an initial indication of the vessel's performance. If a deficiency in performance arises, negotiations for settlement with the owners may be initiated using the Preliminary Speed Claim Letter shown in Exhibit 7.

A final performance analysis can be done by reviewing the abstract deck and engine logs. This detailed report may be required if a settlement cannot be reached using the preliminary documents.

Proper documentation of performance deficiencies on long-term time charterers is provided with continual use of *Oceanroutes* services. The Charterers can then advise the owners immediately of any discrepancy using the Caution Letter for Underperformance in Exhibit 9.

When performance speed and bunker consumption deficiencies are suspected for vessels that have not been monitored by *Oceanroutes*, the abstract deck and engine logs may be submitted to *Oceanroutes* for a performance analysis.

Using the proper performance clauses in the Charter Party can alleviate potential problems when negotiating a settlement for a speed claim.

ANEXO 2: EJEMPLO REAL DE NAVEGACIÓN METEOROLÓGICA. ANÁLISIS DESPUÉS DEL VIAJE

OCEAN ROUTES

World Wide Ship Weather Routing

POST VOYAGE ANALYSIS

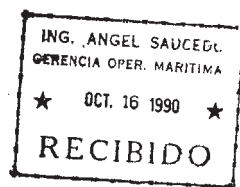
VESSEL	GLORIA ELENA	CONDITION	LOADED
VOYAGE	MANZANILLO, MEX. to TOYOHASHI	DATE	SEP/90
OPERATOR	SUNBULK SHIPPING. INC	REFERENCE	67394

The GLORIA ELENA was sailed along OCEANROUTES initial route recommendation and subsequent diversions for less heavy weather from gales and storms predicted in the central Pacific. Fuel cooperation was extended in sending position reports.

Mostly light to moderate beam to head conditions were experienced during this crossing.

PRELIMINARY PERFORMANCE EVALUATION

DISTANCE SAILED	:	6199	miles
TIME ENROUTE	:	466.4	hours
AVERAGE SPEED	:	13.3	knots
WEATHER FACTOR	:	-0.6	knot
CURRENT FACTOR	:	-0.3	knot
PERFORMANCE SPEED	:	14.2	knot



OCEANROUTES, INC.

680 W. MAUDE AVENUE, SUNNYVALE, CALIFORNIA 94086 U.S.A.

TELEPHONE (408) 245-3600

FAX (408) 245-5301

TWX 910-373-1175

TELEX 184 802

OCEANROUTES U.K. LTD
TELEPHONE 0224-675560
TELEX 739784

OCEANROUTES INC. (NEW YORK)
TELEPHONE (212) 746-7600

OCEANROUTES JAPAN LTD
TELEPHONE (03) 454-4821
TELEX 242 3355

OCEANROUTES HK LTD
TELEPHONE 5-263813
TELEX 83678

RECOMENDACIONES INICIALES

Ejemplo de telex enviado antes de comenzar el viaje

---- 67394 GLORIA ELENA/H9YX SUNBULK SHIPPING, INC. ----

INITIAL RECOMMENDATION

04-SEP-90_19:23 GMT REF/TLXL0904040

TO: NAVIERA CAREAGA - MANZANILLO - MEXICO

THE FOLLOWING WEATHER FORECAST AND ROUTE RECOMMENDATION ARE BASED ON ETD THE EARLY MORNING OF 05 SEPTEMBER WITH AN ASSUMED SAILING SPEED OF 13.5 KNOTS IN CALM SEAS. PLEASE CONFIRM CALM SEA SPEED AND/OR ADVISE REQUIRED ETA, IF ANY.

WEAK TROPICAL LOW NEAR 19N 108W AT 041200Z IS FORECAST WNW AT 12 KNOTS FOR ABOUT 30 HOURS DISSIPATING.

FORECAST A WEAK LOW NEAR FORMING NEAR 40N 135W AT 051200Z DRIFTING WSW/10KTS. A HIGH IS EXPECTED NEAR 45N148W 0651200Z BE NEARLY STATIONARY, FOLLOWED BY SERIES OF LARGE HIGH TRACKING 50N 170W NE TO THE GULF OF ALASKA DECELERATING.

LONG RANGE FORECASTS INDICATE LOWS MOVING ENE FROM MANCHURIA TO CENTRAL BERING SEA THENCE CURVING ENE-WARD TO THE GULF OF ALASKA AND STATIONARY HIGH PRESSURE IS EXPECTED 34N TO 38N IN THE CENTRAL PACIFIC. THIS SITUATION IS EXPECTED TO GIVE WESTERLIES FORCE 7-8 NORTH OF 43N IN THE CENTRAL PACIFIC AND NORTH 40N WESTERN PACIFIC.

YOUR INTENDED ROUTE IS NOTED. RECOMMEND GREAT CIRCLE 38N 170W, RHUMB LINE 38N 165E THEN RHUMB LINE INUBO SAKI. APPROXIMATE DISTANCE 6175NM MANZANILLO TO TOYOHASHI.

ON THE RECOMMENDED ROUTE, EXPECT ENE-LIES FORCE 4-5 ON DEPARTURE SHIFTING NW FORCE 3 NEAR 110W TO 125W BRIEFLY BECOMING SE NEAR 125W AGAIN NE FORCE 6 SWELLS 2M 130W TO 140W.

PLEASE ADVISE ACTUAL TIME AND POSITION FULLAWAY AND ADVISE YOUR SAILING INTENTIONS. WHILE UNDERWAY, PLEASE SEND OCEANROUTES YOUR NOON POSITION EVERY TWO DAYS. IF SENDING GOVERNMENT WEATHER REPORTS, WE CAN OBTAIN YOUR POSITION FROM THESE REPORTS AND WOULD ONLY REQUIRE YOUR NOON POSITION IN THE EVENT YOUR WEATHER REPORTS WERE NOT AVAILABLE ON OUR CIRCUITS.

IF EQUIPPED WITH MARISAT OR GITOR, PLEASE ADVISE TELEX NUMBER.

OCEANROUTES INC.
OPTIMUM SHIP WEATHER ROUTING
PRELIMINARY VOYAGE REPORT

SUNGULK SHIPPING, INC.

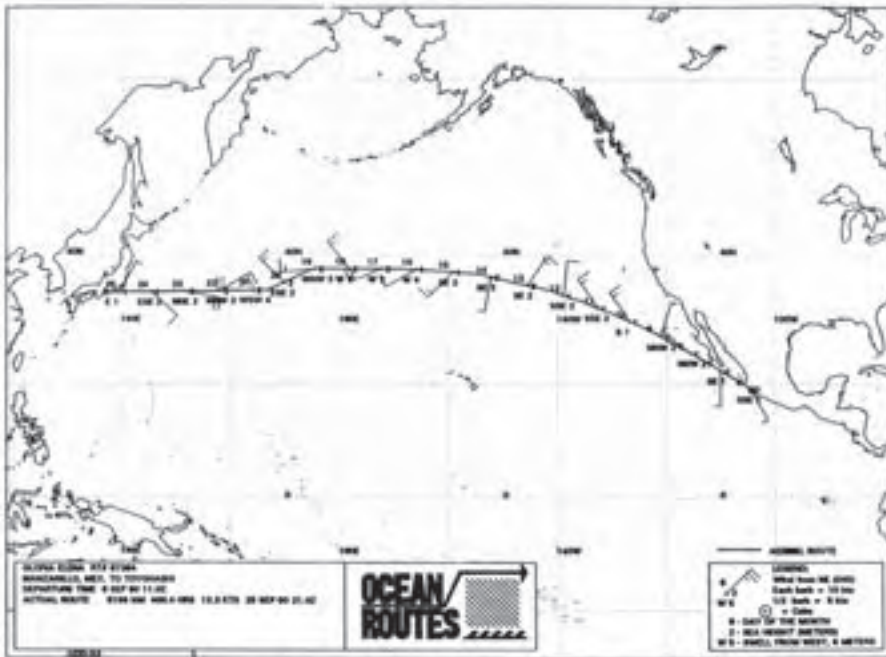
67394

TIME ENROUTE 466.4 HOURS DISTANCE 6199 MILES AVG. SPEED 13.3 KNOTS

DATE	REPORTED		1200 GMT POSITION	DAILY SPEED	1200 GMT ANALYZED WEATHER						
	MO	POSITIONS			SEA	WIND	SWELL	SCALE	KNOTS	METERS	
6 SEP			19 2N 104 5W	15.0	SSE	2	SSE	4	0	SSE	1
7 SEP			22 2N 110.0W	14.9	S	2	S	6	0	SE	
8 SEP	26.1N	117.4W	25 2N 115.5W	14.6	NW	3	NW	7	1	NNW	2
9 SEP			27 8N 121.2W	14.4	NNE	2	NNE	6	0	NNW	2
10 SEP	30.8N	128.7W	30.1N 126.8W	13.4	NW	4	NW	14	1	S	1
11 SEP			32 2N 132.6W	13.7	NW	4	NW	14	1	SSE	2
12 SEP	34.8N	141.4W	34.1N 138.9W	13.9	N	3	N	9	1	SSE	2
13 SEP			35.2N 145.6W	14.3	NE	4	NE	16	2	SE	2
14 SEP	37.3N	155.2W	36.8N 152.4W	14.1	S	2	S	6	0	SE	2
15 SEP			37.5N 159.4W	14.2	SW	4	SW	16	1	SE	2
16 SEP	38.0N	168.8W	37.9N 166.0W	13.1	WSW	4	WSW	12	1	W	4
17 SEP			38 0N 172.3W	12.5	WSW	5	WSW	21	3	W	2
18 SEP			38 0N 178.3W	11.9	NW	5	NW	17	2	W	3
19 SEP	38.0N	178.3E	38 0N 175.5E	12.3	W	5	W	17	2	NNW	3
20 SEP			36 0N 169.8E	12.5	NW	4	NW	16	2	ESE	2
21 SEP	34.9N	166.8E	34.9N 164.1E	12.3	W	5	W	20	2	WSW	4
22 SEP			34 6N 158.2E	12.2	ESE	6	ESE	23	2	NNW	3
23 SEP	34.7N	154.6E	34.7N 151.9E	12.9	ESE	5	ESE	20	2	NNE	2
24 SEP			34.6N 145.5E	13.2	SE	4	SE	12	1	ESE	2
25 SEP	34.5N	137.1E	34.5N 139.6E	12.3	NNE	3	NNE	7	1	E	1
26 SEP			34.5N 137.1E	12.5	NE	6	NE	23	3	NE	

	39	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	TOT
HEAD					5	2.8	2.3	1.3	.3	.3		7.3
BEAM					6	1.5	2.8	2.0	1.8			8.6
FOLLOWING					8	1.0	1.3	.3	.3			3.5
TOTAL DAY					1.9	5.3	6.3	3.5	2.3	.3		19.4

ESQUEMA FINAL



*El viento que corra por San Juan,
todo el año correrá.*



23. OLAS

23.1. DESCRIPCIÓN DE LAS OLAS

Las ondulaciones que se producen sobre la superficie del mar (olas) son causadas básicamente por la acción del viento sobre dicha superficie, aunque también participan otros factores como:

- La presión atmosférica.
- El fondo (perfil y profundidad).
- Salinidad.
- Temperatura del agua.

El aire al moverse lo hace a una determinada velocidad, y su energía (la energía cinética del viento) es proporcional al cuadrado de dicha velocidad. Cuando el viento sopla sobre una extensión más o menos grande en la mar, parte de dicha energía es transmitida a la mar, originándose las olas. Estas olas alcanzarán más o menos altura dependiendo de la energía transferida por el viento. La velocidad mínima del viento para que su energía dé origen a la formación de olas, es de 6 nudos, ya que se necesitan 5 nudos para romper la viscosidad o elasticidad del agua. Desde este momento, la



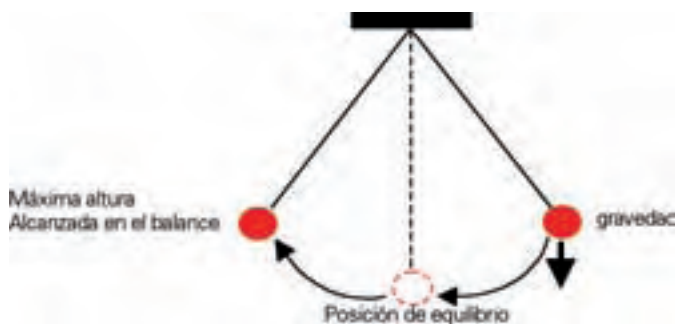
Golpe de mar

ola va desarrollándose tanto en altura como en longitud, hasta que el viento alcanza una velocidad de 10 nudos; a partir de esta velocidad la ola crece más en altura.

Es obvio que el viento es la causa de las olas, pero no es tan fácil de entender cómo el viento, soplando sobre una superficie del mar que se encuentra como un espejo, es decir, completamente uniforme, puede generar olas que algunas veces crecen hasta 15 y hasta 30 metros en circunstancias extraordinarias. Los mismos oceanógrafos piensan que no todo es completamente comprensible, ya que no se pueden producir modelos que reproduzcan lo que realmente está sucediendo en la realidad para todas las condiciones, ni tampoco, cuando los modelos matemáticos funcionan bien, esto pueda trasladarse a términos físicos que lo describan y se entiendan fácilmente.

Una onda (ola) es simplemente una oscilación que no permanece quieta en el mismo lugar sino que se mueve a través de un medio, por ejemplo, a lo largo de una corriente de aire o a lo largo de una superficie del mar. (hay muchas clases de ondas en la naturaleza).

Si una cuerda tirante con un peso en su extremo está suspendida de un punto y su extremo (el peso) es desplazado en cualquier sentido, comienza a moverse de arriba abajo, es decir, empieza a oscilar. Si este movimiento de arriba abajo se traslada fuera de su lugar, tenemos una onda. Para que se produzca una oscilación u ola primero tiene que haber una situación de equilibrio o de descanso, donde todas las fuerzas están igualadas e introducir más tarde una fuerza externa que rompa dicho equilibrio.



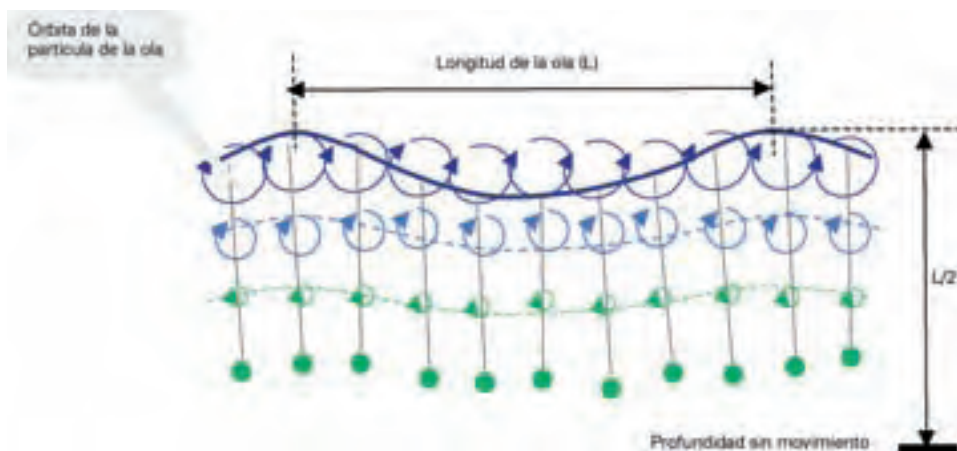
Supongamos la cuerda con la bola en su extremo inmóvil; si golpeamos la bola hacia la izquierda la inercia lleva la bola hacia la izquierda y al mismo tiempo la cuerda la lleva hacia arriba contra la fuerza de la gravedad. La gravedad reduce la velocidad primero, hasta que para la bola en la máxima altura de su balanceo y finalmente tira de ella hacia abajo. La bola inicia el movimiento hacia la derecha, hacia su posición de equilibrio, pero como la fricción es mínima no se para, y sigue moviéndose hacia la derecha y hacia arriba, es decir, contra la fuerza de la gravedad otra vez, que de nuevo la frena poco a poco, y se vuelve a repetir lo mismo. Como la fricción del

aire con la bola que se mueve es muy pequeña, la bola se para en su posición de equilibrio después de muchas oscilaciones.

El agua localizada en un estanque o en el océano, sin ninguna fuerza que actúe sobre su superficie y que la empuje, permanecerá en una posición de equilibrio (ejemplo; el dicho, «la mar como un plato»). Si algo mueve el agua de su posición de equilibrio, aparecen dos fuerzas que tratarán de que aquella vuelva a su posición de equilibrio de nuevo: la *tensión superficial* y la gravedad. Si solo una pequeña parte de la superficie del agua (menos de 30 cm) es la que se curva y se estira, la tensión superficial (atracción entre las moléculas del agua) la hará volver a su situación inicial.

Si una gran extensión de agua superficial es curvada, y parte de esa agua se mueve verticalmente sobre el nivel de equilibrio, la gravedad tratará de llevar el agua hacia abajo. El agua es empujada hacia abajo por debajo del nivel de equilibrio, causando una depresión en la superficie, entonces es la presión del agua la que fuerza a llevarla hacia arriba. Siempre que el agua inicia su movimiento hacia su posición de equilibrio, la inercia del agua le hace sobrepasarlo, aunque el movimiento se va reduciendo poco a poco debido a la fricción.

Pero este movimiento del agua de la mar en la superficie hacia arriba y hacia abajo no solo ocurre en esa situación. Este movimiento de subida y bajada de la superficie se propaga como una onda, fuera de su origen produciendo la ola. La razón del cambio en la forma de la superficie del agua, moviéndose fuera de su lugar de origen, es debido a que las partículas de agua son también empujadas horizontalmente además de verticalmente, hacia delante y luego hacia atrás.



Las partículas individuales de agua oscilan alrededor de su propia posición de equilibrio, pero al mismo tiempo transfieren algo de su energía a las partículas más cercanas, y estas otras transfieren asimismo energía a otras, y así sucesivamente. De hecho, estas partículas de agua se mueven en dos dimensiones, una en círculos verticales casi

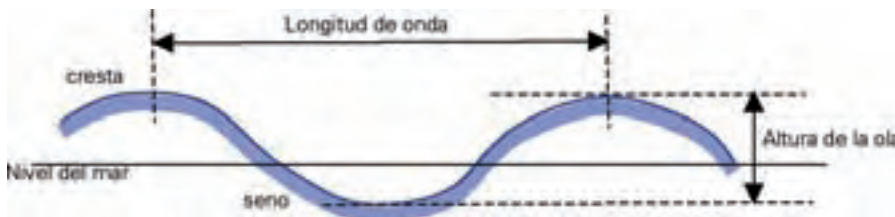
perfectos. Al finalizar un ciclo completo de la ola, cada partícula vuelve *casi* a la posición inicial. Esto es fácil de comprobar cuando algo flota sobre el agua: el objeto primero sube y avanza, y más tarde baja y retrocede. El movimiento circular y vertical también afecta a la columna inferior del agua, produciéndose otras órbitas circulares a más profundidad, pero siendo éstas cada vez más pequeñas, hasta que desaparece el movimiento a una profundidad determinada (a la mitad de la longitud de la ola).

Resumen: Lo que se propaga no son las partículas sino la forma, la onda. El término «casi» usado anteriormente es porque, para ser más precisos, hay un pequeñísimo transporte de agua hacia delante con cada ciclo, pero que es insignificante si lo comparamos con la velocidad de propagación de la «forma» (ola).

23.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS OLAS

Los parámetros o variables que caracterizan a las olas son ocho. De ellos, tres son variables independientes y hay que medirlos directamente; los otros pueden obtenerse de esos tres mediante fórmulas sencillas.

- *Altura (H)*: Es la distancia vertical entre una cresta y un seno consecutivos.
- *Período (T)*: Es el tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas o dos senos consecutivos, por un mismo lugar.
- *Longitud de onda (L)*: Es la distancia entre dos crestas consecutivas.
- *Amplitud (A)*: Es la mitad de la altura $A = H/2$.
- *Velocidad ©*: Es el avance de una línea de crestas, y resulta igual a la longitud dividida por el periodo $C = L/T$.
- *Pendiente (P)*: Es el cociente de dividir la altura por la longitud de la onda $P = H/L$.
- *Edad de la ola (e)*: Es el cociente entre la velocidad de propagación y la velocidad del viento $e = C/V$.
- *Dirección*: Punto del horizonte de donde vienen las olas.



¿Cómo genera el viento las olas? Es obvio cómo el viento, empujando sobre las velas de un velero, hace que éste se mueva. Pero cómo el viento puede mover la superficie del agua que se encuentra como un espejo y cambiar su forma, tiene dos explicaciones:

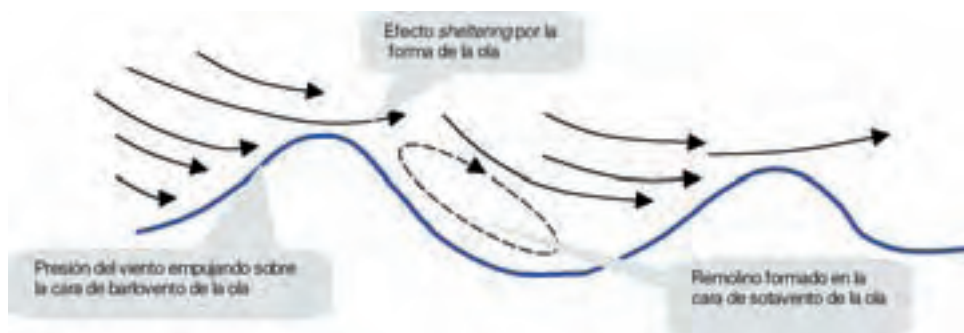
La primera, por la fricción de las partículas de aire del viento con las partículas de la superficie del agua (esta fuerza del viento es una fuerza tangencial a la superficie). Cuando el viento sopla sobre una superficie, incluida el agua, el movimiento de las partículas del aire no es simplemente paralelo a la superficie, sino turbulento; esto significa que aparecen remolinos de distintos tamaños, y los movimientos verticales (caóticos) de sus partículas producen fuerzas perpendiculares a la superficie del agua.

