

Meteorología general

Autor: Juan Carlos Perdomo

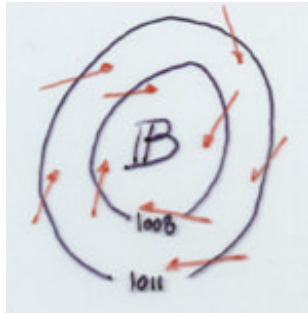
Presentación del curso

Reúne algunos conceptos con respecto a la Meteorología con la finalidad de aplicarlos en la práctica diaria y que sirvan de referencia a aquellos que realizan tareas en las que deban utilizar elementos meteorológicos. Pretende detallar los elementos de una carta sinóptica; brindar algún conocimiento sobre los mismos y, eventualmente, ante una situación dada, poder hacer una aproximación al comportamiento de los sistemas atmosféricos, así como del estado del mar.

1. Configuraciones Isobáricas

Isobaras.- Línea que en un mapa de superficie une puntos de igual presión. Las cotas usuales cuando se traza de 4 en 4 Mb. o HPa. son 992, 996, 1000,, 1016, 1020,.....

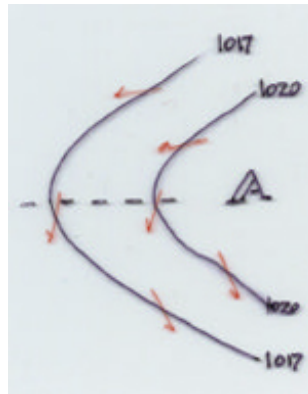
Baja Presión o Depresión.- Modelo de isobaras cerradas, circular o elíptico, con valores de presión decrecientes hacia su centro y en el cual los vientos giran en sentido horario en el Hemisferio Sur y antihorario en el Hemisferio Norte, cortando las isobaras con un pequeño ángulo hacia el interior del sistema. Se indican como B (baja) o L (Low).



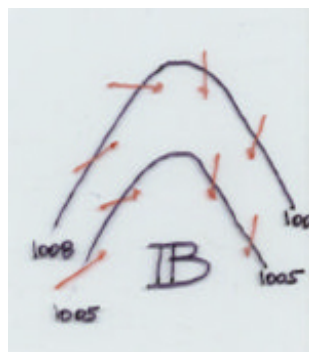
Alta Presión o Anticiclón.- Modelo de isobaras cerradas, circular o elíptica con valores de presión crecientes hacia su centro y en el cual los vientos giran en sentido antihorario en el H.S. y horario en el H.N., cortando las isobaras con un pequeño ángulo hacia el exterior del sistema. Se indican como A (alta) o H (high). En general los vientos de las regiones centrales de las A o B suelen ser suaves de dirección variable, particularmente en las A donde en ocasiones llegan a tener períodos de calma.



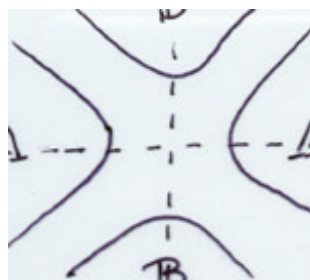
Cuña o dorsal.- Eje de un anticiclón extenso que se prolonga normalmente entre dos depresiones y donde la forma isobárica se asemeja a una "U".



Vaguada o Surco.- Configuración isobárica consistente en isobaras abiertas en forma de "V", sensiblemente paralelas y con sus vértices alineados según un eje de simetría. Generalmente los frentes fríos se apoyan en vaguadas abiertas hacia el sur. Una vaguada en tal posición, aún no conteniendo un frente, suele traer condiciones de tiempo similares a las de éste, tanto más acentuadas cuanto más aguda sea la vaguada. La vaguada de posición opuesta puede en el área de su "cabeza" asociarse a cielos cubiertos, algunas precipitaciones, etc.

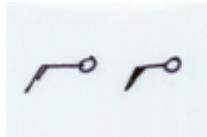


Collado.- Es el espacio comprendido entre dos bajas y dos altas dispuestas en cruz.



2. Viento

VIENTO.- El viento se puede definir como aire en movimiento. En un mapa meteorológico la dirección está representada por una línea larga que sale del círculo que representa la estación y la intensidad con pequeñas barretas que salen de esa línea dirigidas hacia la baja presión. Cada barra larga representa 10 Kts., una pequeña 5 Kts., y si la velocidad es de 50 Kts. o más, se representa con un triángulo lleno.



Gradiente horizontal de presión.- En una carta de superficie puede apreciarse que las isobaras están más o menos próximas en diferentes áreas. Se llama gradiente horizontal de presión a la variación de presión por unidad de distancia medida perpendicularmente a las isobaras. Se puede decir que la intensidad del viento es directamente proporcional al gradiente de presión, es decir, será más intenso cuanto más próximas se encuentren las isobaras.

Viento geostrófico.- Es una aproximación al viento real, pero con las siguientes restricciones:

§ la corriente se supone rectilínea, es decir, las isobaras son líneas rectas, de forma que no hay aceleración centrípeta.

§ No hay aceleración debida al cambio de gradiente, ya que las isobaras se suponen paralelas.

§ El movimiento se supone libre de fricción.

Su expresión es:

$$V_g = \frac{1}{2 \sin F} \frac{dp}{dn}$$

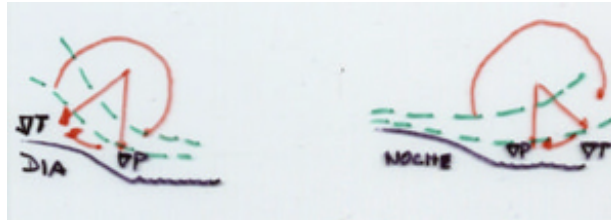
fórmula tabulada que en la práctica se utiliza para conocer cuál es la separación de las isobaras conocido el viento, o, inversamente, en un mapa con las isobaras trazadas puede deducirse inmediata y aproximadamente el viento en cualquier punto.

Viento de gradiente.- Constituye otra aproximación al viento real y a diferencia del viento geostrófico, las isobaras se suponen circulares, actuando la fuerza centrífuga. En general podemos decir que:

§ Si en una baja (vaguada) con isobaras muy curvadas calculamos el viento utilizando el ábaco de viento geostrófico, el viento calculado será mayor que el real.

§ Si en una alta (cuña) con isobaras muy curvadas calculamos el viento utilizando el ábaco de viento geostrófico, obtendremos una intensidad menor que la real.

Brisa de mar (virazón) y brisa de tierra (terral).-



De acuerdo al primer teorema de Bjerknes "si los gradientes de presión y temperatura tienen direcciones distintas, se crea energía que fuerza el aire a circular en el sentido que lleva desde el extremo del vector gradiente de presión al del vector gradiente de temperatura, por el camino más corto".

3. Masas de aire

Definición.- Una masa de aire es un gran cuerpo de aire cuyas propiedades físicas, sobre todo la temperatura y la humedad son aproximadamente uniformes en sentido horizontal. Por su origen geográfico podemos clasificarlas como : Aire polar y Aire tropical.

Aire polar.- Procede de los casquetes polares y al moverse sobre territorios más templados se calienta por debajo, inestabilizándose.

Aire polar marítimo (Pm).- Moviéndose sobre aguas de mayor temperatura relativa se calienta por debajo y al mismo tiempo absorbe humedad. La conjunción del calentamiento y la absorción de humedad desarrollan en esta masa gran inestabilidad, siendo frecuente en este tipo de masa de aire los fenómenos típicos de la convección: nubes de desarrollo vertical (grandes cúmulos, Cumulonimbus), chaparrones y ormentas, asociadas éstas últimas en casos extremos a vientos fuertes, rafagosos o arrachados y de dirección variable.

Aire polar continental (Pc).- En general el aire polar cuando se desplaza sobre continentes no tiene oportunidad de incrementar su humedad. Su inestabilidad sigue las variaciones térmicas del suelo, siendo mayor en las primeras horas de la tarde, que es cuando se pueden producir fenómenos convectivos (nubes, chaparrones, etc.) y menor en horas de la noche, cuando desaparece la nubosidad.

Aire tropical.- Procede de los anticiclones permanentes subtropicales (ej. Alta del Atlántico - Brasil). Cuando esta masa se mueve hacia latitudes más altas se enfría por debajo, estabilizándose y aumentando su humedad relativa. El tipo de nubosidad asociada, si la hay, es estratiforme (Cs, As, Ns) y los hidrometeoros asociados serán lluvia, llovizna, nieve, neblina, niebla.