El segundo camino para que el aire pueda mover la superficie del agua es a través de la presión vertical de las partículas del mismo aire: primero, moviéndose hacia abajo, es decir, empujando hacia abajo y hundiendo el nivel del agua, y segundo, moviéndose hacia arriba y creando una bajada de presión que eleva la superficie del agua.

Las preguntas son entonces; primero. ¿Cuál de las dos, la fricción o la presión, o ambas a la vez, son las que generan las olas? y segundo ¿Quién las hace crecer?

Cuando la velocidad del viento es pequeña (menos de unos pocos nudos) sobre una superficie lisa, las corrientes de aire son poco turbulentas y producen solo pequeños «eddies». Como resultado de los movimientos verticales de estos pequeños eddies (menores de una pulgada de tamaño), hay un aumento de la presión en algunos lugares, que empuja el agua hacia abajo, y descensos de presión en otros, que permite que el agua suba. La tensión superficial suministra la fuerza restante, que da como resultado una mar rizada (*ripples*) o los arañazos de gato (*cat's paws*) de los americanos, especialmente cuando se propagan, a través de la superficie, por rachas de vientos suaves.

Estas pequeñas olas desaparecen casi inmediatamente cuando el viento deja de soplar, pero mientras están formadas ayudan a que el efecto del viento sea mayor.



Con vientos fuertes, acompañados por «eddies» y pulsos de presión más largos, las elevaciones y depresiones de la superficie del agua dan lugar a la aparición de la fuerza restauradora de la gravedad. Las olas de gravedad no desaparecen tan pronto como las olas de capilaridad. Se deduce que la llave para la generación de olas significativas debe ser un mecanismo que repercute (*resonant*) entre los pulsos de pre-

sión del viento y el fundamental de las olas de gravedad. Esta resonancia ocurre cuando las olas se propagan en la misma dirección que el viento. Cuando esto sucede el viento puede comunicar continuamente su energía a las olas ya que la presión es mayor sobre los senos de las olas (empujando hacia abajo el agua de la superficie al mismo tiempo que la ola se está moviendo hacia abajo) y menor en la cresta (empujando hacia arriba sobre la superficie, del agua que se está moviendo hacia arriba). Cuando la oscilación vertical de las partículas del aire está en fase con la oscilación vertical de las partículas del agua se transfiere más energía, del viento a las olas y la ola se hace más grande.

Una vez que la superficie del agua se ondula, esta ondulación produce un efecto sobre el campo del viento, que da origen a que otras olas también sigan creciendo. Esto es debido a que ahora el viento tiene algo sobre lo que empujar hacia delante, incidiendo la presión sobre la parte posterior de la ola (barlovento) y trasladando a la ola más energía.

Además, la ola produce un efecto (*sheltering effect*) que da lugar a la formación de un remolino (*eddy*) en el aire, en su parte anterior. El resultado es la bajada de presión en la parte delantera de este eddy, que ayuda también al crecimiento de la ola. Sobre ambos lados de la superficie de la ola se produce también un efecto debido a una fuerza tangencial del viento hacia arriba. Cuanto más grande se hace la ola, más superficie hay para que el viento pueda empujar, así aparecen eddies más grandes en la parte delantera y un mecanismo de alimentación que hace que la ola crezca rápidamente.

Mientras el viento siga soplando y la ola siga creciendo, tres factores determinan cuanto pueden crecer las olas: la velocidad del viento, la persistencia (tiempo que dicho viento está soplando) y la longitud de la zona generadora de ese viento (*fetch*). Cuando las olas han alcanzado la altura máxima con una fuerza de viento, una duración y un fetch determinados, decimos que la mar está plenamente desarrollada. Cuando las olas alcanzan una altura que es aproximadamente la séptima parte de su longitud de onda, se convierten en inestables y empiezan a romperse, produciendo rocciones (*white caps*).

La descripción de la generación de una ola es muy compleja debido a que, al mismo tiempo, se producen muy diferentes tipos de olas por el viento (especialmente en una tormenta) con distintas longitudes de onda y períodos, y viajando con diferentes direcciones. En un lugar y en un momento determinados, la superficie ondulada será una combinación de todas las olas que pasan en ese determinado lugar y en ese determinado momento. En este caso aparece un área donde la superficie es muy irregular, conocida como confusa (*confused sea*) y que cambia continuamente tanto como para no poder seguir el movimiento de la cresta de una de las olas, ya que esta desaparece rápidamente apareciendo otra en su lugar.

Cuando muchas olas con longitudes de onda diferente se suman en una misma dirección, su altura aumenta fácilmente por encima de un séptimo, se rompen y pro-

ducen rociones en sus crestas. El cambio irregular de la superficie del agua hace que sea muy difícil determinar visualmente y por instrumentos la altura de la ola en una mar confusa, generalmente se toma el promedio de un tercio de las olas mas grandes. A esta ola estándar se la conoce como *ola significativa*. La superficie irregular es la razón del por qué el pronóstico de las olas debe realizarse con complejos modelos estadísticos. La forma más fácil para describir las olas de un área determinada para un oceanógrafo es en términos de su aspecto (spectrum), que es simplemente una forma gráfica de mostrar la cantidad de energía que tienen la olas con diferentes períodos o con diferentes frecuencias.

Cuando las olas se propagan fuera de la tormenta o cuando ésta desaparece (muere), la situación cambia. Mientras el viento estaba soplando, las olas eran olas, llámémoslas forzadas, es decir que su energía era suministrada por el viento. Cuando el viento desaparece, estas olas continúan su propagación como *olas libres*, llamada «mar de fondo» (*swell*). La mar de fondo alarga su longitud, disminuye su altura y se hace más redonda., es decir, se suavizan sus perfiles. Esto se debe a que los distintos componentes de las olas de diferentes longitudes de onda caminan juntos.

En aguas profundas la velocidad de propagación de las olas depende solo de la longitud de la ola. Esto significa que olas con una longitud de onda grande viajan más rápido que olas con longitud de onda menor. Es decir que las olas de mucha longitud de onda dejan atrás a las de poca longitud, lo que se conoce como dispersión. Una tormenta lejana en la mar nos trae primero las olas de mucha longitud de onda de esa dirección. Al viajar, las olas de longitud de onda menor van perdiendo altura más rápido que las de longitud de onda grande. Por otro lado, las olas de longitud de onda mayor poco a poco incrementan su longitud y período. Además y debido a la pequeña disipación por fricción de estas olas largas, redondas y de poca altura (relativa), pueden viajar cientos y hasta miles de millas de superficie del océano o hasta encontrarse con la costa.

¿Qué sucede para que una ola alcance 15 metros de altura o los 30 metros como ocasionalmente han sido descritas? Vientos de fuerza 8 (34-40 nudos) de la escala de Beaufort, soplando durante unos cuantos días sobre una zona de 500 millas náuticas de fetch, pueden producir olas con unas alturas significativas de 8 metros y ocasionalmente de 15 metros. Estos números son el doble con vientos de fuerza 11 (56-66 nudos) de Beaufort.

Una borrasca moviéndose rápidamente puede comunicar energía continuamente a olas que se están moviendo en la misma dirección que la tormenta, produciendo olas mayores. Una ola gigantesca puede producirse cuando dos grandes olas se encuentran en un mismo lugar enfasadas (por ejemplo, cuando las crestas de dos olas llegan juntas al mismo lugar). En olas pequeñas esto sucede a menudo, y una ola aproximadamente dos veces el tamaño de la altura de la ola significativa puede aparecer cada 80 olas. Pero esto puede suceder también cuando dos grandes olas se encuentran. Su-

cede con frecuencia en las tormentas, pero raras veces lejos de ellas. Otra causa común de formación de olas gigantescas se produce cuando grandes olas se propagan en contra de la dirección de una corriente oceánica. Esta interacción no es fácil explicarla sin hacer uso de las matemáticas, pero el resultado son olas de longitud de onda corta y de gran altura. Si la corriente oceánica es cálida y viaja bajo aire frío, la inestabilidad atmosférica que se produce da lugar a un aumento de la fuerza del viento y a turbulencias, es decir, más energía a transmitir del viento a las olas.

En la costa sudeste de África se observan algunas de las olas mas grandes en el mundo debidas a varios de los mecanismos anteriormente mencionados. Este parte del océano que circunvala toda la Antártida, es el único con un fetch ilimitado en el mundo. Bajas extratropicales con fuertes vientos viajan de oeste hacia el este moviéndose en la misma dirección en que se mueven las olas. Tormentas al sudeste de la costa de África pueden producir grandes olas que se combinan con la mar de fondo que llega de más al sur. La amplificación final de estas olas se produce cuando se propagan dentro y contra la corriente de las Agujas, que se dirige hacia el sudoeste a una velocidad aproximada de 5 nudos. Además, esta corriente de las Agujas es una corriente cálida, por lo que la inestabilidad del aire frío superior también incrementa su velocidad y el viento transfiere más energía a las olas. Finalmente, cuando las olas se propagan en aguas poco profundas aumenta su altura, pero éste es otro tema.

23.3. TIPOS DE OLAS: MAR DE VIENTO Y MAR DE FONDO

Las olas podemos agruparlas en dos tipos diferentes: olas o mar de viento y olas o mar de fondo. Mar de viento, *mer* para los franceses y *sea o wind sea* para los británicos, es la ola producida por el viento que está soplando en ese momento sobre una extensión de mar determinada, que se conoce con el nombre de «zona generadora». Mar de fondo o mar tendida, mar de leva o mar boba, como también es conocida, corresponde a la *houle* de los franceses y al *swell* de los británicos, y puede definirse como aquel oleaje que aparece en ausencia de vientos, por haber abandonado la ola la zona generadora o porque el viento ha calmado dentro de la zona generadora. De cualquier forma, en la mar habitualmente siempre vamos a encontrar los dos tipos de olas actuando a la vez.

Las características principales de la *mar de viento* son:

- Olas más bien agudas.
- Corta longitud de onda.
- Altura del oleaje irregular.

Las características principales de la *mar tendida* son:

- Apariencia mucho más regular que las de viento.
- Longitud de onda mucho mayor que su altura.

- Crestas con perfiles redondeados (no rompen).
- Altura de las olas muy regular.
- Perfil sinusoidal.

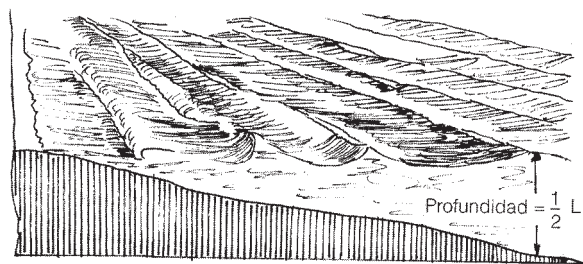
La olas en aguas profundas, es decir, en alta mar, solo rompen cuando su pendiente se hace muy grande. ¿Qué sucede? Que la velocidad de las partículas de agua de la cresta se hace mayor que la velocidad de propagación de la ola. Entonces el agua de la cresta se adelanta, se originan rociaciones y la ola rompe. Como regla aproximada, podemos decir que la ola de viento rompe en alta mar cuando su altura es mayor que la décima parte de su longitud de onda. La ola de fondo, sin embargo, rompe cuando la altura es mayor de la centésima parte de su longitud.

El que una ola sea inestable depende de la edad. Mientras sea mayor la velocidad del viento que la velocidad de propagación, la ola es joven; en cuanto ambas velocidades se igualan la ola es ya vieja, pudiendo llegar a ser mayor la velocidad de la ola que la del viento. Cuando la velocidad de la ola es la mitad que la del viento que la origina, la ola adquiere su máxima pendiente.

Rompientes

Cuando el oleaje se va acercando a la costa (playa), si su recorrido no ha sido muy grande, probablemente tendrá olas con crestas cortas y pendientes grandes, y olas con crestas más largas y poca pendiente. Las primeras sentirán el fondo pronto y romperán, y serán las olas de cresta larga las que finalmente lleguen a la orilla.

Se puede decir que la ola comienza a deformarse en cuanto el fondo del mar se encuentra a una profundidad igual a su longitud de onda. Desde este momento, la silueta o perfil de la ola se va haciendo irregular, la cara delantera se va poniendo cada vez más vertical, pareciendo que la cresta quiere adelantarse al resto de la ola, hasta que finalmente rompe. Sucede también, que el oleaje se ve frenado al empezar a sentir el fondo, y las líneas de olas que se van acercando a la playa van girando y poniéndose paralelas a las distintas líneas de profundidad (veriles) del fondo, y finalmente al perfil de la costa.



Las olas que finalmente se acercan a la playa experimentan los siguientes procesos: cuando la profundidad del fondo es igual a la mitad de la longitud de la ola, ésta comienza a romperse. Al acercarse cada vez a fondos menos profundos, la ola va aumentando su altura y disminuyendo su longitud, hasta que finalmente, cuando la profundidad es igual a 1,3 veces la altura de la ola, ésta rompe.

Conocida la altura de las olas que se están acercando a la costa, multiplicando por 1,3 obtendremos la profundidad a partir de la cual comenzarán las rompientes. Si disponemos de una carta náutica con veriles podremos saber, aproximadamente, a qué distancia de la costa se encontrarán las rompientes. Siempre será aproximado pero tanto más exacto cuanto menos pendiente tenga la playa.

Zona generadora, persistencia y Fetch

- *Zona generadora*, es el área sobre la cual la acción de un viento determinado crea un oleaje. Es condición indispensable, por lo tanto, que ese viento tenga una dirección e intensidad constante.
- *Persistencia* es el número de horas que un viento determinado ha estado soplando sobre una zona generadora. La ola no se forma repentinamente por la acción del viento; necesita un tiempo establecido, conocido como «persistencia mínima», que será tanto mayor cuanto más intensidad tenga dicho viento. A partir de este momento la ola ya no crece más, y se dice que la ola está «completamente desarrollada».
- *Fetch* es la extensión longitudinal de una zona generadora, o la extensión sobre la que sopla un viento con una dirección e intensidad constante. Se expresa en millas o kilómetros.

Si la ola está completamente desarrollada (persistencia mínima), la altura de la ola es independiente del tiempo, al haberse alcanzado su estado estacionario. Es decir, el factor limitativo de la altura de la ola en régimen estacionario (mar totalmente desarrollada) es el *fetch*: para cada intensidad de viento, cuanto más viento, ola más alta.

Si la mar no está desarrollada totalmente, el régimen es transitorio y la altura de la ola irá creciendo con el tiempo, hasta alcanzar su total desarrollo. Ahora, el factor limitativo de la altura de la ola es la persistencia, siempre que no alcance el valor de la persistencia mínima.

De lo anterior, podemos deducir que el factor limitativo de la altura de la ola, completamente desarrollada, es el *fetch*, es decir, cuanta más longitud tenga éste, la ola tendrá más altura, teniendo en cuenta que, para un punto determinado dentro de una zona generadora, el *fetch* del punto no es la extensión longitudinal de toda la zona generadora, sino la distancia entre el origen de la zona generadora y el punto.

23.4. CÁLCULO DE LA ALTURA DE LAS OLAS

Calculo de la altura de la mar de viento

Se han construido diferentes ábacos para el cálculo de la altura aproximada de las olas, habiendo elegido para nuestro libro los que mostramos en la página siguiente.

Ambos ábacos se han construido teniendo en cuenta condiciones ideales. El ábaco de la figura 1 da la altura de olas debidas al fetch, supuesta una persistencia ilimitada, y el ábaco de la figura 2, la altura de olas debidas a la persistencia, supuesto un fetch infinito.

El ábaco de la figura 1 muestra la altura de las olas levantadas en régimen estacionario (olas completamente desarrolladas). En el eje de las abscisas se representan las longitudes de los Fetchs, y en el de ordenadas la altura de las olas, en metros. Las curvas corresponden a la fuerza del viento (escala Beaufort).

El ábaco de la figura 2 muestra la altura de las olas levantadas en régimen transitorio, es decir, cuando el factor limitativo no es el fetch sino la persistencia. En el eje de abscisas se representa la persistencia en horas, y en el de ordenadas la altura de las olas, en metros. Las curvas corresponden igual que en el ábaco de la figura 1 a la fuerza del viento.

Al intentar predecir el oleaje nos vamos a encontrar no con fetchs y persistencias ilimitados, sino limitados. Tendremos entonces dos alturas distintas de olas. Para conocer la altura de la ola procederemos de la siguiente manera: Cuando la persistencia sea mayor que la persistencia mínima, el régimen será estacionario y la mar estará completamente desarrollada, por lo que el factor limitativo de la ola será el fetch, y el resultado deberemos buscarlo en el ábaco del fetch. Cuando la persistencia sea menor que la persistencia mínima, el régimen es todavía transitorio, es decir, no ha alcanzado su pleno desarrollo; la ola puede seguir creciendo, y la altura de la ola la buscaremos en el ábaco de la figura 2.

Como norma general escogeremos como altura de la ola la menor dada por ambos ábacos.

Fórmulas aproximadas para calcular algunas características de las olas

Teniendo en cuenta que el período de la ola es uno de los parámetros más fáciles de observar, se han deducido las siguientes fórmulas:

En aguas profundas, la velocidad (V) de propagación de la mar de viento es proporcional al periodo (T), y la longitud de la ola (L) al periodo elevado al cuadrado.

$$V = 1,56 \times T \text{ m/seg}$$

$$V = 3,06 \times T \text{ nudos}$$

$$L = 1,56 \times T^2 \text{ metros}$$

Es decir, que la velocidad en nudos es el triple del periodo, y la longitud en metros, vez y media el cuadrado del periodo, aproximadamente.

Ejemplo: Supongamos un viento de 25 nudos (fuerza 6 de Beaufort) que ha soplado 36 horas a lo largo de un fetch de 480 millas. Calcular la altura de la ola levantada.

En el ábaco de fetch, con:

$F = 480$ millas y $f = 6$
 $H = 2,85$ metros

En el ábaco de persistencia, con:

$p = 36$ horas y $f = 6$
 $H = 3,05$ metros

La altura de la ola es de 2,85 metros y la mar está plenamente desarrollada, al ser el factor limitativo el fetch.

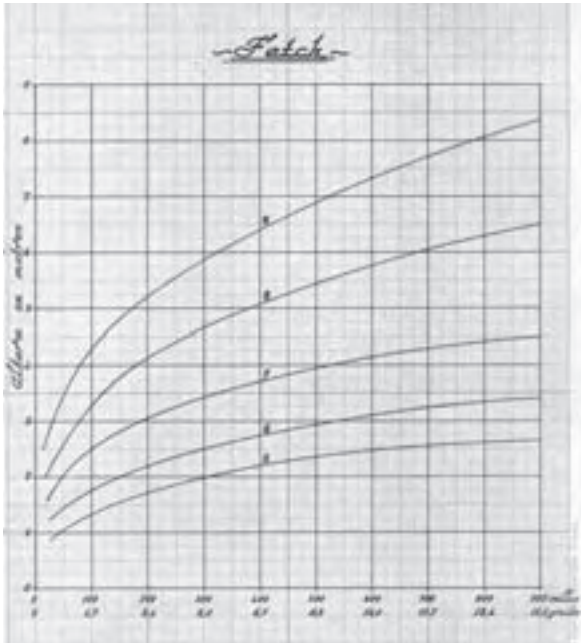


Figura 1

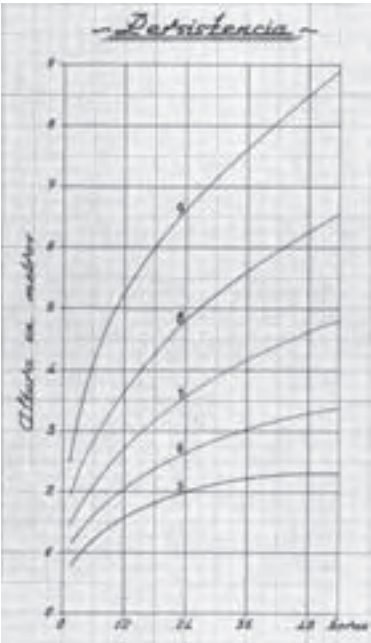


Figura 2

Cálculo de la altura de la mar de fondo

Si conocemos la longitud de la ola, *la distancia de amortiguamiento* (distancia que tiene que recorrer la ola desde el final de la zona generadora) y la altura de la ola de viento, asimismo al final de la zona generadora, se podrá calcular la altura de la mar de fondo aplicando las fórmulas siguientes:

$$H = H_0 \left(\frac{2}{3} \right)^{\frac{D}{L}}$$

D = Millas; L = Pies

$$H = H_0 \left(\frac{2}{3} \right)^{\frac{D}{6.4L}}$$

D = Kilometros; L = Metros

H = Altura de la ola resultante al cabo de un recorrido en calma.

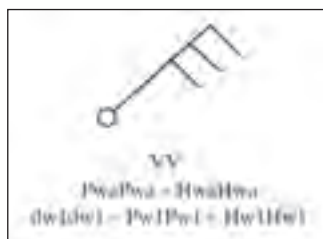
H₀ = Altura de la ola al final de la zona generadora.

L = Longitud de la ola.

D = Distancia de amortiguamiento.

23.5. ANÁLISIS Y PREVISIÓN DE LA ALTURA DE LAS OLAS

Empleando los símbolos utilizados internacionalmente los parámetros de las olas se disponen de la siguiente manera:

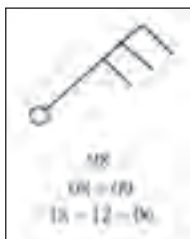


VV = visibilidad



= velocidad del viento

Ejemplo:



VV = Visibilidad (20 kilómetros)

PwaPwa = Periodo olas mar de viento en seg (ej. 08 = 8 seg).