Aire tropical marítimo (Tm).- Este aire al desplazarse sobre superficies de mar más frías se vuelve estable, pero absorbe humedad y esta humedad junto a la temperatura puede hacer inestable la masa si es elevada, p.ej., por un frente.

Aire tropical continental (Tc).- Es en general un aire con escasa humedad, por lo que suele presentar temperaturas altas y cielos claros. En invierno pueden darse, sobre todo de madrugada, neblinas o niebla.

Otro criterio de clasificación de las masas de aire es termodinámico, e identifica a las masas cuando estas abandonan su región manantial. Se distinguen así las masas frías (**k**), cuya temperatura es inferior a la del suelo sobre el que transcurren, y las masas cálidas (**w**), de temperatura superior a dicho piso.

NOTA: Las letras w y k son abreviaturas de las palabras alemanas warm (caliente) y kalt (frío).

Las características de las diferentes masas son:

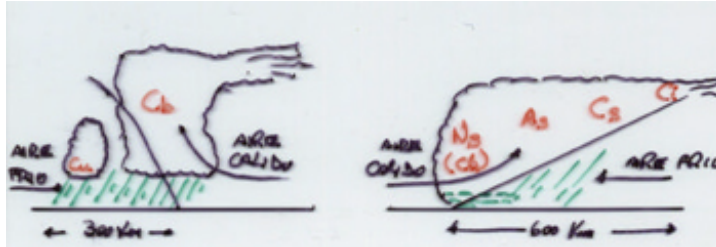
Designación	Características
Aire Polar marítimo (Pm)	Fresco y húmedo
Aire Polar continental (Pc)	Frío y seco
Aire Tropical marítimo (Tm)	Templado y húmedo
Aire Tropical continental (Tc)	Templado y seco

A continuación se muestra un cuadro resumido de las propiedades más significativas de las masas de aire:

MASA	ESTABILIDAD	Viento	Visibilidad	NUBOSIDAD	PRECIPITACION
Fria	Inestable	Arrachado	Buena	Cumuliforme (Cu, Cb)	Chaparrones
Cálida	Estable	Constante	Regular o mala	Estratiforme (St, Sc, Ns)	Llovizna o lluvia continua

4. Frentes

Las masas de aire están separadas por delgadas capas de transición llamadas "superficies de discontinuidad", a través de las cuales la temperatura, humedad, etc., cambian bruscamente.



Un frente en nuestro caso es la intersección de una superficie de discontinuidad con el suelo, existiendo entre ambas masas de aire contraste térmico y convergencia, es decir que una de las dos masas involucradas desplace a la otra o incluso, traten de desplazarse mutuamente.

Los frentes pueden en primer instancia dividirse en: **FRENTE FRÍO**, cuando la masa de aire más fría se introduce en forma de cuña por debajo de la masa más cálida, elevándola y dando lugar en consecuencia a la formación de grandes masas nubosas de desarrollo vertical en forma frecuente. **FRENTE CÁLIDO**, cuando la masa cálida, más liviana trepa por la pendiente constituida por la superficie de discontinuidad.

El aire cálido ascendente, en general húmedo, se enfría y condensa, produciendo una gran masa nubosa sobre la rampa, justamente desde que comienza a subir a partir del frente cálido. En el caso de una depresión frontal, cuando el frente frío alcanza al frente cálido da lugar a la formación de un punto triple (unión de tres masas de aire) y de un frente ocluido, el cual reúne las características de ambos

TIEMPO FRONTAL

Siendo un frente una zona en la que se produce una transición brusca, vendrá acompañado por determinadas características de las variables meteorológicas llamadas tiempo frontal. Estas características son distintas según se trate de frentes cálidos (elevación espontánea) o de frentes fríos (elevación forzada). El ancho del tiempo frontal es en el frente cálido de éste a unos 600 Kms. por delante, y en el frente frío, de éste a unos 300 Kms. por detrás del frente por término medio (el frente frío, con una pendiente mayor que la del frente cálido se desplaza más rápidamente que éste. La velocidad de traslación de los frentes, así como la de los sistemas de presión es difícil de estimar - ver Previsión o Predicción sinóptica).

Cuadro esquemático de la variación de los diversos elementos meteorológicos al paso de los frentes en el Hemisferio Sur.

FRENTE CALIDO

ELEMENTO	ANTES DEL FRENTE	EN EL FRENTE	DESPUES DEL FRENTE
PRESION	Baja	Cesa de bajar	Poco cambio
TEMPERATURA	Ligera subida	Suba	Poco cambio
VIENTO	SE o S	Rota	NE o N
NUBES	Ci, Cs, As, Ns	Ns bajos	St o Sc
PRECIPITACION	Lluvia, llovizna	Cesa	Ocasionales lloviznas
VISIBILIDAD	Buena	Mala, frecuentes nieblas	Regular

FRENTE FRIO

ELEMENTO	ANTES DEL FRENTE	EN EL FRENTE	DESPUES DEL FRENTE
PRESION	Baja	Sube rápidamente	Sube
TEMPERATURA	Poco cambio	Baja rápidamente	Poco cambio
VIENTO	NE o N	Rota	S o SW arreciando
NUBES	Ac o Ac	Sc, Cu, Cb	Cu aislados
PRECIPITACION	Lluvia ligeras	Chaparrones, ocasionales tormentas	Ocasionales chaparrones
VISIBILIDAD	Regular	Mejora rápidamente	Buena

Resumen de las principales características de los frentes fríos y cálidos:

FRENTE FRIO

1. El aire frío desplaza activamente al aire cálido y lo obliga a subir.
2. Los cambios meteorológicos generalmente están confinados en la vecindad inmediata al frente.
3. Inclinación escarpada de 1/30 a 1/100.
4. Se mueve más rápidamente que un frente cálido.
5. La arista conductora tiende a retardarse por la fricción con la superficie, dando lugar a una turbulencia fuerte.

El paso de un frente frío está caracterizado por:

- a) Descenso brusco de la temperatura.
- b) Cambio bien marcado en la dirección del viento: 45° a 180°
- c) Se apoya generalmente en una vaguada bien marcada.
- d) Discontinuidad isalobárica pronunciada.
- e) Disminución marcada de la humedad específica.

FRENTE CALIDO

1. El aire cálido circula activamente hacia arriba por encima de una cuña de aire más frío situada debajo.
2. Inclinación suave de 1/100 a 1/400.
3. Contraste más pequeño en la dirección del viento.
4. Nubosidad delante del frente de 1500 a 2500 Kms.
5. Sistema nuboso complejo.
6. El aire estable o inestable en flujo activo ascendente, producirá respectivamente nubes de carácter estratiforme o cumuliforme.

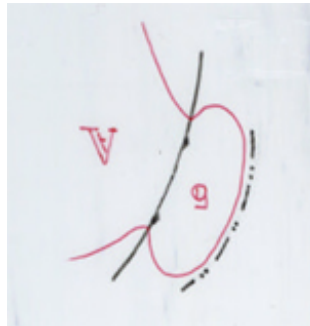
El paso de un frente cálido está caracterizado por:

- a) Aumento repentino de la temperatura.

- b) Ligero giro del viento (45°).
- c) Vaguada débil.
- d) Ligera discontinuidad isalobárica.
- e) Rápida disminución de la nubosidad.

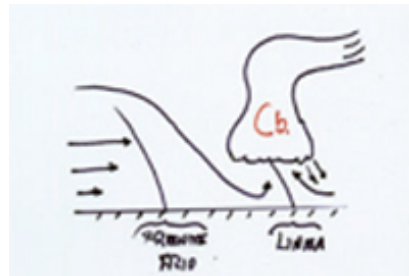
5. Líneas de inestabilidad o de turbonada

La línea de inestabilidad más frecuente es la prefrontal. Su ocurrencia tiene lugar delante de determinados frentes fríos en los cuales las corrientes de aire superiores provocan la caída de aire delante del frente. Esto da lugar a una línea más o menos paralela a dicho frente, donde se produce una violenta elevación del aire residente que es desalojado por el aire frío que cae, y donde tiene lugar una formación en barrera de Cb que avanzan en la dirección y sentido del frente aunque más rápidamente.



Groseramente podemos pensar que constituye un "minifrente" pero de gran actividad, apreciándose los relámpagos a gran distancia. Luego se observa una barrera de nubes, truenos y relámpagos.