HwaHwa = altura ola mar de viento en medios metros (ej. 09 = 4,5 metros).

dw1dw1 = Dirección de la ola de mar de fondo en decena de grados (ej. 18 = 180° = S).

Pw1Pw1 = Periodo de la ola de mar de fondo (ej. 12 = 12 s).

Hw1Hw1 = Altura de la ola de mar de fondo en medios metros (ej. 06 = 3 metros).

VV	
90	menos de 50 metros
91	100 metros
92	200 metros
93	500 metros
94	1 km
95	2 km
96	4 km
97	10 km
98	20 km
99	50 km

Si no hay suficientes observaciones de altura de olas, se pueden calcular éstas por medio de la ecuación de Scott (tablas).

Altura de las olas en función del viento geostrófico según Scott									
Viento geostrófico	10	15	20	25	30	35	40	45	50
Altura de olas en metros	2,1	2,6	3,1	3,6	4,0	4,5	5,1	5,6	6,2

Agua de mayo, pan para todo el año.



24. CORRIENTES MARINAS

24.1. DEFINICIÓN Y ORIGEN

El desplazamiento de un lugar a otro de las masas de agua, es decir, su movimiento horizontal, es llamado «corriente». La circulación de las corrientes se define por su rumbo y velocidad o intensidad horaria.

El origen de las corrientes oceánicas se atribuye a tres causas principales:

- Las variaciones de densidad en el seno del agua: «circulación termohalina».
- Los vientos: «circulación eólica».
- Las mareas y ondas internas.

La superficie del océano es calentada desigualmente por el Sol; en latitudes bajas el calentamiento es mayor, el agua se expande y aumenta su nivel. Esta diferencia de nivel con respecto a las aguas frías hace que fluya el agua desde la caliente a la fría. Un ejemplo de esta causa sería la Corriente del Golfo de Méjico, o la Corriente de Kuroshio en sus orígenes.

Un ejemplo de la segunda causa serían las corrientes del Índico, y un ejemplo de la tercera causa serían las corrientes de marea del Mar del Norte.

24.2. CLASIFICACIÓN DE LAS CORRIENTES

De acuerdo a sus características principales podemos hacer la siguiente clasificación.

- Por el *origen*:
 - Corrientes de deriva o corrientes de arrastre, cuando su causa principal es el viento.
 - Corrientes de densidad, cuando su causa son los cambios de densidad producidos por variaciones en la temperatura y salinidad de las masas de agua.
 - Corrientes de gradiente, cuando su causa es la diferencia de presiones entre dos áreas.

— Por su *localización*:

- Oceánicas.
- Costeras.
- Locales.

— Por su *profundidad*:

- Superficiales.
- Intermedias.
- Profundas.

— Por su *temperatura*:

- Calientes.
- Frías.

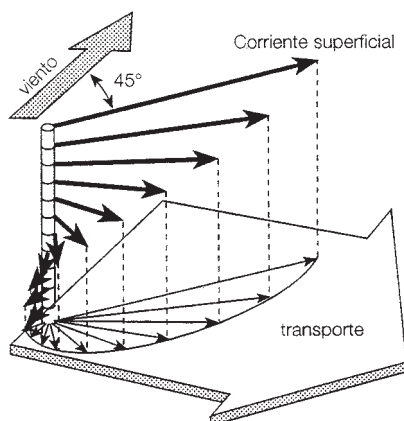
— Por su *duración*:

- Permanentes.
- Estacionales.
- Accidentales.

24.3. TIPOS DE CORRIENTES

Corrientes de viento o de deriva

El viento, al soplar sobre la superficie del mar mueve el agua por fricción pero debido a la fuerza de Coriolis, este movimiento o transporte de las aguas es realmente a la derecha de la dirección del viento.



El movimiento del agua en superficie es a 45° aproximadamente respecto a la dirección del viento, 15° en agua poco profundas y hasta 45° en aguas profundas. Este

movimiento se transmite a las siguientes capas, pero debido a la fricción interna, el movimiento decrece con la profundidad rápidamente. El equilibrio entre las fuerzas: fricción entre el viento y el agua, y fricción entre las capas del agua y Coriolis, hace que cada una de ellas rote más a la derecha con respecto a la capa superior. A varios cientos de metros, la corriente puede llevar una dirección completamente opuesta a la de la corriente superficial, produciéndose una espiral, conocida como *Espiral de Ekman*. A la corriente se la llama *Corriente de Ekman*.

Corrientes de densidad (termohalinas)

Se producen cuando las aguas de los océanos en latitudes altas, es decir, muy frías y densas son impulsadas hacia latitudes más meridionales por los vientos reinantes. Al llegar a áreas con aguas más cálidas, menos densas, se hunden, dando lugar a desplazamientos verticales, que al mismo tiempo originan corrientes horizontales.

La evaporación de grandes magnitudes en las zonas tropicales da lugar también a movimientos horizontales en las masas de agua, generando al mismo tiempo corrientes verticales de compensación por dicha evaporación.

Corrientes de marea

Es el movimiento horizontal que se produce como consecuencia de las mareas, siendo por lo tanto un movimiento periódico y alternativo. Sus efectos se notan especialmente en áreas más o menos costeras (Canal de la Mancha, Mar del Norte). Generalmente no guardan un sincronismo respecto a la pleamar y bajamar, pudiendo su máxima o mínima intensidad no coincidir con ellas. El movimiento es periódico y al mismo tiempo giratorio.

Corrientes periódicas

Son aquellas cuya velocidad o dirección cambia periódicamente como una corriente de marea.

Corrientes estacionales

Son aquellas que cambian en dirección o velocidad debido a cambios estacionales del viento.

Corrientes permanentes

Son aquellas que sólo experimentan pequeños cambios a lo largo del año.

Corriente superficial

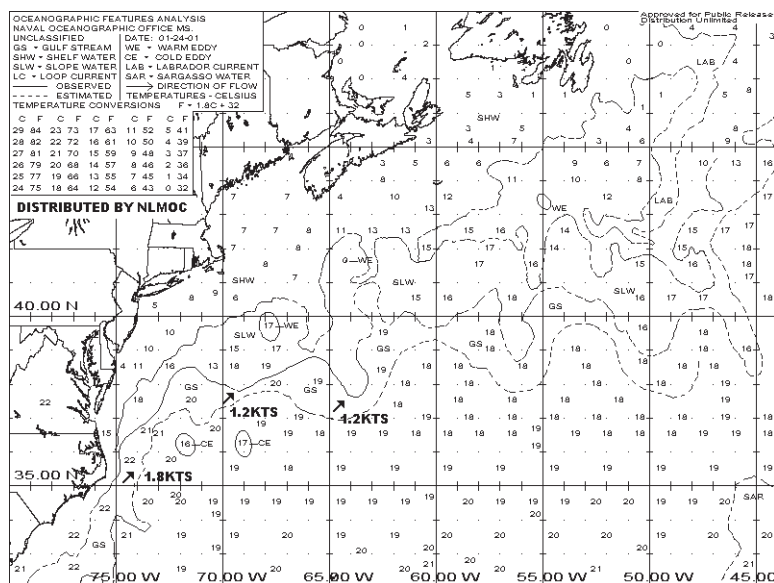
Es aquella que sólo se extiende unos pocos metros por debajo de la superficie.

Corriente subsuperficial

Es aquella que se localiza sólo por debajo de la superficie.

Contracorriente

Asociadas con las corrientes, se encuentran unas corrientes secundarias que circulan contiguas a éstas, pero con dirección opuesta; son las *contracorrientes*. Cuando algunas veces estas contracorrientes forman un círculo se las conoce como «Corrientes Eddy». Se forman continuamente en las márgenes de la Corriente del Golfo, una vez rebasada la península de Florida, y pueden ser de agua caliente o fría.



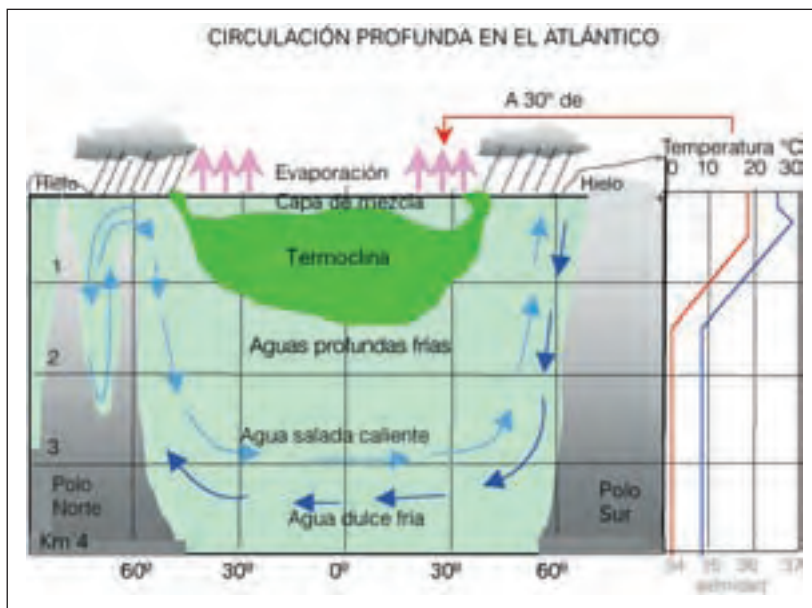
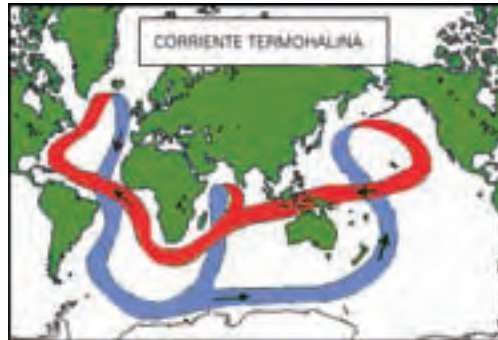
Carta del Gulf Stream mostrando entre otras cosas los «Eddys» calientes y fríos formados

Circulación termohalina

La salinidad y la temperatura del agua juegan un papel fundamental en el desarrollo de lo que se conoce como *Circulación termohalina* o «conveyor belt» que, como una gigantesca cinta transportadora, atraviesa los océanos a diversas alturas, moviendo millones de metros cúbicos de agua, y jugando un papel esencial en la distribución del calor de norte a sur y de este a oeste.

Cuando las aguas de la Corriente del Golfo alcanzan los 50°N, la temperatura aproximada suele ser de 10°C, que se convierten en 3°C a los 65°N. El agua adquiere entonces una alta densidad y termina hundiéndose, permitiendo la llegada de agua

superficial más caliente procedente del sur. Este hundimiento del agua, por convección, se intensifica al comienzo del invierno con el aumento de la salinidad en áreas subárticas. En el límite de la banquisa, el agua que forma el hielo se hace dulce, y la sal sobrante hace aumentar la salinidad del agua y, lógicamente, su densidad. El agua muy fría y salada se hunde hasta las profundidades del océano y da lugar a la formación del agua profunda en el Atlántico Norte NADW (*North Atlantic Deep Water*).



El sistema de corrientes profundas y superficiales en el Atlántico y en el Pacífico no tienen la misma fuerza, y debido a estas diferencias, el Atlántico Norte es más cálido y salado que el Pacífico Norte. La temperatura y salinidad en el Atlántico entre los paralelos 45°N y 60°N es 10°C, 34,9% y en el Pacífico 6,7°C y 32,8%. En el Atlántico, el volumen de agua evaporada es mayor que el aporte por precipitaciones

y ríos; esta humedad es transportada por los ponientes hacia el continente europeo, que al no tener grandes obstáculos topográficos, permite que se dirija hacia el continente asiático y no se recupere. Sin embargo, la humedad en el Pacífico, al entrar en el continente americano se encuentra con los Rocosas y demás sistemas montañosos, que de norte a sur hacen de barrera, dando lugar a grandes precipitaciones y a que la mayor parte del agua vuelva de nuevo al océano y no penetre en EEUU.

Otra razón de la mayor salinidad del Atlántico es el trasvase de aire cargado de vapor hacia el Pacífico, a través del istmo de Panamá, por los vientos alísios.

El volumen de masa de agua profunda NADW que se produce en el Mar de Labrador y en el Mar del Norte tiene un ritmo de 13 Sv (millones de m³) por segundo; para hacerse una idea, setenta veces el caudal del río Amazonas. Se pueden apreciar dos NADW distintas; una más profunda, la que se forma en los mares del Norte con aguas muy frías, y otra menos profunda, proveniente del Mar de Labrador y sur de Groenlandia, algo más cálida. Después de atravesar el Ecuador, el caudal rodea el sur de África, con dirección este, y se dirige hacia las profundidades del Indico y posteriormente del Pacífico. En las regiones centrales del Indico y del Pacífico se eleva y vuelve a la superficie para regresar al Mar del Norte, cerrándose el ciclo, como se observa en la figura.

En la plataforma de la Antártica también se forma «agua profunda» AABW (*Antarctic Bottom Water*), más densa y más fría que la del H.N., que se dirige hacia el norte hasta llegar a los 40° de latitud, uniéndose entonces a la NADW. El caudal de esta corriente varía entre 2 y 9 millones de m³ por segundo, estimándose que en épocas muy frías podría llegar a los 15 Sv. Opinan algunos científicos que existe una conexión entre ambas corrientes, y cuando una aumenta, la otra disminuye y viceversa.

Estas aguas profundas se mueven muy lentamente, como máximo a 0,36 km/hora, es decir, que un ciclo completo, para una gota de agua que se moviese dentro de esta corriente, tardaría aproximadamente 1.000 años.

24.4. PRINCIPALES CORRIENTES DEL MUNDO

24.4.1. Corrientes del Atlántico Norte

La circulación en el Atlántico Norte es en el sentido de las agujas del reloj, alrededor del *Mar de los Sargazos*. La corriente más meridional es conocida como *Corriente Ecuatorial del Norte* que naciendo en las proximidades de las islas de Cabo Verde se dirige hacia la parte oriental del Caribe atravesando el Atlántico de oriente a occidente, en donde se les une la *Corriente Ecuatorial del Sur*, que ha cruzado el ecuador. Las dos corrientes unidas se dirigen hacia el Caribe, rodeando las islas por el norte y por el sur. El ramal sur, *Corriente del Caribe*, rodea Cuba, entrando por el estrecho de Yucatán y saliendo por el estrecho de Florida, formando la *Corriente de*

Florida. El ramal norte forma la *Corriente de las Antillas* y la *Corriente de las Bahamas*.

Durante los meses de diciembre a enero, tanto la Corriente Ecuatorial del Norte como la Corriente Ecuatorial del Sur van unidas desde los 26°W. Sin embargo, entre los meses de mayo y noviembre se separan, apareciendo una contracorriente, que se dirige hacia el este y que se denomina *Contracorriente Ecuatorial* (1,5 m/h), apreciándose desde los 50°E. La prolongación de esta contracorriente ecuatorial se denomina *Corriente de Guyana*.

Las corriente de Florida y la corriente de Bahamas se unen formando la *Corriente del Golfo* «Gulf Stream», y sus aguas caliente van siguiendo el veril de los 200 metros hasta la altura de Cabo Hatteras, con una velocidad en su eje cercana a los 5 nudos. A lo largo de los cayos y a menos de 2 millas de ellos, se pueden encontrar contracorrientes de 1 a 2 nudos. La localización del eje, sus bordes así como su intensidad, son dados todos los días por los servicios oceanográficos. Poco a poco, la Corriente del Golfo se va extendiendo hacia el nordeste y expandiéndose, es decir, se va debilitando, formando la *Corriente del Atlántico Norte*, que a los 30°W se abre en abanico, partiendo un ramal hacia las Islas Británicas y otro hacia las costas europeas. La parte meridional de la Corriente del Atlántico Norte vira gradualmente hacia la derecha, aproximadamente al este de los meridianos de 40° a 45°, recibiendo el nombre de *Corriente de las Azores*, que más tarde, después de virar más hacia el oeste, pasa a llamarse *Corriente Subtropical del Norte*.

Corriente Ecuatorial del Norte

Es un gran flujo de agua de dirección oeste y componente sur del giro subtropical del Atlántico norte. Es alimentada por la Corriente de Canarias, y sus aguas se integran en el sistema de la Corriente del Golfo *Gulf Stream*, vía la *Corriente de las Antillas* o a través del Caribe con la *Corriente de Guyana*.

Se encuentra en el Atlántico Norte entre las latitudes de 7°N y 20°N aproximadamente. Originada al noroeste de la costa africana, al cruzar el océano se le une parte de la *Corriente Ecuatorial del Sur*. Su velocidad varía entre 0,36 y 0,540 km/hora, y su temperatura oscila en verano entre los 30° y 32°, y en invierno entre los 24° y 28°, aproximadamente.

Contracorriente Ecuatorial del Norte

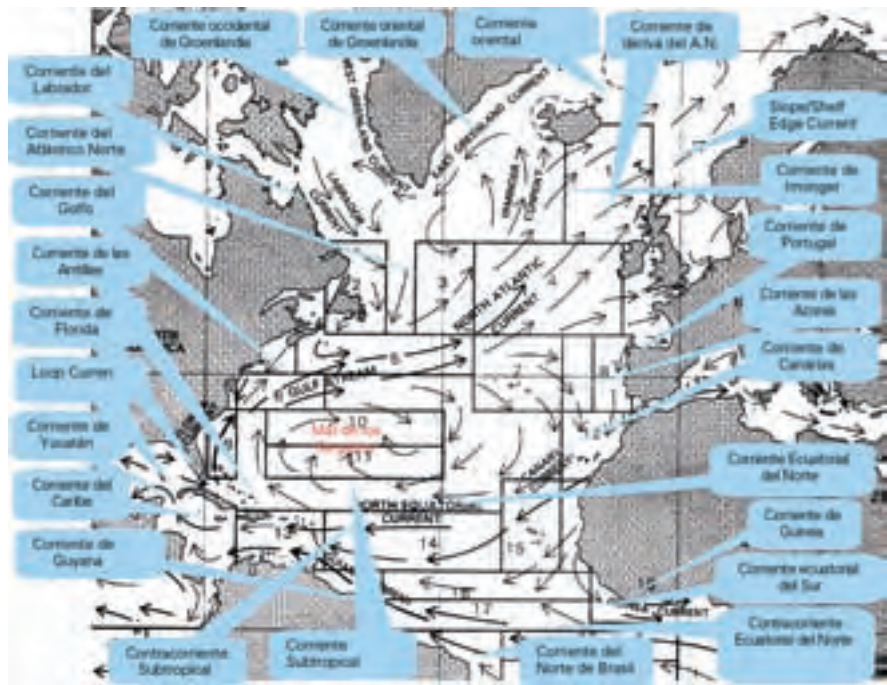
La *Contracorriente Ecuatorial del Norte* se encuentra entre los 3°N y 10°N de latitud. Esta corriente muestra una gran variabilidad estacional: desde finales del invierno hasta el comienzo de la primavera es muy pobre excepto cerca de la costa africana, y más fuerte y visible en verano, a lo largo de todo el Atlántico tropical.

La Contracorriente Ecuatorial del Norte tiene entre julio y septiembre su mayor fuerza así como su posición más norte. Su velocidad media es de 1,5 km/hora, alcanzando los 1,8 km/hora.

La Corriente de Guyana

La Corriente de Guyana alimentada por la Corriente de Brasil, es la mayor fuente de agua del Caribe. El agua transportada por esta corriente se une a las aguas tropicales de la Corriente Ecuatorial del Norte, y eventualmente alimenta el giro subtropical del atlántico norte por medio de las corrientes del Caribe, Yucatán Loop y Florida.

Esta corriente penetra en el Caribe entre las islas Windward, y entre Grenada y el continente sudamericano. Su salinidad tiene mucho que ver en algunas zonas con los ríos Amazonas y Orinoco. Tiene un diámetro de unos 300 km y de 20 a 50 m de profundidad, y su velocidad puede variar entre 0,2 y 4,2 nudos, encontrándose sus velocidades más comunes entre 0,8 y 2,4 nudos.



La Corriente del Caribe

Transporta gran cantidad de agua hacia el NW a través del mar Caribe, hacia el Golfo de México, vía la Corriente de Yucatán. Esta corriente es alimentada por la Corriente de Guyana, y a la altura de las costas colombianas y del sur de América Cen-

tral crea una circulación contraria a las agujas del reloj. Su velocidad, a la altura de la costa venezolana puede ser de 2,5 km/hora y de 2,15 km/hora en las costas colombianas y panameñas.

Corriente de Yucatán

Se conoce así a la corriente que fluye del Caribe al Golfo de México a través del Canal de Yucatán. Su velocidad, cerca de la superficie, varía entre 2,9 km/hora (80 cm/s) 5,4 km/hora (150 cm/s).

Loop Current

La corriente de agua que penetra por el canal de Yucatán, con dirección norte, en el Golfo de México y que transporta grandes cantidades de calor, para finalmente unirse a la corriente de Florida, se conoce como *Loop Current*.

Esta corriente es muy variable en su posición. Algunas veces se dirige directamente hacia el estrecho de Florida, cortando la circulación en el sentido de las agujas del reloj dentro del Golfo de México y conocido como «Vórtice cubano». Otras veces, sin embargo, se extiende a todo lo ancho en el Golfo de México girando en el sentido horario, alcanzando latitudes superiores a los 29°N. Ocasionalmente esta corriente puede alcanzar la desembocadura del río Mississippi.

Corriente de Florida

Esta corriente es considerada como el origen del sistema *Gulf Stream*, es decir, de la Corriente del Golfo. Su borde interior se encuentra a unas 10 millas de ciudades como Miami o Fort Lauderdale, y su velocidad alcanza los 2m/s, es decir 4 nudos, a su paso por casi todo el estrecho de Florida. Cuando se navega con un rumbo oeste, es decir, entrando en el Golfo de México, es conveniente acercarse lo más posible a la costa americana para encontrar la contracorriente y navegar con entre 1 y 2 nudos a favor.



La localización de su eje, sus bordes norte y sur, su velocidad, su temperatura, los remolinos calientes y fríos que se forman en su seno, etc., son emitidos diariamente por los servicios oceanográficos americanos.

Corriente del Golfo

Esta corriente, transporta un caudal de 70 a 90 millones de m³ de agua por segundo, tiene una anchura entre 75 y 200 km, una profundidad entre 450 y 1.500 m, y velocidades promedio de 2,5 nudos, con picos de más de 2 m/s, es decir, 5 nudos en algunos lugares.

Comienza a la altura de C. Aterras, donde termina la corriente de Florida al dejar la plataforma continental. Esta corriente fluye en superficie, transportando grandes cantidades de calor hacia el norte, suavizando el clima en América del Norte y Europa. Poco a poco esta corriente se va enfriando, hundiéndose en el océano. Este hundimiento en el norte, debido a su enfriamiento y a su mayor densidad salina, es el verdadero motor de la corriente, ya que hace emerger el agua caliente del sur y de esta forma se cierra el circuito.

Al principio sube paralela a la costa y después se separa cruzando el Atlántico, hasta aproximadamente los 40°W. A la altura de Terranova comienza a ensancharse cada vez más, debilitándose y formando la *Corriente del Atlántico Norte*.

Corriente del Atlántico Norte

Se origina entre los Grandes Bancos y los surcos del Atlántico medio y de Terranova. Es la continuación de la *Corriente del Golfo*. Su máxima velocidad es de 2 nudos y sigue transportando agua caliente hacia la latitud de 60°N. Basándose en imágenes satélites se han identificado dos situaciones distintas. La primera es la situación clásica cuando la corriente se dirige al norte, sobrepasa el C. Flemish y a la altura de los 52°N gira hacia el este. La otra situación, llamada de bifurcación: en este caso, solo parte de la corriente continúa hacia el norte, mientras una gran cantidad de agua se dirige hacia el este

Corriente de deriva del Atlántico Norte

Es una corriente superficial ancha, de agua templada, que se mueve hacia el norte entre los 50-64°N y los 10-30°W con dirección variable, dependiendo de los vientos reinantes, y considerada como una extensión de la *Corriente del Atlántico Norte*. Sus aguas reemplazan a las aguas polares que se hunden en el Atlántico Norte. Su promedio de velocidad es 3 cm/s.

Corriente de Irminger

Es un ramal de la *Corriente del Atlántico Norte*, que parte de los 54°N y 26°W aproximadamente en dirección norte, transportando aguas relativamente templadas

(4-6°C) y saladas que se mezclan con las frías que transporta la corriente oriental de Groenlandia. Su velocidad varía entre los 10 cm/s y los 25 cm/s.

Corriente del Labrador

Es una corriente de componente sudoeste que transporta aguas frías desde el estrecho de Hudson (60°N) hacia un extremo de los Grandes Bancos, al sur de Terranova (43°N). Su velocidad varía entre 110 y 380 m/s. Su caudal, de 4 millones de m³, se divide en dos a la altura de Hamilton Bank: un ramal interior con un caudal del 15% del flujo, y otro ramal fuera de la costa. Su estacionalidad ha sido cuestionada al no encontrarse una evidencia sistemática de la variación de su transporte de agua.

Corriente Oriental de Islandia

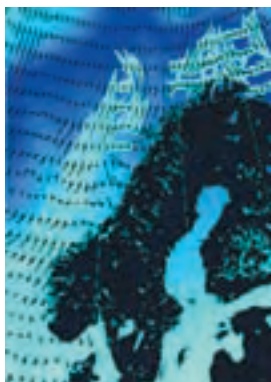
Esta corriente transporta agua fría desde el mar de Noruega hacia Islandia, bifurcándose en dos a la altura de esta isla. Un ramal se dirige hacia el norte y otro hacia el este. El hielo cubre a menudo las aguas de esta corriente, lo que dificulta la estimación de su velocidad. La formación de hielo en la superficie depende de la salinidad de los primeros 100 m de columna de agua. Si la salinidad es inferior a $S = 34,7$, el hielo puede formarse, ya que el agua no es lo suficientemente densa como para hundirse. Si la salinidad es mayor de $S = 34,8$, la convección da lugar a la llegada de calor superficial, suficiente como para mantener la superficie libre de hielos.

Corrientes de Noruega y de Cabo Norte

Esta corriente se mueve hacia el norte a lo largo de la costa oeste de Noruega, entre los 50 y 100 metros de profundidad, transportando agua relativamente caliente. La temperatura promedio de la *Corriente de Noruega* se encuentra entre los 2° y los 5°C, y la salinidad es menor de 34,8. Su velocidad varía bastante, dependiendo de la profundidad; con profundidades de 25 m, varía entre 5 cm/s y 60 cm/s, aunque se han registrado velocidades en verano (junio) de hasta 100 cm/s. Un importante aspecto de esta corriente es su efecto sobre la capa de hielo en el Mar de Barents. Comparadas con las frías y dulces aguas del Ártico, las aguas de la corriente de Noruega son relativamente calientes y saladas. El intercambio de calor entre estas dos masas de agua aumenta durante una NAO (Oscilación del Atlántico Norte) positiva. Bajo estas condiciones (NAO positiva), el transporte de calor por la corriente noruega hacia el Ártico es mayor de lo normal. Cuando la NAO tiene signo negativo, las aguas atlánticas no penetran tanto hacia el norte, y el hielo se forma y mantiene mucho más fácil en el Mar de Barents.

La rama septentrional de la Corriente del Atlántico Norte, por su parte, se dirige hacia el nordeste, hacia las costas occidentales de las Islas Hébridas, Shetland y las costas Noruegas. Al alcanzar los 69° de latitud la corriente se divide en dos. La que gira a la izquierda toma el nombre de *Corriente Occidental de Spitzbergen* y se dirige hacia

el Ártico. La que tuerce hacia la derecha toma el nombre de *Corriente de Cabo Norte*: entra en el Mar de Barents, atraviesa el Mar de Kara y bordea la costa de Nueva Zembla, tomando el nombre de *Corriente de Nueva Zembla*. Parte de esta corriente entra de nuevo en el Mar de Barents formando la *Corriente de Litke*. Otro ramal de la Corriente del Atlántico se desvía hacia el norte, a la altura de Islandia, formando la *Corriente de Irminger*, que a su vez se divide en dos: un ramal gira hacia el oeste y se une a la *Corriente Oriental de Groenlandia*, y otro rodea Islandia en el sentido horario.



La corriente principal del Ártico es la *Corriente Oriental de Groenlandia*, que rodea la costa oriental de esta isla. Al norte de los 70° de latitud, una parte de esta corriente se separa del eje principal formando la *Corriente Oriental de Islandia*, que rodea la costa nordeste de Islandia y pasa al norte de las Feroes, para girar gradualmente hacia el este y nordeste, avanzando paralelamente o uniéndose a la Corriente Atlántica de Noruega.

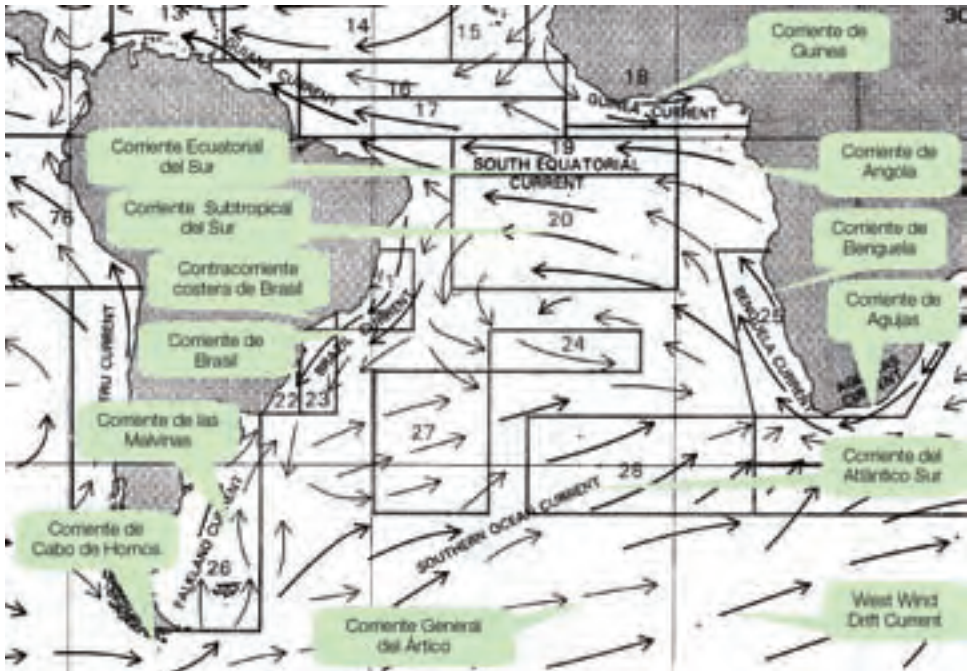
Por el oeste de Groenlandia tenemos la *Corriente Occidental de Groenlandia* que rodeando la bahía de Baffin, se dirige hacia el sur, tomando el nombre de *Corriente de la Tierra de Baffin*. En el estrecho de Hudson se unen varios ramales y forman la *Corriente del Labrador*, que se dirige hacia Terranova, pasa por el estrecho de Belle Isle y se extiende por los Grandes Bancos. Un ramal de esta corriente bordea Cabo Race y se dirige hacia el sudoeste.

Por fuera de estos contornos se forma la *Corriente de Portugal*, que se dirige hacia el sur, paralela a las costas de España y Portugal, y la *Corriente de Canarias*, que se alarga con la *Corriente del Alisio*, que se une finalmente a la Corriente Ecuatorial del Norte cerrando el circuito exterior.

24.4.2. Corrientes del Atlántico Sur

La circulación general en el Atlántico Sur es en sentido contrario a las agujas del reloj. La *Corriente Ecuatorial del Sur* cruza el Atlántico de este a oeste con distintas velocidades e incluso posiciones, dependiendo de la época del año, siendo muy

fuerte en junio y julio, suave en marzo y muy suave en octubre. Su velocidad media de 0,6 nudos aproximadamente, alcanzando los 2 nudos durante los meses de junio a agosto. Nace en las proximidades de la Isla de Annobón, y su velocidad va aumentando gradualmente hasta alcanzar la máxima a la altura de las costas americanas. A la altura de Cabo San Roque se divide: un ramal forma la *Corriente de Brasil* y el otro se une a la Corriente Ecuatorial del Norte. Al sur de la Corriente Ecuatorial del Sur, encontramos una pequeña circulación conocida como *Corriente Subtropical del Sur*.



La Corriente de Brasil, con una velocidad aproximada de un nudo, llega hasta la altura de Río de Janeiro, en donde se divide; una parte continúa bordeando la costa, y la otra se dirige hacia la Isla de Tristan da Cunha, alcanzando velocidades superiores al nudo cuando soplan los oestes en el lugar.

Al sur tenemos la *Corriente General del Antártico*, con velocidades que suelen rebasar el nudo. Esta corriente al pasar por la parte más meridional de América toma el nombre de *Corriente de Cabo de Hornos*. Un ramal de la Corriente General del Ártico se dirige hacia el norte formando la *Corriente de las Malvinas* (suele transportar muchos icebergs). Un ramal va pegado a la costa, pero la mayor parte de la corriente sigue una dirección este o nordeste por el sur de las Islas Malvinas, atravesando el Atlántico y llegando hasta las costa de África del Sur: aquí una parte se separa, dirigiéndose hacia el Norte, y formando la *Corriente de Benguela* con parte

de la *Corriente de las Agujas* que ha cruzado el Cabo de Buena Esperanza procedente del Indico. Su velocidad es aproximadamente de medio nudo, y al llegar a la altura de la desembocadura del Congo se desvía hacia el oeste, para unirse a la Corriente Ecuatorial del Sur y cerrar el círculo.

24.4.3. Corrientes del Pacífico Norte

El sistema general de las corrientes en el Pacífico mantiene una circulación similar a las del Atlántico, es decir, en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido contrario de las agujas del reloj en el hemisferio sur.

La *Corriente Ecuatorial del Norte* recorre el océano, de este a oeste entre los 10°N y 20°N aproximadamente en invierno, y entre los 10°N y los 30°N en verano. Su velocidad depende de lo más o menos alejada que se encuentre de los vientos alisios. A la altura de las I. Marianas recurva hacia el norte formando la *Corriente de Kuroshio*.

Esta corriente es cálida, estrecha y rápida, y se mueve al este del archipiélago de Filipinas y, más tarde, de la I. de Taiwan y al sur y este de Japón. En este mar causa el mismo efecto que la *Corriente del Golfo* en el Atlántico, aunque sus efectos en las costas americanas, más tarde, como *Corriente Septentrional del Pacífico*, son menores debido a que generalmente tiene menos temperatura, es menos profunda y menos amplia, y a que la distancia que tiene que recorrer es casi el doble.

Tiene una coloración verde azulada que, observada a distancia y comparándola con las aguas circundantes, tiene una apariencia más oscura; por ese motivo los japoneses la denominan *Kuro Shio* o corriente negra.

En esta zona se forman muchas tormentas tropicales. De hecho, estadísticamente ostenta el índice más alto del mundo en ciclones tropicales (tifones), preferentemente entre los meses de julio y octubre; por este motivo se la conoce también como corriente o camino de los tifones. La velocidad de la *Corriente de Kuroshio* varía entre 1,5 nudos, a la altura de la isla de Taiwán, y los 5 nudos en la costa de Japón.

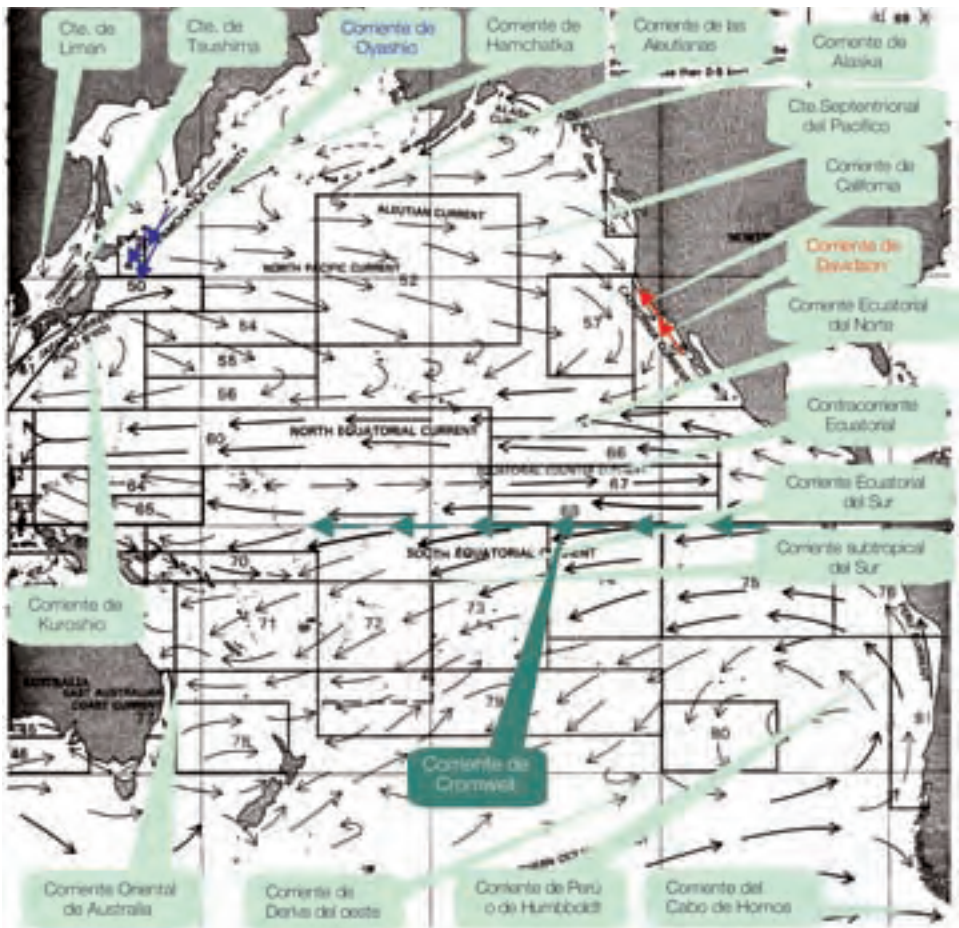
Entre los 35°N y 40°N, a esta corriente se le une otra procedente del norte, la *Corriente de Oyashio* o *Corriente de las Kuriles*, que desde el estrecho de Behring, primero con dirección SW y más tarde S, transporta aguas frías, hasta encontrarse con la *Corriente de Kuroshio*.

Las dos corrientes, ya unidas, se dirigen hacia el ENE, formando dos ramales bien diferenciados: la *Corriente Septentrional del Pacífico* en su ramal sur, con una velocidad aproximada de medio nudo, que recorre de vuelta todo el Pacífico hasta las costas americanas con aguas relativamente templadas, y el ramal norte, la *Corriente de las Aleutianas* con temperaturas mucho más frías. A esta corriente se le une también por el norte la *Corriente de Kamchatka* que, procedente también del estrecho de Behring, tiene al principio dirección SW a lo largo de la costa oriental de Kamchatka, para girar más tarde al SE y E.

El ramal sur de la *Corriente Septentrional del Pacífico* gira hacia el sur y forma la *Corriente de California*, cerrando el sistema principal del Pacífico Norte, y el ramal norte rodea la costa de EEUU con dirección norte al principio, y más tarde oeste, formando la *Corriente de Alaska*, que se bifurca en dos: un ramal se dirige hacia el oeste bordeando las I. Kuriles y otro realiza un círculo ciclónico en el Golfo de Alaska.

La *Corriente de California*, es una corriente fría de entre 200 y 300 millas de anchura, que con una velocidad de hasta un nudo avanza hacia el sur, bastante alejada de la costa americana, lo que da lugar, entre los meses de noviembre y febrero, a una contracorriente que se conoce como *Corriente de Davidson*. La *Corriente de California* con sus aguas frías es la causante de las nieblas persistentes en la costa de San Francisco.

Entre Japón, Corea y la costa de China se forma una circulación ciclónica. Un ramal de la *Corriente de Kuroshio*, que penetra por el estrecho de Corea, forma la *Corriente de Tsushima*, que a su vez se divide en dos: un ramal cruza el estrecho de Soya



y se une con la *Corriente de Oya Shio*, y el otro gira a la izquierda y luego al sur, y forma la *Corriente de Liman*.

La *Corriente Cromwell* descubierta en 1952 por Townsend Cromwell, es un río submarino de 250 millas de ancho y 33 de espesor, que fluye a la altura del Ecuador a lo largo de 3.500 millas con dirección oeste y a una profundidad de 100 metros, aproximadamente. Transporta un volumen de 30.000.000 m³ de agua por segundo, 1.000 veces superior al del río Mississippi, y su velocidad máxima es de 1,5 m/s. Esta corriente es rica en oxígeno y nutrientes, y por lo tanto la concentración de peces es alta.

24.4.4. Corrientes del Pacífico Sur

La circulación principal oceánica tiene un sentido ciclónico. En la parte septentrional nos encontramos con la *Corriente Ecuatorial del Sur* que, como la *Corriente Ecuatorial del Norte*, atraviesa el Pacífico con dirección oeste a una velocidad aproximada de medio nudo. En diversos lugares y momentos (estacionales) penetra hasta la latitud de 5°N. En latitudes inferiores a los 6°S su velocidad disminuye y se la conoce como *Corriente Subtropical del Sur*.

La *Corriente Ecuatorial del Sur* alcanza las costas australianas a la altura de Brisbane formando la *Corriente Oriental de Australia*, que contornea la costa en dirección sur a una distancia entre 20 y 60 millas, y con velocidades que pueden llegar a los 3 nudos. A la altura de Sydney, gira al SE y se une a la *Corriente del Antártico*, dirigiéndose hacia el este entre los paralelos 40°S y 50°S. Al aproximarse a la costa, se bifurca en dos ramales: uno se dirige hacia el sur bordeando la Tierra del Fuego, y se conoce como *Corriente del Cabo de Hornos* y, que pasa al Atlántico Sur, y otro que se dirige hacia el norte y se conoce como *Corriente de Perú*.