Por delante, en la base de las nubes, se aprecia un "rollo negro" de eje paralelo a la línea producido por las fuertes corrientes descendentes en la parte delantera de los Cb. Por debajo se puede observar que el mar se "pica" sensiblemente e incluso cambia de color.



Al paso de la línea el viento aumenta bruscamente su intensidad con ráfagas de 30/40 kts. (medio), generalmente de SW aunque pueden ser variables, y posteriormente se producen precipitaciones muy intensas.

Luego del pasaje de la línea el tiempo y la visibilidad mejoran predominando la nubosidad media y ocasionalmente lluvia débil. La temperatura cambia poco y los vientos se tornan suaves retomando la dirección primitiva.

La presión, que previo al pasaje bajó rápidamente, y durante la línea ascendió en forma brusca, comienza a bajar nuevamente esperando el pasaje del frente frío, que puede producirse horas después. Con frecuencia ocurre que las líneas de inestabilidad se presenten en familias de dos o tres, separadas por 300 o 400 Kms.

6. Niebla

La niebla, al igual que las nubes, es el resultado de la condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera sobre núcleos higroscópicos cuando la humedad se acerca al 100%.

La terminología empleada en función del grado de reducción de la visibilidad es la siguiente:

Niebla muy espesa	Inferior a 50 mts
Niebla espesa	50 – 200 mts
Niebla regular	200 – 500 mts
Niebla moderada	500 – 1000 mts
Nebolina	1 – 2 Kms
Nebolina - bruma	2 – 10 Kms

Clasificación de la niebla según el proceso de formación.- Como vimos para que haya formación de niebla, además de la presencia de núcleos de condensación, es necesario que el aire se acerque a la saturación. Esto se puede lograr por medio de tres procesos distintos: 1) enfriamiento, 2) evaporación, y 3) mezcla.

Cuadro de clasificación:



1) Nieblas de enfriamiento. - Al producirse un fenómeno de enfriamiento (extracción de calor), el aire pierde la capacidad de contener humedad, saturándose en condiciones apropiadas. Se distinguen dos casos principales:

Nieblas de radiación.- Debido al enfriamiento del terreno, se enfría el aire situado sobre él por radiación. Esta clase de niebla suele formarse casi siempre sobre tierra durante la noche o madrugada. Sin embargo la niebla de radiación formada sobre la costa suele desplazarse mar adentro.

a) **Niebla de advección.**- En éstas el enfriamiento es debido a una masa de aire que se desplaza sobre una superficie relativamente más fría que ella.

Esta es la clase de niebla que se forma con mayor frecuencia sobre el mar. Las condiciones que favorecen la formación de niebla de radiación son: cielo despejado, vientos calmos o suaves y humedad relativa alta. Las nieblas de advección, en cambio, se forman con viento relativamente fuerte, del orden de 5 a 15 Kts., siendo mucho más persistentes.

b) **Niebla orográfica o de ladera.**- Niebla formada a barlovento de las laderas cuando el aire, al verse forzado a ascender por ellas hacia las cumbres, experimenta la consiguiente expansión y enfriamiento adiabático.

2) **Nieblas de evaporación.**- se constituyen por incremento de la humedad, pudiendo originarse por dos procesos distintos:

Nieblas de vapor.- se originan cuando se entabla una corriente de aire frío sobre agua mucho más templada. teniendo lugar solo cuando el contraste de temperatura es muy acusado (p.ej. en regiones árticas o antárticas).

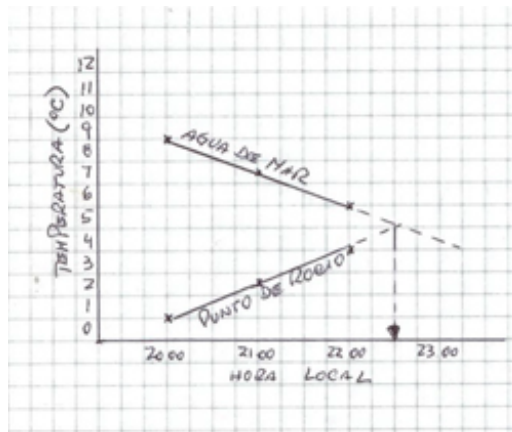
a) **Nieblas frontales.**- cuando la lluvia procedente de una capa superior de aire templado cae a través de una delgada capa de aire más frío situada cerca de la superficie terrestre, la evaporación de las gotas de lluvia templada en el aire más frío producirá una niebla que se denomina niebla frontal, porque la lluvia que la origina suele proceder del aire templado situado sobre una superficie frontal.

3) **Nieblas de mezcla.**- este tipo de nieblas se forma cuando se encuentran dos corrientes de aire de naturaleza distinta, p.ej. si una corriente de aire frío se encuentra con una corriente de aire húmedo templado, en la zona donde se mezclan ambas masas se enfriará el aire de ésta última, y si la diferencia de temperaturas y el contenido de humedad de la masa cálida son bastante grandes, se formará niebla. Son de frecuente formación en frentes cálidos y en oclusiones sobre el mar en latitudes medias y altas, y si el frente se hace estacionario pueden durar mucho tiempo.

Como regla aproximada de la variación de la visibilidad en función de la humedad y el viento (**Reinick**).

SI LA HUMEDAD	Y EL VIENTO	LA VISIBILIDAD
Disminuye	No varía	Aumenta
No varía	Aumenta	Aumenta
No varía	Disminuye	Disminuye
Aumenta	No varía	Disminuye

Gráfico de previsión de niebla.-



Ploteando en un gráfico cuya ordenada sean temperaturas (rocío y de agua de mar), y de abscisas la hora local, y uniendo los puntos resultantes, se podrá prever la niebla para la hora en la cual se corten ambas curvas, si no hay cambios en las condiciones atmosféricas.

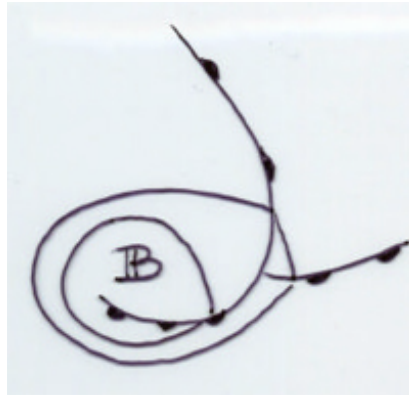
Previsión de formación de niebla = aproximadamente a las 2230 hora local.

7. Depresiones extratropicales

Constituyen un sistema de presión cuyo esquema dinámico se reduce a un mínimo de presión rodeado de vientos que giran a su alrededor. Son debidas a ondulaciones del frente polar, asociándose a un frente frío y a uno cálido, y en su última etapa a uno ocluido. Se conocen a veces, como ciclones extratropicales.

Evolución de la depresión.- Una vez formado el mínimo isobárico por la ondulación del frente polar, la borrasca incipiente se desarrolla cada vez más siguiendo un ciclo según el cual crece (se intensifica) y finalmente muere (pierde su energía). La figura representa una depresión incipiente; en ella vemos que la onda del frente polar se hace abrupta, con un punto anguloso en su seno coincidiendo con el mínimo isobárico desde el cual parte un frente frío, donde el aire polar desplaza al tropical y un frente cálido donde el aire tropical desplaza al polar.

En la figura aparece la depresión desarrollada. Su energía es entonces máxima. El espacio comprendido entre el frente frío y el cálido introducido a manera de lengua se llama sector cálido de la depresión.



Reglas de Bjerknes

a) en cuanto a su energía:

1. antes de la fase de oclusión, la energía térmica y cinética de la depresión es generalmente creciente, por tanto el sistema se profundiza.
2. a partir de la oclusión no existe ya energía térmica y la energía cinética decrece rápidamente, por ello, a partir de la oclusión la borrasca se rellena.

b) en cuanto a su desplazamiento:

1. La depresión sigue aproximadamente la dirección de las isobaras de su sector cálido.

La vaguada post-frontal (o frente secundario).- Esta vaguada suele generarse dentro del sector posterior de la depresión dentro de la masa de aire polar por lo que constituye una discontinuidad dinámica más que térmica. Puede generar vientos fuertes y condiciones peligrosas de mar. La distancia entre el frente ocluido y el eje de la vaguada puede variar de 200 a 600 NM., y las condiciones de tiempo suelen ser peores que en el mismo frente.