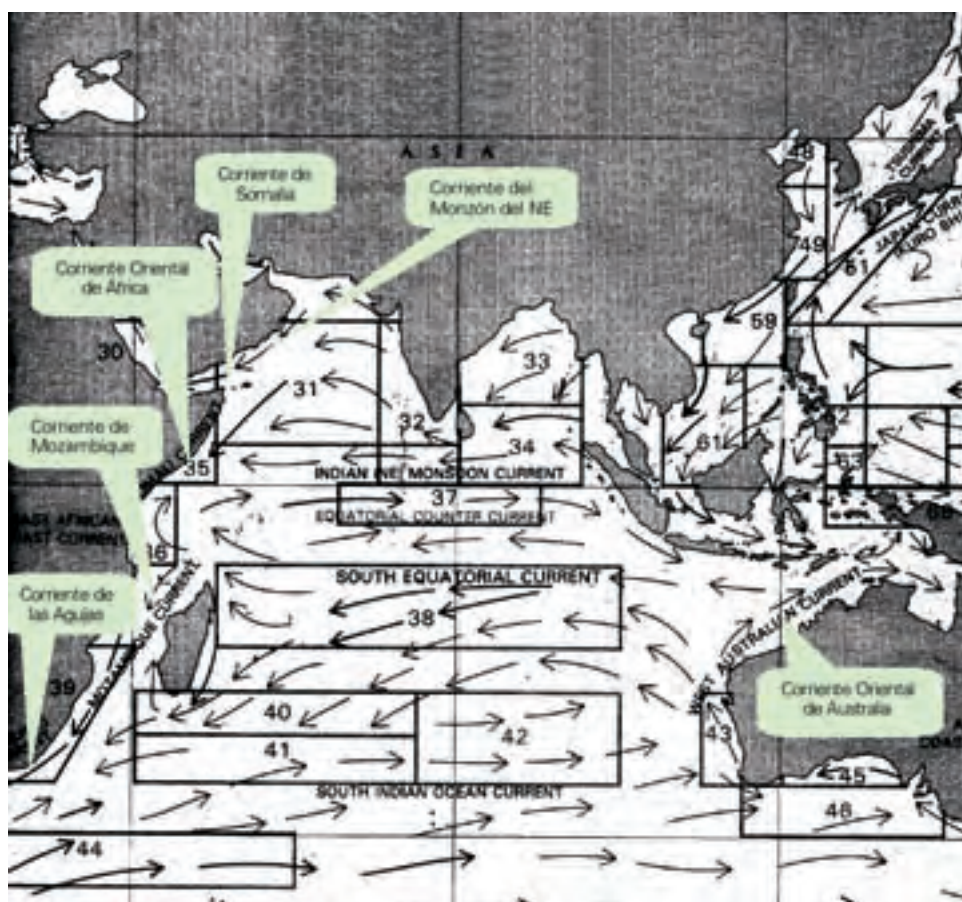
La *Corriente de Perú* o *Corriente de Humboldt* es una corriente fría que fluye hacia el norte a lo largo de la costa occidental de América del Sur. Fue descubierta por el explorador alemán Alexander Von Humboldt en 1880. Sus bajas temperaturas son causadas por los vientos alisios que, al soplar paralelos a la costa de este a oeste frente a Perú, Chile y Ecuador, desplazan las capas de agua calientes superficiales y provocan el afloramiento de las aguas profundas mucho más frías.

24.4.5. Corrientes del Índico

Las corrientes del Índico tienen una circulación similar a las del Atlántico y Pacífico, pero con diferencias acusadas, principalmente por los monzones y la menor extensión de agua en el hemisferio norte. Durante el monzón del SW, en las proximidades del Cabo Guardafui y al sur de la isla de Socotra, la *Corriente de la Costa Oriental de África*, con dirección este, suele alcanzar los 7 nudos de velocidad; en cambio, durante el monzón del NE, la corriente cambia el rumbo hacia el SW y solo alcanza los 3 nudos. La distribución de la costa meridional de Asia, la rotación de los

vientos y las variaciones de temperatura con los monzones, dan lugar a un complejo sistema de corrientes.

Durante los primeros meses del monzón del NE, es decir, entre noviembre y enero, en el Océano Índico Norte la circulación general, mar abierto, es de componente oeste. En los meses finales, es decir, entre febrero, marzo y abril, la dirección de la corriente comienza a invertirse poco a poco.

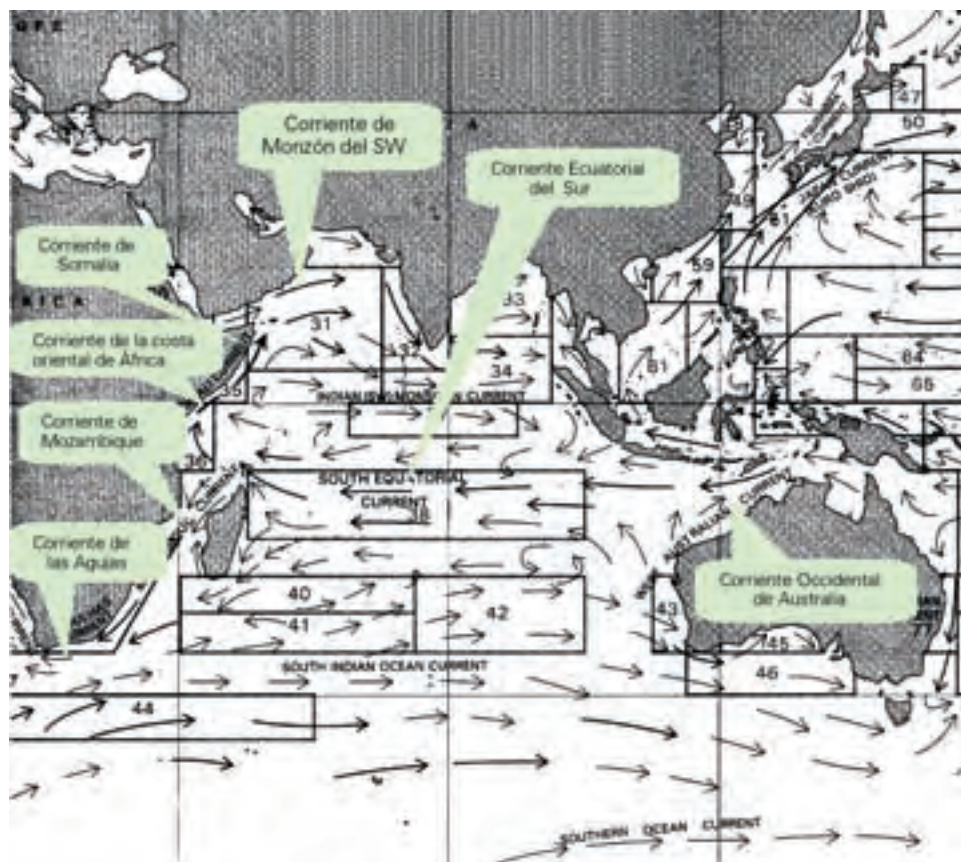


Corrientes del Índico (noviembre a marzo)

Durante el monzón del SW, es decir, de mayo a setiembre, las corrientes predominantes en el Índico Norte son de componente este.

En el Índico Sur la circulación es en el sentido antihorario. La corriente principal que se mueve paralela al ecuador es la *Corriente Ecuatorial del Índico*, y a diferencia de los otros océanos donde encontrábamos dos corrientes ecuatoriales, norte y sur, en éste sólo hay una. Al acercarse a las costas africanas se divide en dos; la Co-

rriente de Mozambique y la Corriente de la costa Oriental de África. La Corriente de Mozambique se prolonga más tarde con la *Corriente de las Agujas*, que bordea las costas orientales de África del Sur y cuya velocidad puede alcanzar los 5 nudos. Por el sur, el circuito se cierra con la *Corriente del Antártico*, la *Corriente Occidental de Australia* y la *Corriente del Alisio*.

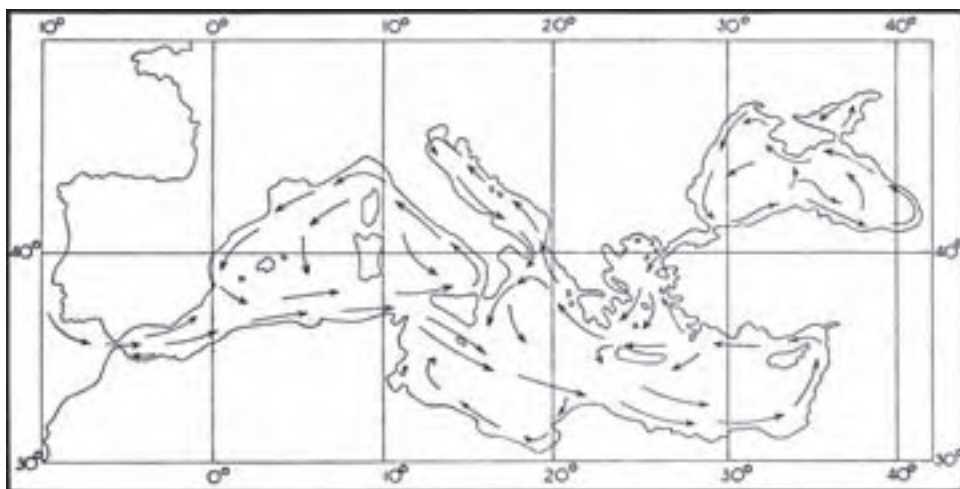


Corrientes del Índico (mayo a septiembre)

24.4.6. Corrientes del Mediterráneo

Parte de la Corriente de Portugal penetra en el Mediterráneo, dando origen a una corriente que rodea la costa africana hasta Cabo Bon y se dirige de aquí hacia Port Said. La corriente general tuerce hacia el norte y completa la circulación en el sentido antihorario, bordeando las costas septentrionales de Europa, al mismo tiempo que crea pequeñas circulaciones en el sentido de las agujas del reloj en los diferentes mares, Adriático, Egeo, etc.

La corriente de vuelta hacia el oeste se realiza, a cierta profundidad, a través del estrecho de Gibraltar. El fenómeno se explica de la forma siguiente: en el Mediterráneo la evaporación es muy grande y el agua que aporta el caudal de los ríos no es suficiente como para mantener el nivel del mar. Esto se compensa con agua del Atlántico que entra por el estrecho. La configuración de la costa hace que la corriente se mantenga pegada a ella y que la circulación sea en sentido contrario a las agujas del reloj; sin embargo, el efecto de Coriolis tendría que haber desviado hacia el sur a la corriente y el circuito debiera haber sido horario. El agua superficial se vuelve más densa al sufrir una gran evaporación y se hunde, cruzando el estrecho hacia el Atlántico.



24.4.7. Corrientes del Cantábrico

Las corrientes superficiales en el Golfo de Vizcaya se puede decir que son variables, tanto en intensidad como en dirección, dependiendo básicamente de los vientos que hayan soplado en el Atlántico occidental los días precedentes. De cualquier forma, una rama de la *Corriente del Golfo* gira antes de llegar a las Islas Británicas orientándose hacia el SE, al principio, girando hacia el SW y penetrando el Golfo de Vizcaya, para finalmente dirigirse el oeste en el Cantábrico.

Cerca de la costa podemos distinguir, en invierno, una corriente que discurre hacia el este, paralela a ella y que gira al norte al llegar a las costas francesas, y en verano, básicamente entre los meses de julio y octubre, otra corriente, también paralela a la costa. Ambas son de tipo oscilatorio, dependiendo de los vientos reinantes aunque en los meses de julio y agosto suele predominar la dirección oeste.

*Rojo al anochecer y gris en la madrugada,
son señales seguras de buena jornada.*



25. EL NIÑO (ENSO/ENOS)

25.1. EL NIÑO. OSCILACIÓN DEL SUR

Se trata de un espectacular fenómeno océano/meteorológico que se desarrolla en el Pacífico, la mayoría de las veces en las costas del Perú. Va acompañado de un ascenso importante en las temperaturas del agua del mar en el Pacífico central y oriental y da lugar a cambios bruscos en el tiempo y en el clima, en esa zona y en distintas regiones del mundo.

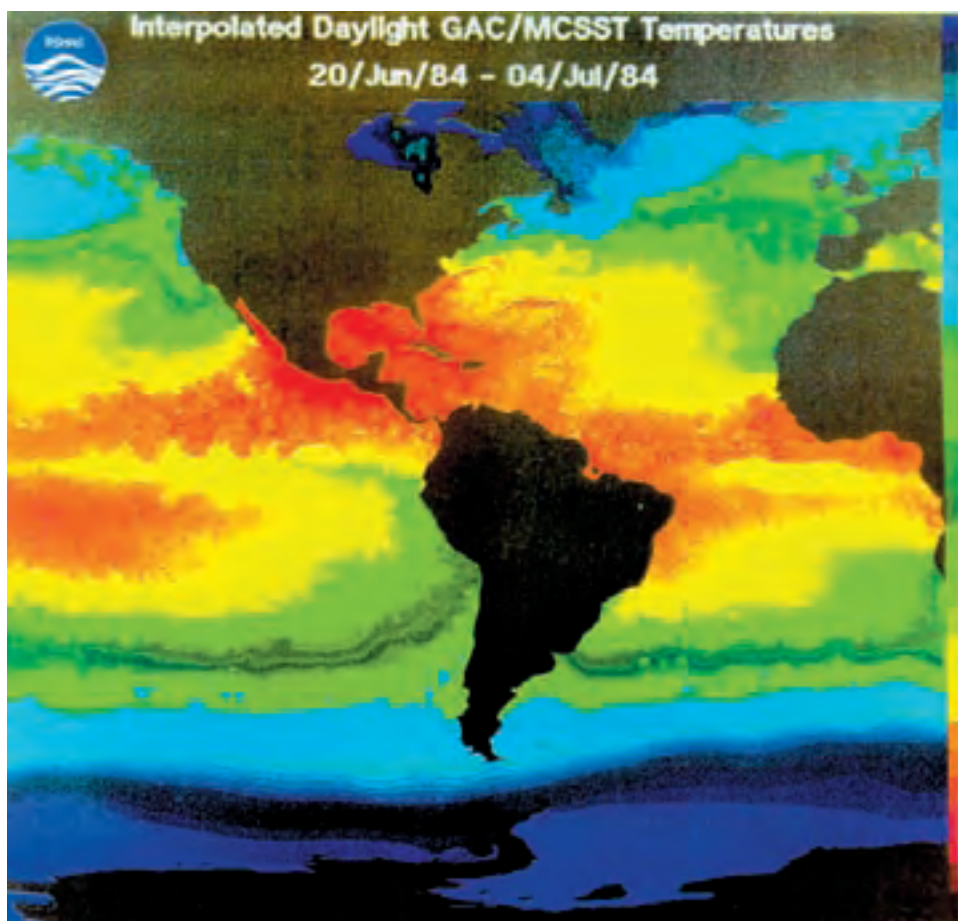
Los pescadores peruanos del puerto de Paita ya en el siglo XIX llamaban «Corriente del Niño», por aparecer todos los años en Navidad, a una corriente de agua caliente, la Contracorriente Ecuatorial, que eleva 1 o 2° C la temperatura del mar en las costas de Ecuador y Perú.

Esta corriente cálida avanza hacia el sur, y al desplazar el agua fría, empobrece el afloramiento de nutrientes y la pesca es menor. El agua fría es rica en nutrientes, fosfatos y nitratos básicamente, y éstos son los alimentos del fitoplancton. Los bancos de anchoas del caladero de Perú, una de las regiones pesqueras más extensas del mundo, se mantienen gracias a este fitoplancton. Cuando el agua caliente avanza, el agua fría es desplazada y la pesca disminuye. Este calentamiento suele llegar hasta el norte del Perú y desaparece en marzo o abril. Extraordinariamente, este calentamiento se extiende en el espacio y en el tiempo más allá de estos límites. La temperatura de la mar sube a lo largo de toda la costa de Perú, y en la parte central y oriental del Pacífico con mucha más fuerza (en el Niño de 1982/83 subió más de 7° C), y se mantiene así durante un año o más.

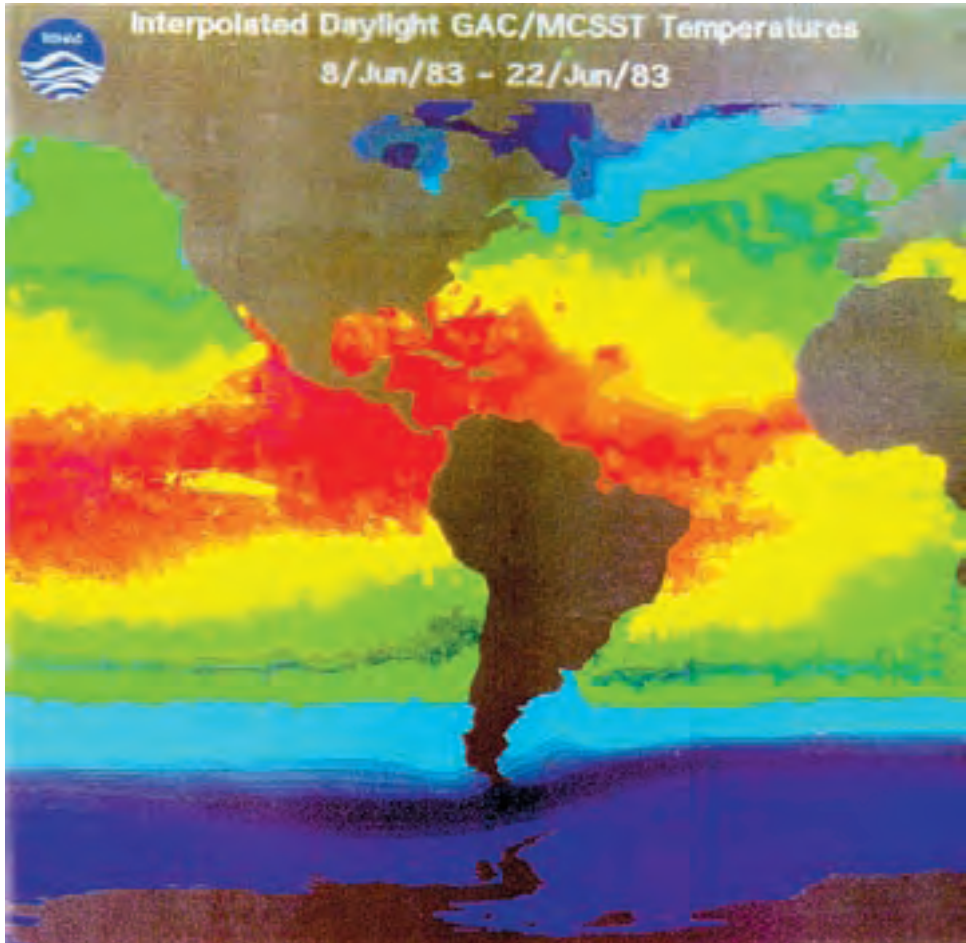
Estos últimos episodios que no tienen una intensidad ni frecuencia determinada ya que pueden variar entre 3 y 8 años, son los que hoy en día se conocen como Corriente del Niño, diferenciándolos del calentamiento más suave que se produce anualmente en Navidad.

Las manifestaciones de este fenómeno en el siglo XX han ocurrido los años siguientes: 1906/7, 1911, 1918, 1925/26, 1929, 1932, 1939, 1941, 1943, 1951, 1953, 1957/58, 1965, 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1987, 1991/92 y 1997/1998.

El año 1924 el meteorólogo Sir Gilbert Walker¹ planteó una teoría que denominó «Oscilación del Sur», con estas palabras: «Cuando la presión sube en el sistema de altas presiones centrado en la Isla de Pascua, desciende en el sistema de bajas presiones situado sobre Indonesia y el norte de Australia, y viceversa». Para cuantificar el fenómeno, Walker definió lo que llamó el «índice de oscilación Meridional» como la diferencia de presión entre el Pacífico Occidental y el Pacífico Oriental, tomando la Isla de Pascua, o a la estación meteorológica de la isla de Tahití, y a la estación de la ciudad australiana de Darwin como puntos de referencia. El índice es positivo cuando la diferencia de presión entre ambos puntos es más alta que lo normal, y negativo cuando es inferior a lo habitual. Aunque se desconocen las causas que origi-

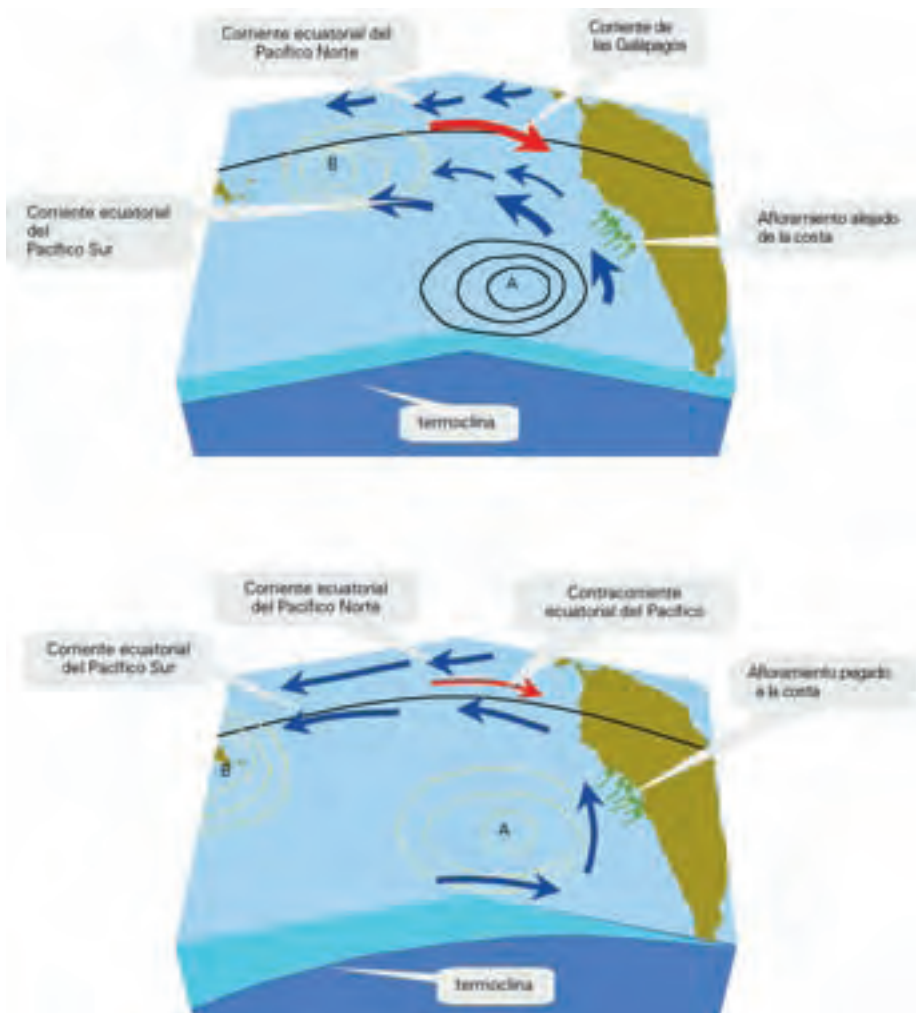


¹ Sir Gilbert Walker: matemático de la Universidad de Cambridge nombrado Director General de Observatorios de la India en 1904 se interesó en diferentes estudios: electromagnetismo, juegos, deportes, el vuelo de los pájaros, el boomerang (proyectiles primitivos), la música, etc.



nan la Oscilación del Sur, se sabe que van asociadas a grandes desviaciones de las condiciones normales de temperatura y precipitaciones.

Para situarnos en la zona, debemos saber que el Anticiclón del Sur, centrado en la Isla de Pascua, se caracteriza por una oscilación estacional pequeña y grandes variaciones interanuales. Sin embargo, la Baja de Indonesia, situada sobre la mayor zona de agua cálida de la Tierra, tiene una amplia variación estacional en base a movimientos norte-sur. Es decir, que la circulación atmosférica del hemisferio norte está dominada por sucesos estacionales, mientras que en el hemisferio sur predominan los cambios interanuales. La Oscilación del Sur une estos dos regímenes, estableciendo «un todo» de variabilidad atmosférica.

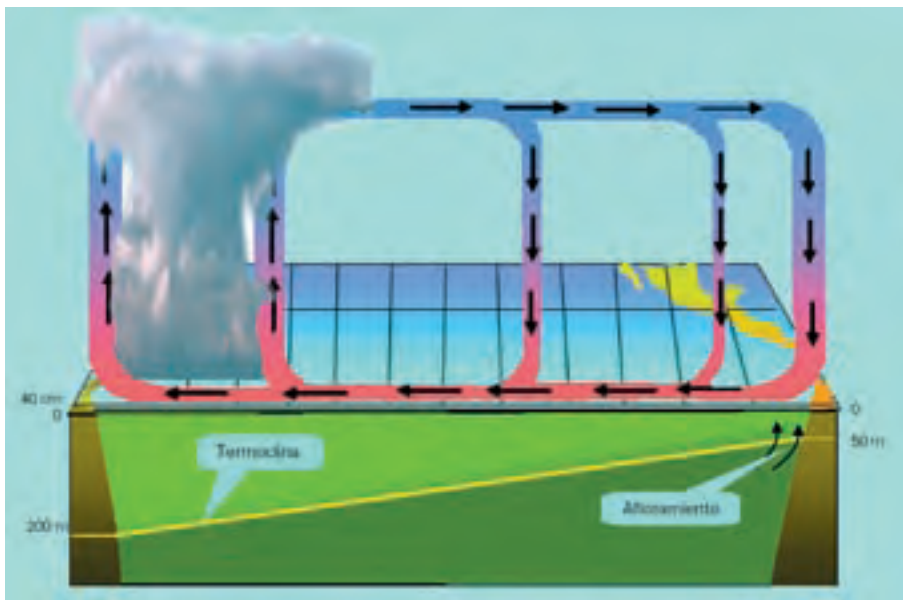


El meteorólogo Jacob Bjerknes (Estocolmo 2/11/1897- Los Ángeles 7/7/1975), uno de los fundadores de la Escuela de Bergen y de lo que se considera la nueva meteorología, desde finales de los años 50 y hasta su muerte se dedicó al estudio de la interacción de la atmósfera y el océano, primero con el estudio del calentamiento en el Océano Atlántico, y más tarde en el Pacífico. Bjerknes descubrió que el Niño no es un fenómeno confinado a las costas peruanas, sino a todo el Pacífico tropical y estableció la conexión entre el fenómeno del Niño, es decir, el calentamiento del océano, y la Oscilación del Sur descubierta por Gilbert Walter en los años veinte, se dio cuenta de que el Niño estaba asociado a un índice bajo de la Oscilación del Sur, y que el fenómeno se inicia cuando el índice comienza a descender desde un valor alto normal, y alcanza su máxima intensidad cuando el índice llega a su valor mínimo.

Cuando la diferencia de presión entre el Anticiclón del Sur y la Baja Indonesia es alta, del Anticiclón del Sur soplan a lo largo del ecuador vientos superficiales de componente Este, hacia Indonesia, (los alisios), creando la Corriente Ecuatorial del sur, que transporta agua de Este a Oeste. Las aguas de esta corriente, expuesta continuamente a la incidencia del Sol tropical, hacen que se produzca una acumulación de agua y calor en el Pacífico occidental, al mismo tiempo que mantiene templadas las del Pacífico Oriental al extraer de ellas también su calor.

Bjerknes observó que la relación entre el océano y la atmósfera recordaba la relación entre el huevo y la gallina razonándolo de la siguiente forma: Para que los alisios soplen, es necesaria la diferencia de presión generada por las aguas templadas del Pacífico Oriental y las cálidas del Pacífico Occidental, y al mismo tiempo, para que las aguas del Pacífico Oriental sean templadas y las del Pacífico Occidental cálidas es necesaria la presencia de los intensos alisios.

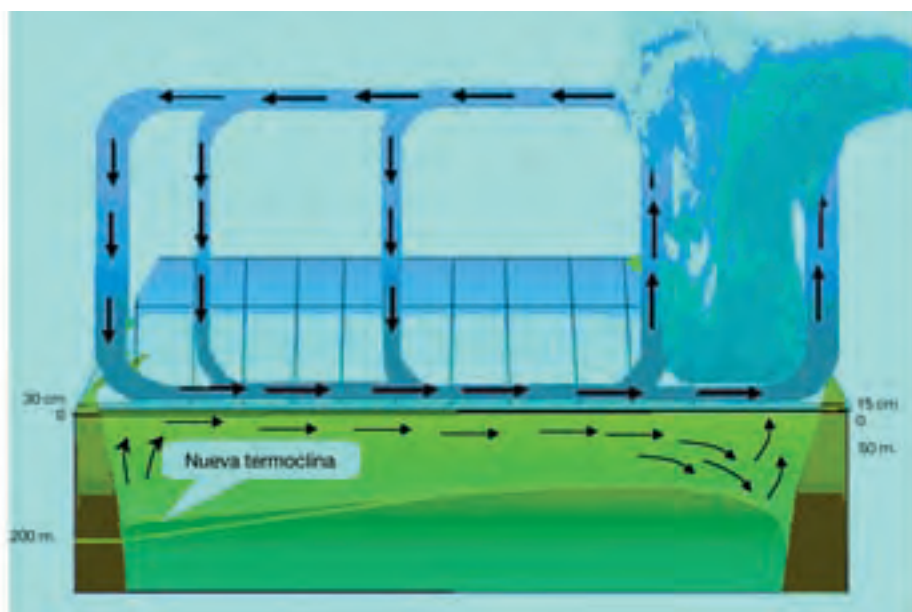
Cuando el alísio, cálido y húmedo, alcanza la Baja Indonesia, se encuentra con los vientos superficiales del oeste (ponientes) de esa zona: el aire caliente se ve obligado a ascender, la humedad se condensa, se forman grandes nubes y éstas arrojan abundantes precipitaciones. El aire, ya sin humedad y frío, avanza hacia el este por la alta troposfera, entre 9 y 12 kilómetros de altura, y desciende sobre el Pacífico Ecuatorial Central y Oriental, cerrando el ciclo y dando lugar a un tiempo seco y soleado.



Al mismo tiempo se produce una elevación del nivel del mar y un ahondamiento de la termoclina, intervalo de separación entre la capa de agua cálida y superficial

y las capas subyacentes más frías, hasta una profundidad de 200 metros, causado por la acumulación del agua caliente.

Durante El Niño, la diferencia de presión entre el Anticiclón del sur y la Baja de Indonesia se hace tan pequeña que los alisios prácticamente desaparecen en el Pacífico Occidental. La Zona de Convergencia Intertropical se traslada hacia el sur, hasta casi los 07° de latitud. El anticiclón del Pacífico sur se debilita, y se repliega sobre regiones subtropicales del Pacífico suroriental o frente a las costas chilenas. Simultáneamente, el anticiclón situado al suroeste de Australia se coloca sobre Australia, intensificándose, y dando lugar a intensas sequías. ¿Qué sucede entonces? Las aguas cálidas comienzan a extenderse cada vez más hacia el Este, y al mismo tiempo los vientos de poniente, originados por la Baja de Indonesia, también van ocupando más zona sobre el Pacífico Central y Oriental. La convergencia de aire en superficie y su elevación consiguiente dan lugar a que sobre estas regiones, normalmente secas, se produzca mucha nubosidad y abundantes lluvias, extendiéndose en casos extremo, hasta las costas de América del sur.



Al trasladarse el agua caliente hacia el Este, aparecen unas ondas subsuperficiales, llamadas «ondas Kelvin», que se propagan a lo largo de todo el Pacífico. Estas ondas presentan una velocidad aproximada de tres metros por segundo, por lo que tardan en cruzarlo aproximadamente dos meses, realizando un drenaje de las aguas del Pacífico Occidental. Poco a poco, el nivel del mar en el Pacífico Oriental va subiendo, y la termoclina, que frente a las costas del Perú suele estar normalmente a unos 50 metros, se hunde, el agua fría no aflora y desaparece la pesca.

El episodio frío, es decir, el efecto opuesto, que viene denominándose el «Anti Niño» o «La Niña», se produce cuando el índice de Oscilación Meridional aumenta, es decir, se hace positivo. Es el enfriamiento anómalo de las aguas superficiales del Pacífico Ecuatorial, central y oriental que normalmente tienen un valor aproximado de 25°C y que durante la Niña disminuye hasta 23°C y 22°C, extendiéndose estas aguas más frías sobre una franja, entre el Ecuador y los 10° de latitud, desde las costas americanas hasta los 180° de longitud. Su efecto sobre el tiempo en otros lugares del globo es igualmente importante.

Roger B. Lukas, del departamento de Oceanografía de la Universidad de Hawai en Manoa, reflexiona sobre la posibilidad de que este fenómeno no se base en valores medios estacionales, sino en ciclos cortos de una semana aproximadamente. De acuerdo con su teoría, el Niño se formaría por fuertes vientos del Oeste, de alrededor de una semana de duración, soplando sobre un área de algunos cientos de kilómetros en el Pacífico Occidental. Estos vientos estarían generados por los ciclones tropicales.

Durante los primeros meses del año, los tifones en el Pacífico Occidental se forman tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, en latitudes próximas al ecuador. Los vientos ocasionados por estos tifones, en su lado que da al ecuador, son de componente oeste, y son estos vientos quienes dan lugar a la formación de las ondas Kelvin, que a su vez fuerzan a las aguas cálidas almacenadas en el Pacífico Occidental a trasladarse hacia el este, provocando su acumulación en el Pacífico Central.

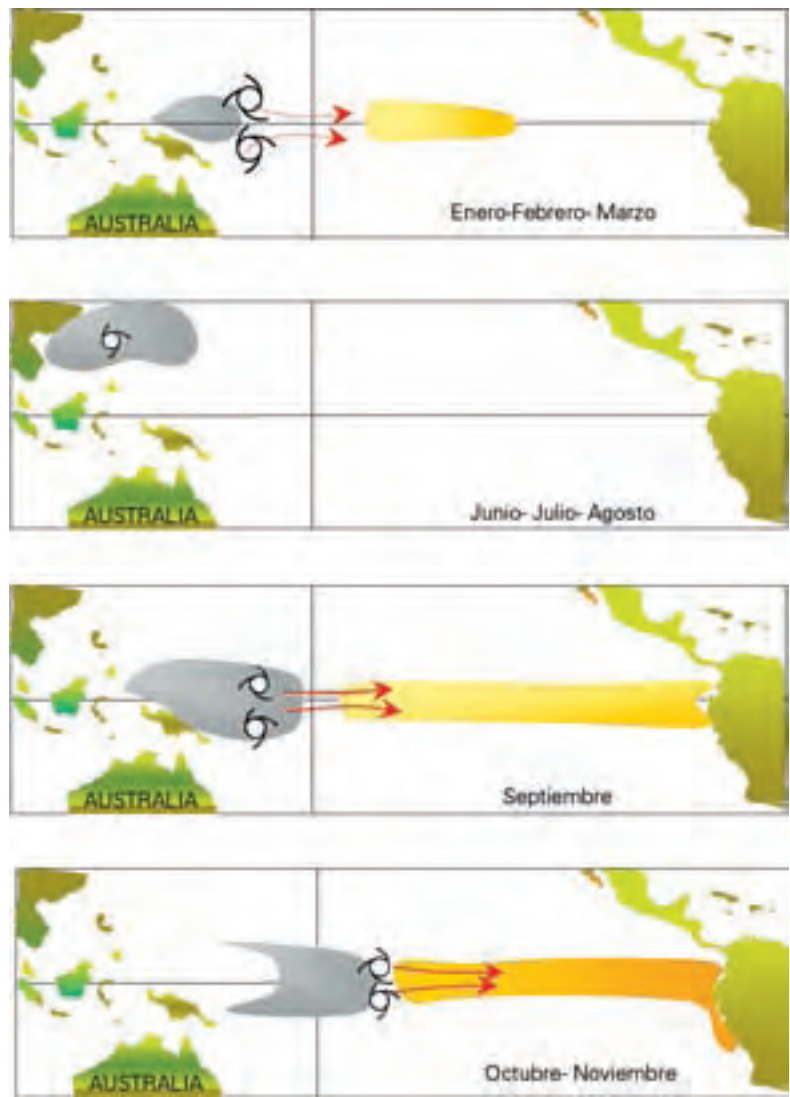
Durante los meses de junio, julio y agosto, la ITCZ se traslada hacia el Pacífico Norte y da lugar a que los ciclones se formen en latitudes demasiado altas para que sus vientos generen las ondas Kelvin. En septiembre, la ITCZ se traslada de nuevo hacia el sur, moviéndose sobre aguas cada vez más calientes que la intensifican, y da origen a que de nuevo se formen ciclones tropicales en latitudes bajas. El agua caliente es impulsada de nuevo hacia el este, y esto facilita la formación de otros ciclones, también mucho más al este que de ordinario.

De acuerdo con esta teoría no se necesita ninguna intensificación previa de los alisios, siendo los fuertes vientos del oeste, provocados por los tifones, trascendentales en la iniciación y mantenimiento del Niño.

Existe una teoría que piensa que la causa inicial del Niño puede ser debida a la actividad volcánica. Según este estudio, el Niño ocurre en los tres primeros años después de una gran erupción volcánica tropical. Las cenizas liberadas por el volcán a la atmósfera reflejan los rayos solares, y la troposfera se enfría algunas décimas de grado, pero no de una forma regular pues el Pacífico tropical sufre una pequeña elevación de la temperatura, que es la causa o inicio del Niño.

Otra teoría similar piensa que la actividad volcánica en el océano Pacífico aporta grandes cantidades de magma submarino en ciertas regiones, que producen un ca-

lentamiento de sus aguas. Estas aguas son más tarde transportadas a capas superiores, generando diferencias térmicas en regiones subsuperficiales o superficiales, que alteran los campos de presión y comienza el proceso.

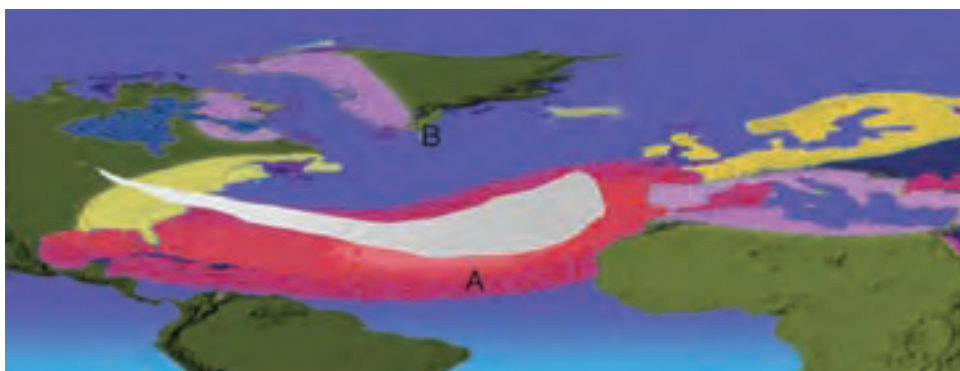


Existen finalmente estudios para asociarlo con la actividad del Sol. Al comparar los años que ocurrió el fenómeno del Niño con el número de manchas solares, se ha comprobado que los sucesos corresponden no con las manchas sino con los períodos de mínima actividad Solar. Este fenómeno sería entonces el resultado de la relación entre el Sol y la Tierra.

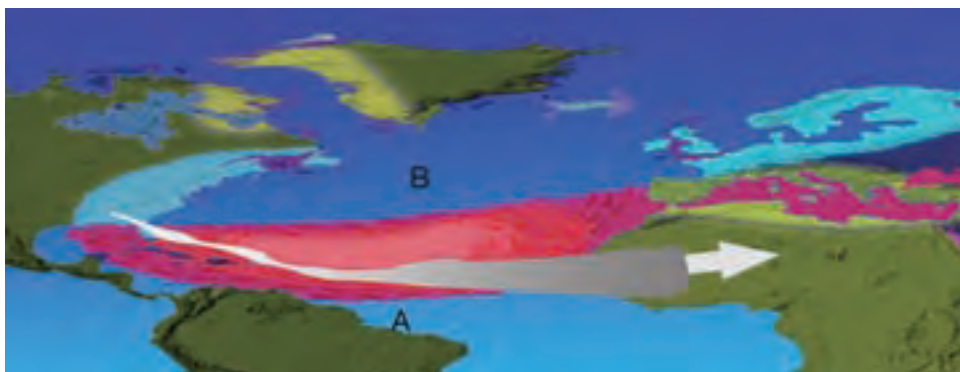
25.2. NAO. LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE

Es un fenómeno océano meteorológico, similar al Niño, que se desarrolla en el Atlántico Norte. Los centros bóricos que se relacionan en este caso son, el anticiclón de las Azores y el mínimo de Islandia. Sus variaciones conjuntas constituyen lo que conocemos como Oscilación del Atlántico Norte.

La *fase positiva* ocurre en invierno, cuando las presiones en el anticiclón de las Azores son más altas que la media, mientras que en el mínimo de Islandia son más bajas de lo normal, desplazándose ambos centros hacia el norte. Esta mayor diferencia de presión da lugar a una intensificación de los vientos de poniente entre las latitudes 50 y 60° norte. El número de borrascas en el Atlántico se incrementa, y asimismo su fuerza. Las borrascas se mueven sobre trayectorias más al norte, lo que provoca unos inviernos en Europa más húmedos y calurosos y unos inviernos secos y fríos en el norte de Canadá y Groenlandia. Las condiciones en la costa oriental de EEUU son húmedas y suaves. La sequía impera en el Mediterráneo.



Numerosas y fuertes borrascas cruzando el Atlántico Norte



Pocas y menos profundas bajas presiones cruzando el Atlántico Norte

La fase negativa se produce cuando la diferencia de presión entre el anticiclón de las Azores y el mínimo de Islandia se hace menor de lo normal, es decir, cuando el anticiclón de las Azores y el mínimo de Islandia se debilitan y se mueven hacia el sur. Entonces sucede que los vientos de poniente son más débiles, y transportan menos humedad y calor al norte de Europa. El Mediterráneo, por el contrario, se beneficia de un tiempo menos seco, y el nordeste de EEUU conoce inviernos más suaves y secos de lo normal.

Conclusiones:

La Oscilación del Atlántico Norte es la forma más grande de variabilidad dinámica en el sector del Atlántico Norte y, posiblemente, de todo el hemisferio norte. Sus impactos alcanzan desde la atmósfera superior hasta el fondo del océano, y sus efectos se extienden desde América a Asia, pasando por Europa. La dinámica de la NAO no está totalmente comprendida, particularmente con el océano, la Tierra o los cambios en los hielos, que necesitan más estudios.

Algunos científicos argumentan que la NAO está fuertemente asociada a la estratosfera, y que tendrá una significativa influencia en el «calentamiento global». Se ha sugerido también que la temperatura del océano tropical puede influir en las fases de la NAO. Es improbable que se pueda predecir la NAO con la misma exactitud que con el Niño hoy en día.

*Caliente diciembre y caliente enero,
frío seguro traerá febrero.*



26. HIELOS

26.1. CLASIFICACIÓN Y PROCESO DE FORMACIÓN

El hielo, dependiendo de su procedencia, puede ser de origen marino, terrestre o fluvial.



Río Hudson helado

El hielo en la mar comienza a formarse en aguas poco profundas cercanas a la costa, sobre bajos o sobre bahías pequeñas de poca profundidad. Generalmente su formación se inicia en el fondo, para continuar hacia la superficie y más tarde, por efecto del viento, ir extendiéndose hacia alta mar, dando comienzo la segunda fase de su proceso y la más peligrosa para la navegación, al ir a la deriva ,arrastrado tanto por los vientos reinantes como por las corrientes.

Generalmente comienza formándose pequeños fragmentos, *ice cakes*, menores de 20 metros. Los trozos pequeños se suelen concentrar en formas circulares, y suelen mostrar sus extremos elevados y fragmentados, *pancake ice* (hasta 3 m de diámetro y 10 cm de espesor). En las primeras 24 horas pueden llegar a alcanzar entre 6 y 10 centímetros, para luego ir creciendo, hasta llegar a los 2 metros al final del primer invierno. Cuando el hielo marino está unido a la costa se le llama *fast ice*, hielo firme ,y cuando flota libremente *drift ice*, hielo a la deriva.