Condiciones de tiempo que se experimentan al atravesar una depresión

frontal.-

El primer anuncio de la aproximación de la depresión es dado por el barómetro, el cual comienza a bajar al mismo tiempo que un velo de nubes Cirrus se aproxima por el W.

Gradualmente se irá desarrollando una capa de cirrustratus que se irá espesando hasta convertirse en altostratus cada vez más espesos oscureciendo el cielo y comenzando a ocultar el Sol. Finalmente los Altostratus se habrán convertido en Nimbustratus y comenzará la lluvia (o nieve). El barómetro habrá continuado descendiendo con rapidez creciente.

Si el sistema se mueve hacia el E y el observador se encuentra en la latitud indicada en la línea I de la fig. 12 experimentará mientras al sistema se mantenga al W de él, un viento que soplará con fuerza creciente desde una dirección con componente N en el H.S., comenzando a precipitar 200 o 300 Kms. antes de la llegada del frente cálido. Cuando el frente llega al observador, el descenso de la presión se detiene y ocurre un cambio en la dirección del viento más hacia el W (cambio no necesariamente muy pronunciado). En este momento el observador se encuentra en el sector cálido de la depresión, cesando la lluvia y experimentando a veces una fina llovizna. La temperatura habrá tenido un ascenso. Mientras que el observador se encuentre en el sector cálido verá que el barómetro tendrá muy poca variación, descendiendo un poco la presión ocasionalmente. Cuando llega el frente frío el viento rotará hacia el W/SW, la presión comenzará a subir, la temperatura caerá y la visibilidad mejorará.

Si el observador se encuentra situado en la latitud indicada por II en la figura los acontecimientos serán similares a los de la latitud I, excepto los fenómenos asociados al sector cálido.

Si el observador se encuentra situado en la latitud III, el centro de la depresión pasará al norte de su posición, y por lo tanto no experimentará el pasaje de ningún frente. El viento rotará en forma progresiva del NE al SW por el S. El barómetro no indicará ningún salto brusco, sino una gradual transición desde el descenso hasta una nueva alza. La precipitación irá del tipo continuo a chaparrones cuando el viento pase al SW.

Por supuesto, esta es una depresión "ideal" ya que su conformación puede variar y normalmente no siempre siguen el camino W-E.

8. Previsión o predicción sinóptica

Método de las trayectorias.- Se funda en la noción de continuidad, es decir en la suposición de que lo que ha sucedido en los intervalos de tiempo anteriores, continuará sucediendo en los sucesivos. Distinguiremos los casos siguientes:

a) Trayectoria rectilínea y velocidad uniforme.-

Supongamos un sistema meteorológico (p.ej. una depresión) que a lo largo de tres mapas sucesivos (p.ej. 0000Z, 0600Z y 1200Z) se desplaza en línea recta y recorre intervalos análogos de distancia. Podemos esperar pues que el sistema de que se trate seguirá manteniendo su dirección y velocidad en las próximas seis horas, es decir que para las 1800Z habrá recorrido una distancia similar a la que recorrió entre las 0600Z y las 1200Z, manteniendo la dirección de desplazamiento.

b) Trayectoria rectilínea con aceleración.-

Supongamos un sistema meteorológico que se desplaza de un punto A a otro B, separados 120 NM. en seis horas, y de B a otro punto C, separados 100 NM. en el próximo período de seis horas. Evidentemente, la velocidad ha disminuido en una sexta parte. Por lo tanto, en la predicción para las seis horas siguientes podemos imaginar, por continuidad, al sistema moviéndose en la misma dirección a la velocidad observada en las seis horas anteriores disminuida en una sexta parte, o sea que recorrerá unas 83 NM.

c) Trayectoria curvilínea.-

Sea un sistema meteorológico que se desplaza en seis horas desde un punto A a otro B, separados 120 NM., en dirección ESE. Supongamos que en el siguiente intervalo de seis horas se curva la trayectoria hacia el E y la velocidad disminuye, de manera que el citado intervalo alcanza un punto C, situado 100 NM. al E de B. Por continuidad debemos suponer que la trayectoria seguirá recurvándose y disminuyendo la velocidad de desplazamiento, de manera que la posición prevista del sistema para las próximas seis horas debe ser un punto situado 83 NM. hacia el ENE del punto C. El método de las trayectorias no debe emplearse para plazos de predicción superiores a doce horas.

Método del viento geostrófico.- Está especialmente indicado para calcular el desplazamiento de los frentes. Estos se mueven con una velocidad que depende del viento no perturbado sobre la capa de fricción, es decir del viento geostrófico, para el cálculo del cual se utilizarán ábacos apropiados o escales de viento geostrófico.

Una vez obtenido éste, las reglas más importantes para calcular el desplazamiento son las siguientes:

§ Los frentes cálidos se mueven con una velocidad del orden del 60% al 80% de la componente del viento geostrófico normal al frente.

§ Los frentes fríos se mueven con una velocidad comprendida entre el 70% y el 90% de la componente del viento geostrófico normal al frente.

§ Una depresión se mueve con una velocidad análoga a la de su frente caliente y algo inferior a la de su frente frío.

Estas reglas presuponen que ocurren muy pocos cambios en el campo de la presión, se cumplen tanto más exactamente cuanto más fuerte es el viento, debiendo alcanzar por lo menos la fuerza 4 de la Escala Beaufort, teniendo validez sobre todo al sur de 35° S o al norte de 35° N.

Algunas reglas empíricas

Reglas relativas al movimiento.-

- § Las perturbaciones se mueven en general de W a E.
- § Una depresión joven avanza paralelamente a las isobaras de su sector cálido.
- § Las perturbaciones tienden a rodear a los grandes anticiclones girando en dirección contraria a la de las agujas del reloj (H.S.).
- § La velocidad de un ciclón crece hasta llegar a la oclusión y disminuye después.

Reglas relativas a la evolución.-

- § Las perturbaciones nacen preferentemente sobre un frente ya existente.
- § Una depresión se va ahondando hasta el momento de la oclusión, después se rellena.
- § Un ciclón secundario suele ser más violento que el principal.

Reglas relativas a la estabilidad.-

- § Cuando llega una masa de aire que procede de regiones más frías, aumenta el peligro de chaparrones, principalmente en verano.
- § Cuando el flujo de aire procede de regiones más cálidas, aumenta la nubosidad estratiforme, y si se produce lluvia es de carácter continuo.
- § Cuando un anticiclón se refuerza, en su interior se aplastan los Cu y tiende a despejar el cielo.
- § El borde de los anticiclones es favorable para la formación de niebla.

9. Observaciones

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica es un elemento de gran importancia. Cuando se procede a efectuar su observación en un barómetro aneroide, el común de a bordo, previamente a su lectura se golpeará ligeramente la carcasa a los efectos de vencer el rozamiento del mecanismo, que puede dar lecturas erróneas. Se tendrá además cuidado de mirar la aguja "de frente", para evitar errores de paralaje.

LAS NUBES

La observación de las nubes es sumamente valiosa, porque mientras que la observación de los demás elementos no proporcionan observaciones sino de un punto determinado, el aspecto del cielo proporciona una impresión completa de un gran trozo de atmósfera, de tal manera que un número relativamente pequeño de observadores bien distribuidos podrán dar entre todos una idea de la nubosidad sobre un extenso territorio.

Cómo regla práctica para observar la cantidad de nubes procediendo a estima, ya sea en general o teniendo en cuenta un sólo piso, se puede utilizar la siguiente: se supondrá que todas las nubes que se observan se agrupan, y que queda el cielo dividido en dos partes, una despejada y la otra cubierta.

Al apreciar la cantidad total de nubes hay que tener presente que no debe excluirse ninguna, es decir que deben contarse también los velos nubosos transparentes.

El cifrado de la cantidad de nubosidad presente, ya sea total o por género, serán octavos de cielo cubierto u octas. En lenguaje vulgar, en vez de la escala de octas se emplea para apreciar la nubosidad una escala en "texto claro", con las siguientes equivalencias:

Claro	Menos de 1 octavo
Algo nuboso	1 a 3 octavos
Nuboso	4 a 6 octavos
Cubierto con claros	7 octavos
Cubierto	8 octavos

La precipitación.- La precipitación es en cierta manera el proceso inverso de la evaporación desde el punto de vista meteorológico. De ahí que las unidades para ambos elementos sean las mismas, aunque la precipitación es mucho más irregular que la evaporación.

La cantidad de lluvia se expresa por la altura de la capa de agua que cubriría el suelo, supuesto perfectamente horizontal, si no se filtrase ni se evaporase. Una capa de un milímetro de espesor y de un metro cuadrado de base tiene el volumen de un decímetro cúbico, o sea un litro. Por lo tanto, el mismo número que expresa la altura de la capa en milímetros representa también la cantidad de litros por metro cuadrado. Los tipos y la forma de precipitación son las siguientes.

- Tipo precipitación
 - Intermitente
 - Continua
 - Chaparrones

- Forma de precipitación
 - Llovizna
 - Lluvia
 - Chaparrón
 - Granizo

10. Temperatura I

Termómetros: Las sensaciones de frío y calor nos permiten formarnos una primera idea de la temperatura; los cuerpos que llamamos calientes tienen una mayor temperatura que los que llamamos fríos. Diremos también que dos cuerpos tienen la misma temperatura (temperaturas iguales), cuando puestos en contacto ninguno de los dos se calienta ni se enfría; y diremos que un cuerpo tiene mayor temperatura que otro cuando el segundo se calienta. No hay que confundir la temperatura con el calor, pues dos cuerpos pueden contener cantidades de calor muy desiguales teniendo la misma temperatura, siendo función de la "capacidad calorífica" del cuerpo que se trate.

Por otra parte es un hecho conocido que el calor dilata los cuerpos, de modo que cuando se calientan, es decir, cuando su temperatura aumenta, en general aumenta también su volumen. Este hecho es utilizado en el elemento sensible de la construcción de los termómetros, en los cuales dicho elemento adquiere la temperatura del medio en que se encuentre. aumentando su volumen en forma proporcional.

El termómetro de mercurio, el más común, consta de un pequeño recipiente de vidrio, esférico o cilíndrico, llamado "bulbo" o "depósito", prolongado por un tubo muy estrecho (tubo capilar), cerrado por su extremo; el depósito y parte del tubo están llenos de mercurio.

Cuando la temperatura aumenta, el mercurio se dilata y la columna sube por el interior del tubo. Lo contrario ocurre cuando la temperatura disminuye.

Los termómetros normalmente utilizados en Meteorología están graduados en la escala Centígrada o Celsius, la cual marca "cero" (0°C) a la temperatura del hielo fundente y "cien" (100°C) a la temperatura de ebullición del agua en condiciones de presión atmosférica normal. El intervalo comprendido entre estos dos puntos fijos está dividido en cien partes iguales, cada una de las cuales se llama "grado Celsius" o "grado Centígrado".

Los países anglosajones están cambiando su sistema de medidas al decimal, pero aun hay muchos termómetros que vienen graduados en la Escala Fahrenheit. Esta escala utiliza para el hielo fundente la temperatura de 32°F y para el agua hirviente 212°F . El intervalo comprendido entre esos dos puntos fijos es de 180°F . Para su conversión se incluye al final una tabla de doble entrada.

Tipo de termómetros.- Generalmente los termómetros utilizados en la Red de Armada son los siguientes: Termómetro de bulbo seco y de bulbo húmedo (que forman el sicrómetro o par sicrométrico), máxima y mínima (para las temperaturas extremas) y Termómetro marino (para la temperatura superficial del agua de mar).

NOTA: Muchas veces se cometen errores en la lectura de los termómetros de 5° al confundir líneas. Por esa razón, el observador deberá visualizar siempre los grandes enteros (0° , 10° , 20° , etc.) más cercanos al lugar del tubo donde se encuentra el extremo de la columna. Las escalas de los termómetros que componen el sicrómetro están graduadas cada 0.2°C , por lo que resulta fácil llegar a una precisión de la décima de grado.

Termómetro de bulbo seco.- Es el primero que el observador deberá leer cuando

abre el abrigo meteorológico, pues la influencia que pudiera causar el propio observador por la temperatura de su cuerpo, etc., pudiera afectar las indicaciones del mismo.

Termómetro de bulbo húmedo.- Es un termómetro idéntico al de bulbo seco, pero con la particularidad de estar su bulbo recubierto por una muselina cuyo extremo está sumergido en un recipiente que contiene agua destilada. Con éste instrumento cabe hacer las siguientes precisiones:

(a) El depósito de agua destilada no debe estar nunca seco. Cuando se lean temperaturas iguales en ambos termómetros (bulbo seco y húmedo), puede deberse generalmente a dos causas: 1) la humedad es alta (cerca de 100%) o 2) el depósito de agua destilada está seco, situación esta que debe ser corregida de inmediato. Para esto se llenará el depósito de agua destilada, dejando correr esta por la muselina, y cuando esté bien empapada, dejar pasar 10 o 15 minutos y luego efectuar la medida.

(b) El mecanismo del termómetro de bulbo húmedo es el siguiente: El agua del depósito asciende por la muselina hasta alcanzar la zona que cubre el bulbo. Allí se evapora y esta evaporación toma para producirse calor del bulbo, produciendo por lo tanto un descenso de la temperatura que es indicado por el termómetro. Para que este instrumento realice un buen trabajo, la muselina debe sustituirse por una nueva cuando se note en ella signos de suciedad, ya que al estar recubierta por polvo levantado por el viento o vehículos que circulen por el área, no permitirá que el agua ascienda normalmente. Al cambiarse la muselina debe cuidarse de que el bulbo no quede cubierto con una cantidad excesiva de la misma (una capa gruesa), pues en este caso no se estaría midiendo la temperatura producida por la evaporación, sino la del agua, pues sólo evaporaría la parte exterior de la muselina.

NOTAS: Para el par sicrométrico

1. Debe efectuarse la lectura rápidamente, teniendo cuidado de que el aliento no influya en la medición.

2. La lectura debe realizarse con la vista colocada perpendicularmente al lugar a leer, pues así se evitará el error de paralaje.

3. Durante la noche deberá evitarse utilizar fuentes de luz que produzcan calor, siendo lo más adecuado una linterna eléctrica.

4. En el caso de que haya sucedido algún percance con los termómetros tales como columna de mercurio cortada o que se haya roto el termómetro de bulbo seco o húmedo, se procederá de la siguiente forma: En el caso de columna cortada no se medirá dicha indicación, pues su lectura será falsa, debiendo comunicar el hecho al Departamento de Meteorología del SOHMA. En este caso o en caso de rotura, si el que se ha roto es el termómetro de bulbo seco, la temperatura se leerá en el termómetro de mínima, en el extremo del alcohol (no del índice). Si el termómetro roto es el de bulbo húmedo, se colocará la muselina en el termómetro de bulbo seco, transformándolo así en bulbo húmedo, y la temperatura del aire se leerá como en el caso anterior en el extremo de la columna de alcohol del termómetro de mínima.

11. Temperatura II

Termómetros de temperaturas extremas.- Interesa conocer las temperaturas máxima y mínima que se han registrado cada día, y como no se puede estar continuamente mirando el termómetro se han diseñado termómetros especiales que dejan indicadas las temperaturas extremas que han ocurrido cada día. El termómetro de máxima es similar a un termómetro clínico del usado normalmente para tomar la temperatura a una persona. Consta de un estrechamiento cerca del bulbo que al dilatarse el mercurio le permite pasar al tubo capilar, pero que luego al llegar a la máxima temperatura del día y comenzar a descender, no le permite el retorno al bulbo, por lo que queda marcando el valor de la temperatura máxima del día que se trate. El termómetro de mínima lleva como elemento sensible alcohol y tiene sumergido en él un índice de esmalte. Cuando la temperatura sube, el alcohol pasa fácilmente entre las paredes del tubo y el índice, y este no se mueve. En cambio, cuando la temperatura baja, el alcohol arrastra en su movimiento dicho índice al succionar de él. La posición del índice indica por lo tanto, la temperatura más baja registrada.

A pesar de que la escala de estos termómetros está graduada de a $\frac{1}{2}$ grado (0.5°C), es posible apreciar perfectamente las décimas de grado.