Al ir disminuyendo la temperatura del agua del mar, la densidad va aumentando y el volumen disminuyendo, hasta que finalmente se alcanza el punto de congelación. La temperatura de congelación depende de la salinidad, por lo que, cuanto más sal contenga el agua menor debe ser la temperatura para que se congele. Por debajo de $-8,2^{\circ}\text{C}$, algunas sales se precipitan y se forman cristales de hielo puro del Continente.

El hielo de origen terrestre, puede ser de origen continental como los icebergs del Ártico, que proceden de las costas de Groenlandia o del Continente Antártico o glaciarse *Ice Shelf*. Su densidad depende de la cantidad de aire atrapado en su interior, y su color varía desde el azulado o el verdoso hasta el blanco, siendo tanto más blanco cuanto mayor es la cantidad de aire que contiene. La profundidad que puede tener debajo de la superficie depende de la edad del iceberg y del tipo.

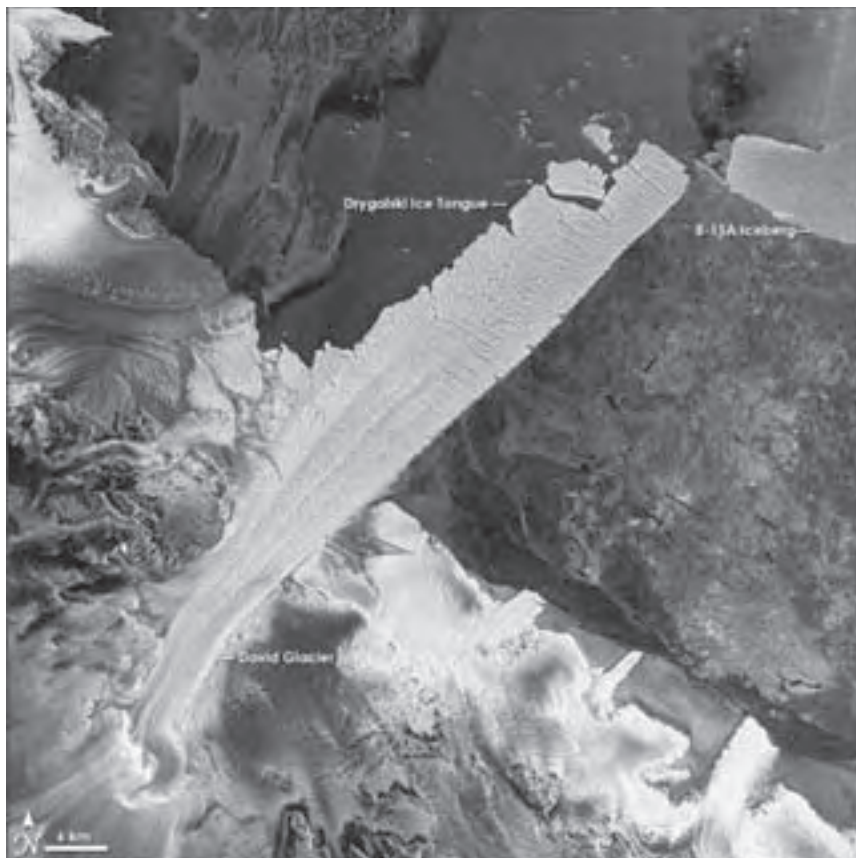


Imagen difundida por la NASA tomada por el satélite ENVISAT en la que se muestra la costa Scott de la Antártica con el «glaciar David» que nace en el monte Joyce de 1.831 m de altura y que entra en el océano sin romperse formando una larga lengua de hielo, que lleva el nombre de «Drygalski Ice Tongue» y que ahora se ve amenazada por el Iceberg B-15A que se le está aproximando

El proceso de formación de los icebergs es similar en ambos polos. Se trata de una lenta transformación en tierra firme, donde, al cabo de varios meses, la nieve blanda caída sobre el suelo se va transformando en una capa granulosa, con muy poco aire en su interior y muy compacta. Con el transcurso de los años, esta capa se va endureciendo bajo la presión de las capas superiores y se va convirtiendo en un glaciar. La lengua es la parte de un glaciar que desciende hacia la mar a una velocidad aproximada de entre dos y cinco metros diarios, empujada por su propia masa.

Dado que las capas profundas se mueven más despacio que las superiores a causa de su rozamiento, el flujo de la superficie helada llega antes al mar, donde forma enormes masas todavía unidas a tierra que, tarde o temprano, acaban por desprenderse (*calving*) (*desprendimiento*). Este fenómeno puede durar 10, 20 o más años, y da lugar tanto a enormes bloques como a fragmentos, de dimensiones muy pequeñas pero cortantes como el filo de un cuchillo, llamados «growler» (gruñones).

En los últimos años, en la Antártida se han desprendidos hielos como el B-10 que después de moverse durante varios años sin un rumbo fijo en torno al polo Sur, en 1995, debido a la acción combinada de las corrientes y los vientos, se rompió en dos trozos, uno de los cuales, el B-10^a, alcanzó 77 kilómetros de largo y 38 de ancho.

Cuando un iceberg supera los 15 o 16 kilómetros de largo, es registrado por el Nacional Ice Center (NIC), que le asigna una letra, A,B,C o D en función del cuadrante antártico en el que ha sido avistado, y un número, correspondiente a la cantidad de icebergs ya localizados en la zona.

A = de 0 a 90°W (Bellighausen /Weddell Sea).

B = de 90°W a 180° (Amundsen/Eastern Ross Sea).

C = de 180 a 90°E (Western Ross Sea/ Wilkesland).

D = de 90°E a 0° (Amery/ Eastern Weddell Sea).

Los icebergs constituyen un peligro enorme para la navegación y el principal motivo es que más del 80% de su masa se encuentra bajo la superficie del agua y, por lo tanto, no resulta visible. Para obtener unas dimensiones aproximadas de la parte sumergida es necesario multiplicar por siete la masa que asoma fuera del agua y, aún así, es recomendable mantenerse a una distancia prudencial, ya que nos podemos encontrar con protuberancias o salientes irregulares.

La desproporción entre la parte sumergida y la visible se debe a la estructura interna del iceberg. Mientras que la capa superficial, de formación más reciente, es relativamente blanda, el núcleo interno contiene hielo que se ha visto sometido a la fuerte compresión de las capas superiores. Al ser más denso (0,9 gr/cm³ frente a los 0,8 gr/cm³ de los estratos más jóvenes) y casi sin aire, este hielo resulta más pesado y mantiene bajo la superficie la mayor parte del iceberg.

Los icebergs más viejos son los ejemplares más extraños y hermosos, ya que presentan picos, grutas, agujeros, etc., y los más peligrosos, por su mayor inestabilidad, que provoca vuelcos repentinos.

El color azul, típico de los icebergs del norte, se debe probablemente a un proceso de cristalización interno, que provoca la expulsión del aire a través de los poros del hielo.

Las manchas que dan un aspecto acebrado a los icebergs septentrionales son consecuencia de los restos de piedras de los glaciares (morrenas), que son atrapadas en el fondo de las lenguas de hielo y son arrastradas hacia la mar. Cuando el iceberg, ya viejo, comienza a volcarse debido a la erosión, estos restos emergen a la superficie.

Recientes estudios sobre el color verde de los icebergs avistados, en alguna ocasión, en los mares de la Antártida, revelan que el hielo verde es, en realidad, completamente incoloro. El único material presente en el interior de estos icebergs proviene del fondo del mar. Según Kipfstul, debido a las corrientes marinas, el agua más salada, que se encuentra abajo, se desplaza hacia arriba, arrastrando consigo los sedimentos, tanto vegetales como inorgánicos, presentes en el fondo marino. Estos sedimentos quedan atrapados por el hielo, que se forma bajo la banquisa, es decir, la capa de la que se desprenderán los icebergs. Este estrato, en continuo crecimiento, puede llegar a sobrepasar los dos metros de espesor y extenderse hasta más de 50 km de la costa, siempre unido a tierra. Cuando el banco de hielo comienza a fragmentarse, los icebergs, enriquecidos con los sedimentos, flotan normalmente, sin que nada se note. Sin embargo, cuando vuelcan, afloran los matices verdes.



Deriva de los icebergs desde la costa oeste de Groenlandia hacia los grandes bancos de Terranova

Con una temperatura interna entre -15 y -20°C , y un escaso porcentaje de superficie expuesto al exterior, los icebergs navegan en contra del viento, impulsados por las corrientes marinas.

26.2. DISPOSICIONES DEL SOLAS SOBRE HIELOS

La regla 2 del Capítulo V del SOLAS (*Mensajes de peligro*), que ha sido vista en el tema de los ciclones. Deberá tenerse en cuenta cuando se navegue en zonas de hielos y sus disposiciones seguidas escrupulosamente.

Cuando se envíe una «notificación» sobre icebergs, es vital la siguiente información:

- Nombre del barco y numeral.
- Fecha y hora en el que el iceberg fue avistado.
- Método de observación (visual, radar o ambos).
- Número de icebergs avistados.
- Posición del iceberg (latitud y longitud).
- Tamaño (de acuerdo a la tabla 1).



Virgen del Cabo y Virgen del Camino

- Forma. Básicamente los icebergs pueden dividirse respecto a sus formas en dos categorías. Tabulares y no tabulares.
Un iceberg tabular tiene su parte superior lisa y sus costados muy verticales. Formas no tabulares pueden ser en forma de cimas montañosas, en forma de cúpula, etc.

Otra información adicional es también muy valiosa:

- Dimensiones del iceberg.
- Velocidad del iceberg.
- Profundidad del iceberg (si se conoce).
- Temperatura del agua del mar (en grados centígrados).
- Altura (m) y periodo (s) de las olas.
- Concentración de hielos.
- Espesor de los hielos.
- Posición del barco.
- Rumbo y velocidad del barco.

Tipo de boletines y cartas emitidos por el International Ice Patrol

```
MSGID/CSAT/SAFETYNET/INITIAL//
ADDR/CCOD/1 : 31 : 04 : 01 : 00/AOW/IIP//
TEXT/BEGIN
SUBJ: INTERNATIONAL ICE PATROL (IIP) BULLETIN SECURITE
1. 21 APR 98 0000 UTC INTERNATIONAL ICE PATROL (IIP) BULLETIN. REPORT
PSOTION AND TIME OF ALL ICE SIGHTED TO COMINTICEPAT VIA CG
COMMUNICATIONS STATION NMF, NMN, INMARSAT CODE 42, AND ANY CANADIAN
COAST GUARD RADIO STATION. ALL SHIPS ARE REQUESTED TO MAKE UNCLASSIFIED
SEA SURFACE TEMPERATURE AND WEATHER REPORTS TO COMINTICEPAT EVERY SIX
HOURS WHEN WITHIN THE LATITUDES OD 40N AND 52W AND LONGITUDES 39W AND
57W. IT IS NOT NECESSARY TO MAKE THESE REPORTS IF A ROUTINE WEATHER
REPORT IS MADE TO METEO WASHINTONG DC. ALL MARINERS ARE URGED TO USE
EXTREME CAUTION WHEN TRANSITING NEAR THE GRAND BANKS SINCE ICE MAY BE
IN THE AREA. THIS BULLETIN IS ALSO LOCATED ON OUR WWW SITE AT THE
FOLLOWING ADDRESS: WWW.RDC.USCG.MIL/IIPPAGES/IIPRODS.HTML
2. ESTIMATED LIMIT OF ALL KNOWN ICE; FROM THE NEWFOUNDLAND COAST NEAR
4649N 5411W TO 545N 5245 TO 4600N 4630W TO 4830N 4345W TO 4900N 4345W
TO 5200N 4730W TO 5800N 5700W THEN EASTWARD. THE ICEBERG LIMIT NORTH
OF 52N IS OBTAINED FROM CANADIAN ICE SERVICE, OTTAWA CANADA.
3. ESTIMATED SEA ICE LIMIT: FROM THE NEWFOUNDLAND COAST NEAR 4840N
5300W TO 4900N 4935W TO 5135N 5020W TO 5210N 5210W THEN NORTHWESTWARD
SERVICE, OTTAWA CANADA.
4. THERE ARE MANY ICEBERGS AND GROWLERS NORTH OF 4730N AND WEST OF
4730W WITHIN THE LIMIT OF ALL KNOWN ICE.
END//
BT
```

Velocidad en las proximidades de hielos

La regla 7 del Capítulo V del SOLAS dice:

«El capitán de todo buque al que se le haya informado de la presencia de hielos, en la derrota que el buque sigue o cerca de ésta, está obligado durante la noche a na-

vegar a una velocidad moderada o a modificar su derrota para distanciarse de la zona peligrosa.»



Navegando entre hielos

Límites de los hielos

Atlántico Norte. Entre los meses de abril y agosto es cuando se observan el mayor número de hielos flotantes en el Atlántico Norte, pudiendo alcanzar las latitudes de los 39°N aunque no es frecuente ,pues para ello deben adentrarse en la corriente cálida del *Gulf Stream* La información sobre el límite de los hielos es dada por los *Pilot Charts* para cada mes del año.

Antártida. Los hielos alrededor de la Antártida pueden tomar cualquier dirección, aunque principalmente son desplazados por las corrientes de las Malvinas, de Benguela y las de Australia.

En este hemisferio, los icebergs han alcanzado latitudes mucho más bajas, 27°S en el Atlántico, siendo a la altura del Cabo de Hornos y las proximidades de las Malvinas las zonas donde más abundan. En el Océano Índico y en el Océano Pacífico los icebergs pocas veces cruzan hacia el norte del paralelo 40°S.



26.3. TERMINOLOGÍA DE HIELOS

Existe una terminología de hielos, coordinada por la WMO (World Meteorological Organization) y aceptada internacionalmente para indicar la forma y condición de los hielos que se muestra a continuación.

26.3.1. Terminología general

Los siguientes términos son los más comúnmente usados en la preparación de los mapas de hielos.

Hielos marinos

- *New*: Término general para indicar una formación de hielo reciente que incluye los siguientes tipos: *frazil ice*, *grease ice*, *slush* y *shuga*. Estos tipos de hielos están compuestos de cristales de hielo débilmente unidos y solo adquieren una forma definitiva cuando están a flote.
- *Grey*: Hielo de 10 a 15 cm de espesor. Menos elástico que los *nilas* (delgada corteza elástica de hielo, que se comba fácilmente por efecto de las olas o bajo presión y que se rompe con las olas). Generalmente con forma de balsa.
- *Grey-white*: Hielo joven de 15 a 30 cm de espesor. Bajo presión, toma más forma rugosa que de balsa.
- *Thin first-year*: Hielo de un año de 30 a 70 cm de espesor.
- *Medium first-year*: Hielo de un año de 70 a 120 cm de espesor.

- *Thick first-year*: Hielo de un año de más de 120 cm de espesor.
- *Old ice*: Hielo marino que se ha mantenido sin derretirse al menos un año. Sus formas son generalmente más suaves que las de un *first-year*. Pueden ser subdivididos en *second-year ice* y *multi-year ice*.
- *Second-year ice*: Hielo viejo que ha sobrevivido solo el derretimiento de un verano.
- *Multi-year ice*: Hielo viejo que ha sobrevivido el derretimiento de, al menos, dos veranos.
- *Bergy bit*: Trozo de hielo flotante grande, procedente de glacial, que sobresale entre 1 y 5 metros por encima del agua y con una extensión entre 100 y 300 m².
- *Floes*: Cualquier trozo de hielo relativamente plano cuyas dimensiones horizontales oscilan entre 20 m y 10 km o más. Se subdividen en small (20 a 100 m), médium (100 a 500 m), big (500 a 2.000 m), vast (2 a 10 km) y giant (mayores de 10 km).
- *Hummock*: Montículo de hielo fragmentado que surge hacia arriba por presión de los hielos que lo rodean.
- *Floeberg*: Trozo de hielo marino formado por un hummock o grupo de hummocks soldados y aislados de cualquier otra formación de hielos.
- *Growler*: Trozo de hielo más pequeño que el *Bergy bit* y *floeberg*, casi siempre transparente, pero que a veces presenta un color verdoso. Sobresale menos de 1 m sobre el agua y ocupa una extensión de no más de 20 m². Peligroso para la navegación.
- *Iceberg*: Gran masa de hielo de formas muy variadas que emerge más de 5 m sobre el nivel del mar, desprendido de un glaciar.

Hielos de lagos

- *New*: Hielo formado recientemente, de espesor menor de 5 cm.
- *Thin*: Hielo de colores distintos, de 5 a 15 cm de espesor.
- *Medium*: Desarrollo posterior de *floes* o *fast ice* (hielo que permanece fijo a lo largo de la costa en la posición en que originariamente se formó), de 15 a 30 cm de espesor.
- *Thick*: Hielo de 30 a 70 cm de espesor.
- *Very Thick*: *Floes* o *fast ice* de 70 cm de espesor o más.

Formación de hielos

- *Ice drift* (Hielos a la deriva): Arrastrados por la combinación de la acción del viento y las corrientes. Se indican en unidades de kilómetros por día. Los términos usados son descriptivos: lento, moderado, rápido y variable.
- *Ice growth*: Causados por la congelación del agua por el viento frío, su cantidad depende de la temperatura del aire, de la condición del viento y de la sa-

linidad del agua. Los términos usados son también descriptivos: escaso, poco o ligero, moderado y rápido.

- *Ice melt*: Causados por el derretimiento del hielo por el agua o por un viento cálido. Los términos usados son descriptivos: despacio o suave, moderado y rápido.
- *Ice pressure*: Causados por la unión de *ice-floes* bajo la influencia del viento y las corrientes, dando lugar a distintas formas. El conjunto se abre y se cierra como un acordeón, fraccionándose el hielo por compresión, y montándose los trozos menores sobre los de gran extensión y poca altura. Los términos usados para describirlos son descriptivos: ligeros, moderados y fuertes.

Concentraciones de hielos

La razón se expresa en décimas partes de agua cubierta por hielos.

- *Ice free*: Libre de hielos.
- *Open water*: Un área extensa de aguas navegables con presencia de pequeñas concentraciones de hielos menor de 1/10. Sin hielo de origen terrestre.
- *Drift ice/Pack ice*: Término usado en un sentido amplio, que incluye cualquier zona con hielos que no sean *fast-ice* (hielos firmes). No importa la forma que tomen. Cuando las concentraciones son superiores a 7/10 el término *drift-ice* suele ser sustituido por *pack-ice*.
- *Very open drift*: Término usado cuando la concentración de hielos se encuentra entre las proporciones de 1/10 y 3/10 y el agua domina sobre el hielo.
- *Open drift*: Hielo a flote cuya concentración es entre 4/10 y 6/10, con muchos *leads* (cualquier fractura o paso entre hielos a la deriva y hielos firmes, navegable para barcos) y *polynyas* (cualquier forma no lineal abierta rodeada por hielos).
- *Close pack*: Hielo a flote con una concentración entre 7/10 y 8/10, compuesto básicamente de *floes*.
- *Very close pack*: Hielo a flote con una concentración entre 9/10 y menos de 10/10.
- *Compact ice*: Hielo flotante en una concentración de 10/10 donde no se ve el agua.
- *Consolidated ice*: Hielo flotante en concentración 10/10 y donde los *floes* están unidos por congelación.

Distribución de los hielos

Los siguientes términos son los usados en los mensajes y pronósticos de hielos para describir la distribución de los hielos en un área determinada.

- *Ice cake*: Cualquier trozo de hielo relativamente plano de menos de 20 m de lado.

- *Ice Openings*: «escombros», acumulaciones de hielo flotante de menos de 2 m de lado, procedentes de restos de otras formas de hielos.
- *Crack*: Cualquier fractura de hielo firme, hielo consolidado o *floe* en solitario.
- *Strips*: Área larga y estrecha de hielo a la deriva, de aproximadamente 1 km o menos de ancho, generalmente compuesta por pequeños fragmentos separados de la masa principal, que se mueve al unísono bajo la influencia del viento, mar o corriente.
- *Ice edge*: El límite en un momento dado entre la mar libre y el hielo marino de cualquier clase, esté firme o a la deriva. Puede ser llamado compactado o difuso.

Concentración y límite de los Iceberg

- *Aislado (Isolated)*: No más de un *Iceberg* por grado de latitud y longitud.
- *Esparcidos (Scattered)*: De dos a cuatro *icebergs* por grado de latitud y longitud.
- *Muchos (Many)*: De cinco a diez *icebergs* por grado de latitud y longitud.
- *Numerosos (Numerous)*: Más de 10 *icebergs* por grado de latitud y longitud.
- *Límite conocido de los Iceberg (Limit of all known icebergs)*: Límite de *icebergs* en un momento determinado entre aguas infestadas y aguas libres.

26.3.2. Símbolos de los hielos de mar

Línea A

Concentración Total: Cantidad de hielo en un área determinada expresada en décimas partes (en el ejemplo 9/10).

Línea B

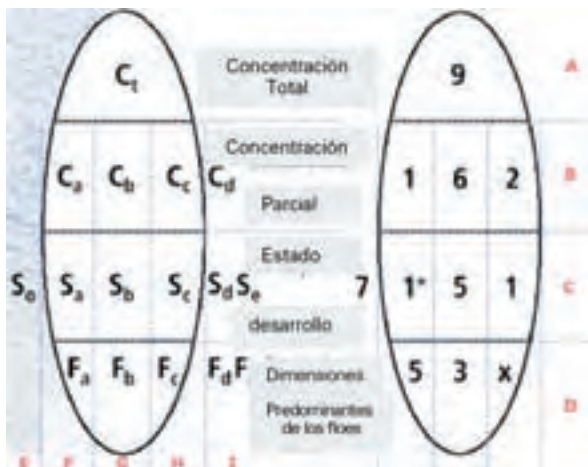
Concentración Parcial: Distribución total del hielo expresado en décimas partes y clasificado por su espesor. Comenzando el más grueso por la izquierda y en el ejemplo 1/10 el más grueso.