NOTAS: Es muy importante tener en cuenta las siguientes cuestiones con relación a los termómetros de temperaturas extremas:

- a) Su posición al instalarse en el abrigo meteorológico debe ser: el termómetro de máxima debe estar ligeramente inclinado con su bulbo hacia abajo (aproximadamente unos 5° respecto a la horizontal), y el termómetro de mínima en posición inversa, o sea con la misma inclinación pero con el extremo del bulbo hacia arriba.
- b) Al hacer la lectura del termómetro de mínima se debe tener siempre presente que dicha temperatura viene indicada en el extremo del índice opuesto al bulbo, nunca por el más cercano. Este error es relativamente frecuente en observadores no avezados, por lo que conviene comparar la temperatura mínima leída con la mínima registrada en la banda del termógrafo, o en su defecto con la leída en las observaciones del bulbo seco leídas en cercanías de la hora de la mínima.
- c) Es de suma importancia la hora de la lectura de los termómetros de temperaturas extremas. Estos termómetros deben leerse ambos en la observación de las 1200 UTC. La temperatura leída en el termómetro de máxima debe anotarse en la planilla correspondiente al día anterior, y la leída en el termómetro de mínima se anotará o registrará en la planilla del día en que la observación es realizada.
- d) Inmediatamente después de la observación, ambos termómetros deberán ponerse en estación. Para esto se procederá de la siguiente forma:

Termómetro de máxima.- Habiéndose alejado una distancia prudencial de la casilla, se tomará el termómetro por el extremo opuesto al bulbo, llevándose la mano al hombro. Sujetando firmemente el termómetro, se extenderá súbitamente el brazo de modo que el bulbo describa un arco y el termómetro quede finalmente alineado con el brazo. La maniobra se repetirá hasta que la temperatura indicada por el termómetro sea igual a la que indique el termómetro de bulbo seco. Posteriormente se colocará cuidadosamente en el soporte.

Termómetro de mínima.- Se inclinará este termómetro elevando su bulbo. El índice deberá desplazarse hacia el extremo de la columna de alcohol. Una vez hecho esto, se colocará cuidadosamente en el soporte constatándose que el índice no ha variado su posición.

Termómetro marino.- El termómetro marino, cuya finalidad es medir la temperatura superficial del agua de mar consiste en un termómetro común instalado dentro de una carcasa que permite contener un volumen de agua cuando se ha sumergido el termómetro con la finalidad de que éste esté a temperatura constante en el lapso de tiempo que dure la lectura de la temperatura. La temperatura que indique este termómetro deberá ser controlada antes de ser sumergido, pues de esta forma se podrá detectar una probable rotura si al sumergirlo la temperatura no cambiase. Al sumergirlo se deberá hacerlo hasta la banda de protección superior (casi hasta donde va atado el cabo), y permanecerá sumergido por algunos minutos para permitir que la temperatura del mercurio iguale a la del agua. En una estación costera será necesario obtener la temperatura del agua en algún lugar donde haya cierta profundidad y en lo posible que el agua no se encuentre estancada, pues de lo contrario se corre el peligro de tomar la temperatura de un agua que por conducción ha tomado la temperatura del fondo (piedra, arena), de alguna roca cercana o del costado de un muelle que se ha calentado con el Sol.

En un buque, sobre la banda de sotavento, el termómetro se deberá dejar colgar casi hasta que toque a la superficie del agua, engancho por precaución, su extremo a una cornamusa. LuNego, imprimiéndole un balanceo de popa a proa, se lanzará hacia proa, es decir en el sentido de avance del buque, cobrándolo cuando el movimiento del barco lo halla llevado a popa tesando el cabo. Allí se recogerá y lanzará nuevamente. Luego de aproximadamente el tercer lanzamiento, y habiendo recogido agua en la cazoleta, se leerá la temperatura que indica.

NOTA : La temperatura superficial del agua de mar es un dato de suma importancia y utilidad tanto en Meteorología como en Oceanografía. En Meteorología Marina permite principalmente desde el punto de vista sinóptico establecer condiciones de probables reducciones de visibilidad causadas por niebla o neblina, siendo utilizadas también por Climatología para establecer parámetros estadísticos.

12. Viento y visibilidad

EL VIENTO

El viento es una magnitud vectorial, lo que equivale a decir que tiene dirección y sentido (en Meteorología se toma desde donde viene) y módulo, que es la intensidad con la cual sopla.

Cuando se emplee un anemómetro de mano, es conveniente siempre que se pueda, efectuar las mediciones en el puente alto, lo más lejos posibles de la influencia de la superestructura del buque, o, por lo menos, del lado de sotavento. Con este instrumento ha de tenerse un cuidado especial al manipularlo, pues no sólo su mecanismo es extremadamente sensible, sino que sus copelas (parte del instrumento que gira con el viento), están normalmente descubiertas y son de constitución generalmente débil.

El **viento máximo del día** deberá anotarse siempre que su intensidad supere los 30 nudos. Su registro constará de: hora de ocurrencia, dirección y velocidad.

Es importante tener claro lo siguiente con respecto al viento: Se anotarán las ráfagas siempre y cuando éstas excedan en 10 o más nudos la *intensidad media* del viento. Es decir que si la aguja del anemómetro oscilara entre 15 y 25 se pondrá un viento de 20 nudos de intensidad, pero si superara la intensidad media (20 nudos) en 10 o más nudos (por ejemplo la aguja llegara a los 30 nudos) entonces se anotará la dirección desde la cual sopla y la intensidad 20/30.

VISIBILIDAD

Humedad.- El agua puede estar presente en la atmósfera en sus tres estados: sólido, líquido y gaseoso. En su estado gaseoso, o vapor de agua, es un componente más de la mezcla que es el aire, del cual forma parte en cantidades muy variables según el momento y lugar, siendo capaz de transformarse, bajo condiciones naturales, en gotitas de agua o cristales de hielo.

El aire contiene siempre, aún en los casos extremos, una determinada cantidad de vapor de agua. Si esta cantidad es relativamente pequeña, decimos que el aire "está seco", y si es grande, que "está húmedo". La mayor o menor cantidad de vapor de agua existente, determina así el grado de humedad.

Es evidente que si no hubiese vapor de agua presente en la atmósfera, no habrían nubes, niebla, precipitaciones o tormentas, de modo tal que el problema meteorológico quedaría reducido al viento.

Punto de rocío.- Se denomina así a la temperatura a la cual una porción de aire que se enfría isobáricamente quedará saturada. Es el índice de humedad más utilizado en la meteorología práctica, se simboliza Td. Cuánto mayor es la diferencia entre la temperatura del aire y su punto de rocío, más "seca" será la masa de aire. Por el contrario, cuando el punto de rocío y la temperatura del termómetro seco se acercan, la masa de aire en cuestión se acerca a la saturación.

Visibilidad horizontal.- En meteorología se llama visibilidad horizontal a la mayor distancia hasta la cual son visibles los detalles del paisaje con suficiente claridad para que sean reconocidos por un observador que los haya visto en momentos de visibilidad excepcional. También se define como visibilidad al grado de diafanidad o

transparencia de la atmósfera, y en consecuencia, la mayor o menor distancia a que pueden divisarse los objetos. Durante la noche es muy difícil estimar la visibilidad, pues depende en gran manera de la cantidad de luz que emita el objeto observado.

Es conveniente ser cuidadoso y no confundir el efecto de una disminución en la cantidad total de iluminación, como, por ejemplo, al ponerse la luna o extenderse una capa espesa de nubes bajo un cielo estrellado, con un empeoramiento de la visibilidad. Frecuentemente, el enturbiamiento creciente de la atmósfera se manifiesta por la aparición de un resplandor alrededor de las luces.

Calima.- La Calima -nombre más común- (o calina), se define como "suspensión en la atmósfera de partículas secas extremadamente pequeñas", invisibles a simple vista y bastante numerosas como para dar al aire aspecto opalescente.

La calima forma un velo continuo sobre el horizonte cuyos colores aparecen sin brillo. Tiene un tinte azulado sobre fondo oscuro (p.ej. montañas), y amarillo o amarronado sobre fondo claro (p.ej. en el mar). Este carácter de color la diferencia de la neblina, que es grisácea aún cuando la reducción de la visibilidad llegue a ser la misma con una que con otra. De haber dudas al respecto para su cifrado, deberá juzgarse, por ejemplo por la humedad relativa y por el aspecto de las nubes. Como se desprende de la causa que la produce, la calima es propia de tiempo bueno y seco, mientras que la neblina lo es de tiempo húmedo.

Niebla.- Se define a la niebla como gotitas de agua extremadamente pequeñas, casi microscópicas, y a veces cristales de hielo, que aparecen en suspensión en el aire reduciendo la visibilidad horizontal hasta el grado de no verse objetos a 1000 mts. o menos.

La constitución de la niebla y de las nubes acuosas es muy similar, pero los procesos de formación son diferentes, de manera que no sería totalmente correcto definir la niebla como "una nube junto al suelo". Sin embargo, un mismo hidrometeoro podrá ser definido como una nube para un observador situado a cierta altura (p.ej. una montaña), y como niebla para un observador envuelto o inmerso en dicha "nube", ya que una vez formada la niebla, desde el punto de vista físico no existe diferencia entre una nube y la niebla excepto la altura de su base.

La intensidad de la niebla se determina de acuerdo con el alcance de la visibilidad, utilizando cuatro grados:

DENSIDAD	VISIBILIDAD
Niebla muy espesa	Inferior a 50 mts
Niebla espesa	Entre 50 y 199 mts
Niebla regular	Entre 200 y 499 mts
Niebla moderada	Entre 500 y 1000 mts

Neblina.- No se diferencia de la niebla más que en el grado. Sin embargo está constituida por elementos más pequeños que la niebla, y sobre todo, más dispersos. La neblina reduce la visibilidad entre 1 y 2 Km.

Bruma.- Esta expresión no se utiliza desde el punto de vista técnico. Es un término popular, algo vago y genérico que se utiliza para designar el estado de turbidez de la atmósfera que permite ver a más de 2 Km. y a menos de 10 Km. (que es la distancia mínima de buena visibilidad) y que no es producido por calima.

El Departamento de Meteorología Marina del Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada de la República Oriental del Uruguay (SOHMA), utiliza la siguiente clave para su emisión en el pronóstico de visibilidad (en la última fila se

incluye el número de clave según la tabla de observación de la visibilidad en el mar de la OMM)

VISIBILIDAD	MALA	RÉGULAR	BUENA	EXCEPCIONAL
FENÓMENO	Nebia	Nebina		
ALCANCE	<50m 50m 200m 500m	1 km 2 km 6km	10 km 20 km	50 km
Nº DE CLAVE	90 91 92 93	94 95 96	97 98	99

13. Aparatos registradores

Los principales elementos meteorológicos son magnitudes de variación continua. Para obtener un registro de tales variaciones sin interrupción se recurre a la representación gráfica automática.

Los aparatos destinados a este objetivo se llaman registradores.

Todo aparato registrador consta de tres partes esenciales: Elemento sensible, mecanismo de transmisión y parte registradora.

El órgano sensible es diferente para cada tipo de elemento. Consiste en un dispositivo que altera su forma sufriendo variaciones en función de los cambios del elemento que se quiere registrar.

El mecanismo de transmisión cumple dos roles, es un juego de palancas que amplifica las variaciones del elemento a medir, que suelen producir elongaciones de muy poca amplitud en la parte sensible y, que además transmite esas variaciones a lo largo de las palancas que integran el mecanismo, la última de las cuales suele ser un brazo bastante largo, recto o curvado en cuyo extremo lleva una plumilla que finalmente será la que apoyada sobre una banda de papel representará en forma gráfica las variaciones del elemento que se trate.

En general, los registradores están provistos de un cilindro que lleva arrollada sobre su superficie lateral una hoja de papel sobre la cual se apoya la pluma. Este cilindro o "tambor", que normalmente aloja el mecanismo de relojería o las pilas que permiten su marcha, gira normalmente dando una rotación completa a la semana, aunque a veces se utilizan los de rotación diaria. Suele emplearse también el siguiente dispositivo: dos cilindros con una larga tira de papel que pasa de un cilindro a otro, con una porción plana donde se apoya la pluma. En este caso uno de los cilindros, movido por un mecanismo de relojería, pila o energía exterior, recoge el papel que el otro cilindro va soltando.

En los instrumentos movidos por un instrumento de relojería se comete a veces el error de olvidarse de dar cuerda a un registrador, aunque un procedimiento ordenado contribuye a evitar este tipo de error.

En el caso del barógrafo marino, este posee dos compensadores, consistentes en recipientes con aceite con pequeños émbolos que amortiguan los movimientos del buque, permitiendo un buen registro continuo.

14. Colocación del diagrama

La colocación del diagrama o banda consta de los pasos siguientes:

1. Se preparará un nuevo papel de registro, poniéndole la fecha y hora, lugar y número de instrumento.

NOTA: Es importante destacar que si bien la banda señalará la hora local, las anotaciones respecto a la puesta y retiro de la banda deberán hacerse en hora UTC.

Esto se hace para evitar los problemas que en ese sentido acarrear los cambios de hora legal que se llevan a cabo principalmente en los meses de verano, y también a los efectos de uniformizar las observaciones.

2. Luego de dársele cuerda al instrumento se colocará la banda sobre él cuidando que: a) el borde inferior de la banda se halle totalmente apoyado sobre el borde inferior saliente del cilindro, b) que la parte final de la banda se monte sobre la parte inicial al instalar la tira metálica de sujeción y c) que la banda quede bien tesa y lisa.

3. Luego se colocará el cilindro sobre el eje deslizándolo con cuidado, procurando no soltarlo y que golpee, pues ello estropearía los engranajes de bronce que mueven al cilindro. Utilizando la barrita separadora de la pluma se aproximará esta a la banda hasta casi tocarla, procediéndose a ajustar la hora de inicialización del registro. Para esto se girará el tambor en forma antihoraria hasta llegar al punto que se desea en función de la hora. En caso de pasarse se deberá volver hacia atrás y repetir el procedimiento. Esto se hace para evitar el "recorrido muerto" del mecanismo de relojería, ya que en caso de no evitarlo, habrá una diferencia en la hora.

4. Se separará luego la pluma completamente y se llevará el instrumento hasta el lugar donde quedará instalado. Allí se bajará la pluma haciéndose una marca vertical con la misma que señalará el comienzo del registro. Una marca idéntica se hará cuando se retire una banda, lo que marcará el final del registro anterior. A ésta última se le pondrá fecha y hora (UTC) de retirada.

5. Si durante el proceso, por algún motivo se debe dejar el cilindro, éste se depositará siempre sobre un lugar plano, colocándose en posición invertida para no dañar la rueda dentada.

La conservación de los registradores se limitará al cambio de hojas de registro, darle cuerda o cambiar las pilas y a la limpieza de la carcasa exterior. Nunca deben lubricarse sus partes móviles, ya que el movimiento que éstas realizan es de muy pequeña amplitud, y el aceite, mezclado con la tierra o el polvo que el instrumento pudiera recoger, sólo dificultaría aún más su movimiento. En cualquier caso de mal funcionamiento lo aconsejable es comunicarse inmediatamente con el Departamento de Meteorología de SOHMA, el cuál aconsejará las medidas a tomarse. Será incluso conveniente en ocasiones remitir el registrador a SOHMA para recalibrar el instrumento y limpiar y ajustar el mecanismo de relojería. Las bandas utilizadas serán remitidas junto con las planillas de observación al Departamento de Meteorología a mes vencido, tratándose de que lleguen a éste dentro de los cinco primeros días del mes siguiente. Es conveniente también llevar una "contabilidad" lo más exacta posible de las bandas sin uso que van quedando, de manera que le sea posible al Departamento de Meteorología contar con tiempo para reponerlas antes

de que se terminen las existentes.

15. Meteorología marina

Definición.- Con el correr de los años algunos marinos descubrieron que existían ciertos modelos estacionales de distribución del viento como pueden ser los monzones en el Océano Indico. Halley en 1686 preparó el primer mapa de vientos oceánicos; en 1805 el Oficial británico, Teniente F. Beaufort elaboró una escala de fuerza de vientos que aún lleva su nombre. También propuso una clave de letras para fenómenos meteorológicos observados destinada a su utilización en los libros de registro de los buques (bitácora).

En 1853 se celebró en Bruselas una conferencia meteorológica internacional impulsada por el Teniente F.M. Maury, hidrógrafo de la Marina de los Estados Unidos, en la cual representante de diez países decidieron aceptar una forma uniforme para efectuar las observaciones náuticas y meteorológicas realizadas a bordo de los buques. La finalidad de estas observaciones era servir de base para establecer los avisos de tormenta destinados a los buques que con demasiada frecuencia se perdían en el mar. A fines del siglo XIX, meteorólogos tales como Jansen, Fitzroy, Buys-Ballot, Koppen, aportaron importantísimas contribuciones al estudio sistemático del tiempo en los océanos, con lo que la Meteorología Marina como tal, comenzó a desarrollarse.

La Meteorología Marina trata de la aplicación de la ciencia y de los servicios meteorológicos a las actividades de todos aquellos que se interesan por el alta mar, las aguas costeras y las aguas interiores.