Línea C

Fase de su desarrollo: Tipo de hielo en cada grado, determinado por su edad. (1) 1/10 *medium first-year ice*, (5) 6/10 *grey-white ice*, (1) 2/10 *new ice* (7) Trazas de *old ice* representado en el lado izquierdo (fuera del huevo).

Línea D

Tamaño de los floes: Forma de hielo determinada por el tamaño del *floe* para cada sección. En el ejemplo «grandes *floes*» (5) de un año y entre 70 y 120 cm de espesor (1); «pequeños *floes*» (3) de 15 a 30 cm de espesor (5); e indeterminada, conocida o no forma de *floes* (x) de hielo nuevo (1).



Nota: Cuando el tipo de hielo lleva asterisco (*) cualquier otro valor a su izquierda se considera que también lleva asterisco.

Columna	Descripción
E	Traza de hielo más viejo y más grueso que S_a (Trace of ice thicker/older than S_a)
F	El más grueso (Thickest)
G	El segundo más grueso (Second thickest)
H	El tercer más grueso (Third thickest)
I	Grupos adicionales (Additional groups)

26.3.3. Símbolos de los hielos marítimos



Aguas abiertas (*Open water*)



(*Bergy water*)



Hielo libre (*Ice free*)



Hielo firme (*Fast ice*)

Fase de su desarrollo ($S_a S_b S_c S_d S_e$)

Descripción	Grosor	Código
Hielo Nuevo (<i>New Ice</i>)	< 10 cm	1
Nilas; Ice Rind	< 10 cm	2
Hielo joven (<i>Young Ice</i>)	10-30 cm	3
Hielo gris (<i>Grey Ice</i>)	10-15 cm	4
Hielo gris-blanco (<i>Grey-white Ice</i>)	15-30 cm	5
Hielo de primer año (<i>First-year Ice</i>)	≥ 30 cm	6
Hielo de primer año fino (<i>Thin First-year Ice</i>)	30-70 cm	7
Hielo de primer año mediano (<i>Medium First-year Ice</i>)	70-120 cm	1·
Hielo de primer año grueso (<i>Thick First-year Ice</i>)	> 120 cm	4·
Hielo viejo (<i>Old Ice</i>)		7·
Hielo de segundo año (<i>Second-year</i>)		8·
Hielo de varios años (<i>Multi-year</i>)		9·
Hielo de origen terrestre (<i>Ice of Land Origin</i>)		▲
Indeterminado/desconocido (<i>Undetermined/Unknown</i>)		X

Tamaño del floe ($F_a F_b F_c$)

Descripción	Grosor	Código
Pan cake ice		0
Small ice cake; brash ice	< 2m	1
Ice cake	2-20m	2
Small floe	20-100m	3
Medium floe	100-500m	4
Big floe	500-2000m	5
Vast floe	2-10 km	6
Giant floe	> 10 km	7
Fast Ice		8
Icebergs*		9
Indeterminado o desconocido		X
Ice in strips		∞

*Ice of land origin.

26.3.4. Concentración de hielos



< 1/10 Aguas abiertas (*Open Water*)



1-3/10 Hielo a la deriva muy abierto (*Very open drift*)



4-6/10 Hielo suelto a la deriva (*Open drift*)



7-8/10 Hielos juntos (*Close pack*)



9/10 Hielos muy juntos (*Very close pack*)



9+/10 Hielos muy juntos (*Very close pack*)



10/10 Hielos compactados/consolidados (*Compact/Consolidated ice*)

Código de colores de la concentración de hielo marítimo WMO

Color*	Descripción
	Hielo libre (<i>Ice Free</i>)
	< 1 Décima parte (<i>Tenth Ice</i>)
	1-3 Décimas partes (<i>Tenths Ice</i>)
	4-6 Décimas partes (<i>Tenths Ice</i>)
	7-8 Décimas partes (<i>Tenths Ice</i>)
	9-10 Décimas partes (<i>Tenths Ice</i>)
	Hielo firme en estado no especificado de desarrollo (<i>Fast Ice of Unspecified Stage of Development</i>)
	Hielo indefinido (<i>Undefined Ice</i>)
	Opcional (<i>Optional</i>)
	7 Décimas partes de hielo nuevo (<i>Tenths New Ice</i>)
	9+/-10 Décimas partes de <i>Nilas</i> y hielo gris (<i>Tenths Nilas, Grey Ice</i>) **
Sin información <i>No Information</i>	Áreas sin información (<i>Areas for which no information is known are identified accordingly</i>)

* El color está basado en la concentración del hielo.

** El color opcional que indica 9+/-10 décimas partes de nila o grey ice indica la altura del hielo, principalmente sobre hielos fracturados (*leads*). No se usa para brash ice o ice cake o para concentraciones menores de 9+ décimas.

Código de colores para las fases de desarrollo WMO-Hielo marino

Color*	Descripción	Grosor
	Libre de hielos (<i>Ice Free</i>)	
	Hielo en no especificada etapa de desarrollo (Aguas abiertas) [<i>Ice of Unspecified Stage of Development (open water)</i>]	
	Hielo Nuevo (<i>New Ice</i>)	< 10 cm
	Hielo gris (<i>Grey Ice</i>)	10-15 cm
	Hielo gris/blanco (<i>Grey-White Ice</i>)	15-30 cm
	Hielo de primer año (<i>First-Year Ice</i>)	≥ 30 cm
	Hielo de primer año fino (<i>Thin First-Year Ice</i>)	30-70 cm
	Hielo de primer año mediano (<i>Medium First-Year Ice</i>)	70-120 cm
	Hielo de primer año grueso (<i>Thick First-Year Ice</i>)	> 120 cm
	Hielo viejo (<i>Old Ice</i>)	
	Hielo de segundo año (<i>Second-Year Ice</i>)	
	Hielo de varios años (<i>Multi-Year Ice</i>)	
	Hielo firme en un estado de desarrollo sin especificar (<i>Fast Ice of Unspecified Stage of Development</i>)	
	Hielo indefinido (<i>Undefined Ice</i>)	
	Hielo a la deriva de origen terrestre (Icebergs) [<i>Drifting Ice of Land Origin (Icebergs)</i>]	
Sin información	Áreas sin información (<i>Areas for which no information is known are identified accordingly</i>)	

* El color está basado en la etapa de desarrollo del hielo predominante.

Abril tiene cara de beato y uñas de gato.



APÉNDICE 1. DIRECCIONES METEOROLÓGICAS

DIRECCIONES METEOROLÓGICAS

http://www.euskalmet.euskadi.net	Agencia Vasca de Meteorología
http://www.geo-earth.com/	Climate, Earthquakes, Foruns, Weather, etc.
http://weather.noaa.gov/fax/otherfax.shtml	Miscellaneous NWS Facsimile Charts
http://www.wetterzentrale.de/	Wetterzentrale
http://weather.noaa.gov/fax/marine.shtml	Marine & Coastal Weather Services
http://hurricanetrackingsites.com/the-navy-site-http://www.navy.mil/home1.html/	Naval Atlantic Meteorology and Oceanography Center
http://www.meteo.fr/meteonet/	Meteo France
http://www.navegar.com/meteo/es/	Navegar.com
http://weather.noaa.gov/fax/marine.shtml	Marine & Coastal Weather Services (NOAA)
http://www.courseaularge.com/	Sail online
http://www.infomet.fcr.es/	INFOMET
http://www.aemet.es/es/portada	Agencia Estatal de Meteorología
http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html	Atmospheric Soundings (Wyoming)
http://www.oceanweather.com/data/index.html	Mapa de olas de todo el mundo
http://www.sat.dundee.ac.uk/	Dundee Satellite Receiving Station
http://visibleearth.nasa.gov/	Visible Earth (NASA)
http://www.eumetsat.de/en/index.html	EUMETSAT
http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/	GOES Project Science (NOAA)
http://www.osei.noaa.gov/Events/Tropical/Atlantic/	National Oceanic and Atmospheric Administration
http://www.wmo.int/pages/index_en.html	World Meteorological Organization
http://science.nasa.gov/RealTime/JTrack/eos.html	Nasa's J. Track Earth Observatory

http://www.noaa.gov/	NOAA Home Page
http://www.noaanews.noaa.gov/	NOAA News Online
http://www.osei.noaa.gov/	Operational Significant Event Imagery
http://www.ssd.noaa.gov/	Satellite Services Division (NOAA)
http://www.nws.noaa.gov/	National Weather Services (NOAA)
http://www.7300.nrlssc.navy.mil/altimetry/	The Real Time Ocean Environment
http://www.meto.gov.uk/	Met Office homepage
http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/	Natural Hazards (Hertz Observatory)
http://www.esa.int/export/esaCP/index.html	ESA Portal
http://www.shom.fr/	Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Marina (Francia)
http://www.visibleearth.nasa.gov/	NASA's Visible Earth
http://www.rap.ucar.edu/weather/surface/snowNESDISnh.gif	Snow cover analysis
http://www.meto.gov.uk/weather/satellite/index.html	Met Office Satellite imagery
http://www.snow-forecast.com/resorts/Everest.0to3top.php	Mount Everest Weather (SNOW FORECAST.COM)
http://www.users.zetnet.co.uk/tempusfugit/marine/gmdss.htm#metarea2	MARINE FORECASTS AND WARNINGS ISSUED WITHIN THE GMDSS AND SELECTION OF OTHER USEFUL LINKS TO MET INFORMATION FOR THE MARINER
http://www.cazatormentas.net/satweter.html	
http://www.azti.es	Fundación Azti
http://www.esa.int/esaEO/SEMOZVY5D8E_index_0.html	ESA – Observing the Earth
http://ice-glaces.ec.gc.ca/App/WsvPageDsp.cfm?ID=1&Lang=eng	Canadian Ice Service
http://www.uscg.mil/lantarea/iip/General/products.shtml	United States Coast Guard (International Ice Patrol)

Cirros y estratos, hembra con macho.



**APÉNDICE 2.
FRECUENCIA Y PROGRAMACIÓN
HORARIA DE LAS ESTACIONES
DE NORTHWOOD Y HAMBURGO**

> [Marine Forecast page](#) > [Gulf Broadcast](#)

RADIO FACSIMILE BROADCAST

FLEET WEATHER AND OCEANOGRAPHIC CENTRE NORTHWOOD

SCHEDULE

(New schedule w.e.f 11 June 2004)

Area: North Atlantic and Mediterranean

Frequencies

2618.5 kHz) HH+24
4610 kHz) HH+24
8040 kHz) HH+24
11086.5 kHz) HH+24

Broadcast time*	Chart	Data time* on which product is based
0000/1200	Surface (MSLP) analysis (Repeat)	1800/0600
0012/1212	Surface (MSLP) prognosis T+24 (Repeat)	1800/0600
0024/1224	850-hPa WBPT and precipitation prognosis T+24	1800/0600
0036/1236	Surface temperature and dew-point prognosis T+24	1800/0600
0048/1248	Ship Ice Accretion	1200/0600
0100/1300	Schedule	
0112/1312	Exercise schedule	
0124/1324	Form for sending in a reception report (QSL)	
0136/1336	Ocean Fronts	
0148/1348	300-hPa geopotential height analysis	1800/0600
0236/1436	Surface (MSLP) analysis	0000/1200
0300/1500	Surface (MSLP) analysis (Repeat)	0000/1200
0336/1536	Sea surface temperature (SST)	
0348/1548	Gale Warning summary	
0400/1600	Surface analysis (Repeat)	0000/1200
0412/1612	Surface temperature and dew-point prognosis T+24	0000/1200
0424/1624	850-hPa WBPT and precipitation prognosis T+24	0000/1200
0436/1636	Surface (MSLP) prognosis T+24	0000/1200
0448/1648	SCEXA Terminal Airfield Forecasts (TAFs)	
0500/1700	Surface (MSLP) analysis (Repeat)	0000/1200
0512/1712	Surface (MSLP) prognosis (MSLP) T+24 (Repeat)	0000/1200
0524/1724	Surface (MSLP) prognosis T+48	0000/1200
0536/1736	SCEXA Terminal Airfield Forecasts (TAFs)	
0548/1748	Gale Warning Summary	

<http://www.users.zetnet.co.uk/tempusfugit/marine/fwoc.htm>

09/08/2005

0600/1800	Surface (MSLP) analysis (Repeat)	0000/1200
0612/1812	Surface (MSLP) prognosis T+24 (Repeat)	0000/1200
0648/1848	SCEXA Terminal Airfield Forecasts (TAFs)	
0700/1900	Reserved for additional SCEXA TAFs	
0712/1912	Significant winds (grid points) T+24	0000/1200
0724/1924	Surface (MSLP) prognosis T+48	0000/1200
0736/1936	Surface (MSLP) prognosis T+72	0000/1200
0748/1948	Surface (MSLP) prognosis T+96	0000/1200
0800/2000	Surface (MSLP) prognosis T+120	0600/1800
0812/2012	500-hPa geopotential height analysis & 1000/500hPa thickness	0000/1200
0824/2024	Significant surface winds (grid points) prognosis T+48	0000/1200
0836/2036	Significant surface winds (grid points) prognosis T+72	0000/1200
0848/2048	Significant surface winds (grid points) prognosis T+96	0000/1200
0900/2100	Surface (MSLP) analysis	0600/1800
0912/2112	500-hPa geopotential height analysis & 1000/500hPa thickness - Repeat	0000/1200
0924/2124	500-hPa geopotential height & 1000/500hPa thickness prognosis T+24	0000/1200
0936/2136	850-hPa spot winds prognosis T+24	0000/1200
0948/2148	700-hPa spot winds prognosis T+24	0000/1200
1000/2200	Surface analysis (Repeat)	0600/1800
1012/2210	Surface (MSLP) prognosis T+24	0600/1800
1024/2224	Reduced visibility prognosis T+24	0600/1800
1036/2236	WBPT 850-hPa and Precipitation prognosis T+24	0600/1800
1048/2248	Surface temperature and dew-point prognosis T+24	0600/1800
1100/2300	Surface (MSLP) analysis (Repeat)	0600/1800
1112/2312	Surface prognosis (MSLP) T+24 (Repeat)	0600/1800
1124/2324	Sea and swell prognosis T+24	0600/1800
1136/2336	500-hPa geopotential height prognosis & 1000/500hPa thickness T+24	0000/1200
1148/2348	Gale Warning Summary	

* All times are UTC/GMT

> [Top of page](#)

Updated by Martin Stubbs on 5th July 2004 based on information issued by the Hydrographic Office in *Notices to Mariners* Weekly Edition 26/04 and subsequent monitoring of the broadcast

Schließen Drucken

Deutscher Wetter

Facsimile Broadcast

call sign	Frequency	power	class of emission	Signal
DDH3	3855 kHz	10,0 kW	F1C	white +425 Hz
DDK3	7880 kHz	20,0 kW	F1C	black -425 Hz
DDK6	13882,5 kHz	20,0 kW	F1C	

Time UTC	UpM / Modul	DD-time	Ref. termin UTC	Contents
04.30	120 / 576	19	00.00	Surface weather chart
05.00	120 / 576	11	00.00	H + 00, H + 24 (GME) surface P and wind (10m)
05.12	120 / 576	11	18.00 VT	h + 30 (GME) surface pressure
05.25	120 / 576	19	00.00	surface pressure analysis, arrows showing the movement of pressure syst signifivant weather, ice
05.46	120 / 576	11	03.00	Information of tropical storms, North Atlantic (during the season)
05.59	120 / 576	11	00.00	H + 12, H + 24 (GME) 500 hPa H + T, surface P
06.12	120 / 576	11	00.00	H + 12, H + 24 (GME) 850 hPa H + T, 700 hPa U
06.25	120 / 576	11	00.00	H + 36, H + 48 (GME) 500 hPa H + T, surface P
06.38	120 / 576	11	00.00	H + 36, H + 48 (GME) 850 hPa H + T, 700 hPa U
06.51	120 / 576	11	00.00	H + 60, H + 72 (GME) 500 hPa H + T, surface P
07.04	120 / 576	11	00.00	H + 60, H + 72 (GME) 850 hPa H + T, 700 hPa U
07.17	120 / 576	11	18.00 VT	Repetition chart 05.12 UTC
07.30	120 / 576	11	00.00	H+48 (GME) surface pressure
07.43	120 / 576	19	00.00	Repetition chart 0525 UTC
08.04	120 / 576	11	00.00	H+72 (GME) surface pressure
08.17	120 / 576	11	00.00	H+96 (GME) surface pressure
08.30	120 / 576	11	00.00	analysis (GME) 500 hPa, pressure
08.42	120 / 576	11	00.00	H+36, H+48 (GME) surface P and wind (10 m)
08.54	120 / 576	11	00.00	H+24 (GME) 850 hPa, 700 hPa, U
09.06	120 / 576	11	00.00	H+36 (GME) 850 hPa, 700 hPa, U
09.18	120 / 576	11	00.00	H+72, H+96 (GME) surface P and wind (10 m)
09.30	120 / 576	11	00.00	H+24 (GSM) Sea and swell, Wind (10 m)
09.43	120 / 576	20	00.00	Sea surface temperature North Sea
10.04	120 / 576	11	00.00	H+48 (GSM) Sea and swell, Wind (10 m)
10.16	120 / 576	11	00.00	H+72 (GSM) Sea and swell, Wind (10 m)
10.29	120 / 576	19	00.00	H+48 wave prediction
10.50	120 / 576	19	06.00	Surface weather chart
11.11	120 / 576	19	----	Transmission schedule
11.32	120 / 576	11		Test chart
11.45	120 / 576	19	06.00	Repetition chart 1050 utc
12.06	120 / 576	11	00.00	H+96 (GSM) Sea and swell, Wind (10 m)
12.19	120 / 576	11	00.00	Ice Chart northwesternpart atlantik
12.32	120 / 576	20	00.00	Ice Chart Western Baltic

15.20	120 / 576	19	09.00	Ice conditions chart West Baltic Sea or special area
15.40	120 / 576	19	09.00	Ice conditions chart West Baltic Sea or special area
16.00	120 / 576	19	12.00	Surface weather chart
18.00	120 / 576	19	12.00	Surface pressure analysis, arrows showing the movement of pressure systs significant weather, ice
18.21	120 / 576	11	15.00	Information of tropical storms, North Atlantic (during the season)
18.34	120 / 576	11	12.00	H+24 (GME) surface pressure
18.47	120 / 576	11	12.00	Repetition 07.30 UTC, H+48 (GME) surface pressure
19.00	120 / 576	11	12.00	Repetition 08.04 UTC, H+72 (GME) surface pressure
19.12	120 / 576	11	12.00	H + 00, H + 24 (GME) surface P and wind (10m)
19.24	120 / 576	11	12.00	analysis (GME) 500 hPa, pressure
19.36	120 / 576	11	12.00	H+36, H+48 (GME) surface P and wind (10 m)
19.48	120 / 576	11	12.00	H+24 (GME) 850 hPa, 700 hPa, U
20.00	120 / 576	11	12.00	H+36 (GME) 850 hPa, 700 hPa, U
20.12	120 / 576	11	12.00	H+72, H+96 (GME) surface P and wind (10 m)
20.24	120 / 576	11	12.00	H+24 (GSM), Sea and swell, Wind (10 m)
20.36	120 / 576	11	12.00	H+48 (GSM), Sea and swell, Wind (10 m)
20.48	120 / 576	11	12.00	H+72 (GSM), Sea and swell, Wind (10 m)
21.00	120 / 576	11	12.00	Ice conditions chart North- West Atlantic
21.15	120 / 576	20	15.00	Ice conditions chart West Baltic Sea
21.37	120 / 576	19	12.00	H+48 wave prediction
22.00	120 / 576	19	18.00	Surface weather chart

All colored marked lines are special transmissions for FS Polarstem.

Notes: Abbreviations used in column 'Contents' have the following meaning: GME Global model (31 layers, 60 km)
H Contour lines (gpdam) MSL, Mean sea level T Isotherms (° C) U Relative humidity (%)

000000



BIBLIOGRAFÍA

- BARRY, ROGER G. Y CHORLEY, RICHARD J., *Atmósfera, tiempo y clima*, Ediciones Omega, S.A.
- BOWDITCH, NATHANIEL, *American Practical Navigator*, Defense Mapping Agency Hydrographic / Topographic Center.
- CACHO, JAVIER Y SAINZ DE AJA, M^a JESÚS, *El agujero de Ozono*, Editorial Tabapress.
- DONN, WILLIAM L., *Meteorología*, Editorial Reverté, S.A.
- EICHENBERGER, WILLY, *Meteorología para aviadores*.
- ESPEL, JOSÉ IGNACIO Y GARMENDIA, IGNACIO, *Enciclopedia Itsasoa* (tomo 2). «Las Galernas del Golfo de Gascuña», Editorial Etor.
- INTERNET, *Mariners Weather Log*.
- , *Mariner's Guide for Hurricane*.
- LEDESMA, MANUEL Y BALERIOLA, GABRIEL, *Meteorología aplicada a la aviación*.
- MARTÍN VIDE, JAVIER, *Mapas del tiempo, Fundamentos, Interpretación e imágenes de satélite*.
- MEDINA, MARIANO, *Iniciación a la Meteorología*, Editorial Salvat.
- , *Meteorología Básica Sinóptica*, Editorial Paraninfo.
- N.O.P.P., *Ocean Surface Currents*.
- SUBSECRETARÍA DE PESCA Y DE LA MARINA MERCANTE, *Curso de Meteorología y Oceanografía*, Artes Gráficas Gala, S.L.



Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia

Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco

ISBN: 978-84-457-2406-4



P.V.P.: 21 €