Además de los parámetros meteorológicos clásicos, buques seleccionados miden temperatura y los diferentes grados de salinidad a diferentes profundidades, así como las corrientes oceánicas, registro de manchas de hidrocarburos y muestras del agua marina. Por lo tanto, un meteorólogo marino debe por lo menos poseer un cierto conocimiento de los elementos fundamentales de la Oceanografía Física.

El principal apoyo al pronóstico meteorológico marino continúa siendo las observaciones efectuadas a bordo de los buques, como consecuencia es de vital importancia que los observadores a bordo conozcan perfectamente los métodos para efectuar observaciones seguras. A su vez esto significa que el personal de meteorología marina en tierra utilizará estas observaciones íntegramente para facilitar un servicio meteorológico adecuado a la navegación y a todas las demás formas de actividades marinas.

Organización.- Dentro del programa de observación voluntaria, la OMM divide a los buques en tres categorías:

§ buques seleccionados, equipados con instrumentos meteorológicos certificados suficientes para efectuar observaciones, que se transmiten en la clave integral SHIP.

§ Buques suplementarios, disponen de un número limitado de instrumentos meteorológicos certificados y sus observaciones se transmiten en la clave SHIP abreviada.

§ Buques auxiliares, que normalmente no están equipados con instrumentos meteorológicos certificados y transmiten sus informes con carácter regular, o a petición en ciertas áreas o en ciertas condiciones en clave o en lenguaje claro.

En la actualidad existen estaciones de observación automática (boyas fijas y a la

deriva) que transmiten sus datos vía satélite a los centros colectores.

16. Onda sinusoidal simple

Definición básica.- Las olas o series de ondulaciones que aparecen sobre la superficie de las aguas, son la consecuencia de una interacción entre mar y aire. En su formación y características influyen numerosos factores: el valor y la variación de la presión atmosférica, la configuración y profundidad del fondo marino, la salinidad y la temperatura del agua pero, sobre todo la fuerza generatriz del viento; excepto las causadas por las erupciones volcánicas (tsunamis) producidas en el fondo marino y las producidas por efecto de las mareas.

Un observador en el mar estará en presencia generalmente de un sistema complicado de olas que puede ser considerado como el resultado de la superposición de varios movimientos regulares y sencillos de olas.

Perfil geométrico de las olas.- Hemos quedado en que las partículas de la superficie líquida describen circunferencias bajo la influencia de la ondulación que se propaga. Si entendemos por perfil del oleaje la sección de la superficie líquida por un plano vertical y paralelo al sentido de la propagación, tal sección se identifica con la curva llamada trocoide, que puede definirse como la engendrada por un punto que gira con velocidad uniforme alrededor de otro, al mismo tiempo que se traslada paralelamente a una recta. En el caso concreto del oleaje corresponde la trayectoria circular a la rotación de las partículas, y la traslación rectilínea, a la propagación del movimiento.

El perfil de las olas es muy variado, dependiendo la forma de la trocoide teórica a la que se asimila, de la relación entre la longitud de onda L y el diámetro de la trayectoria $2R$.

- Si $L/2R < \pi$, resulta la **trocoide estable**,
- Si $L/2R = \pi$, la trocoide se convierte en **cicloide**,
- y si $L/2R > \pi$, el perfil corresponde a la **trocoide inestable**.

Los bucles dibujados en la figura tres (punteados), corresponden a los bucles que se forman en la ola real.

En lo que antecede nos hemos referido a una ola simple; sin embargo, el oleaje real en la práctica presenta un perfil más irregular, debido a que la mar es un espectro en el que está presente un gran número de olas simples o componentes.

Vemos también que el perfil teórico de la ola no es sinusoidal, sino trocoidal, pero debemos decir que en determinadas olas (mar de fondo) pueden asimilarse al perfil teórico de la senoide, lo que facilita el estudio del oleaje, al identificarlo con un verdadero movimiento ondulatorio sinusoidal, con crestas y valles simétricos.

Tipos fundamentales de olas.- En principio pueden distinguirse dos tipos fundamentales de oleaje, Mar de viento y Mar tendida o Mar de fondo.

El primero o sea la Mar de viento, corresponde a la clase de olas directamente levantado por el viento que sopla encima de ellas, en una extensión marina. El segundo, o Mar de fondo puede definirse como el oleaje que se presenta en ausencia de viento, bien por haber abandonado aquel en su propagación una zona generadora, bien por haber calmado el viento sobre ella.

El aspecto del mar de viento se caracteriza por la presencia de olas, más bien agudas y de longitud de onda generalmente cortas o moderadas, sobre las que suelen formarse olas más pequeñas. La altura del oleaje no es regular, lo que se explica por la presencia de las diversas componentes simples.

Por el contrario, el aspecto de la mar tendida es mucho más regular. En sus olas, la longitud de onda es muy superior a su altura, presentando sus crestas formas redondeadas que no rompen nunca en alta mar.

Podremos ver como pueden definirse la Mar de Viento y Mar de Fondo en el siguiente capítulo.

17. Mar de viento y de fondo

Mar de viento.- Se designa como mar de viento al oleaje que resulta de la acción de un viento dado en una extensión marina sobre la cual sopla. Tal extensión marina recibe el nombre de "zona generadora" El aspecto del mar de viento se caracteriza por la presencia de olas más bien agudas y de longitud de onda generalmente corta o moderada. La altura del oleaje es irregular.

Mar de fondo.- El mar de fondo se define como el sistema de olas que ha abandonado la zona generadora que lo originó. Su aspecto es regular. La longitud de la onda es muy superior a su altura, presentando crestas redondeadas que no rompen nunca en alta mar. La altura de las olas es sensiblemente igual y su perfil tiende hacia la forma sinusoidal. También se le llama mar de leva o mar tendida.

En este último caso, es decir la mar de fondo, la altura de las olas se mantiene sensiblemente igual y su perfil tiende hacia la forma sinusoidal, lo que hace más fácil la distinción de las características o parámetros de la mar tendida que la de estos parámetros en la mar de viento.

Todo lo anteriormente expuesto tiene validez solamente en alta mar (olas de aguas profundas, definidas con la condición de que su longitud de onda sea menor que el doble de la profundidad).

Por el contrario, cerca de la costa se dice que la ola siente el fondo (olas de aguas someras definidas con la condición de que la longitud de onda sea igual o mayor que la profundidad), produciéndose entonces los fenómenos de resaca.

Cuando la mar de fondo llega a una playa, la alineación de sus líneas de cresta y de seno se dispone paralelamente a la costa, cualquiera sea la dirección de la que proviniera inicialmente. Las olas que inciden así hacia la playa sienten el fondo convirtiéndose de olas de aguas profundas en aguas someras. La gravedad y el rozamiento con el fondo deforman la trayectoria de las partículas, inicialmente como sabemos, circulares, de manera que acaban por convertirse en elipses enormemente alargadas cuyo eje está inclinado hacia la dirección de oleaje. La energía de este se va amortiguando por rozamiento con el fondo, iniciándose entonces una reflexión del movimiento ondulatorio, es decir un retroceso del oleaje incidente, o en otras palabras, una ola reflejada que interfiere con ésta (resaca).

Cuando hay concordancia de fase entre ambos sistemas de olas incidente y reflejado, aumenta la altura de las crestas rompiendo éstas.

18. Parámetros de las olas

Seis son los parámetros o variables que caracterizan las olas. De ellos tres son variables independientes y hay que medirlos directamente. Los otros pueden obtenerse de estos tres mediante fórmulas sencillas. Los parámetros a medir directamente son:

Altura (H): Distancia vertical entre una cresta y un seno consecutivos.

Período (T): Tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas (o dos senos) consecutivos por un mismo lugar (por ejemplo, un objeto flotante sin velocidad propia).

Longitud (L): Distancia entre dos crestas consecutivas.

Interesan además los siguientes parámetros:

Amplitud (A): De la ondulación es la mitad de la altura ($A = H/2$).

Velocidad (C): De propagación, es la de avance de una línea de crestas; resulta igual a la longitud dividida por el período ($C = L/T$).

Pendiente: Es el cociente de dividir la altura por la longitud de onda ($P = H/L$).

Atendiendo a la pendiente se puede establecer la siguiente clasificación de olas:

Olas pequeñas : si H/L menor que $1/100$

Olas moderadas: si $1/100$ menor H/L menor $1/25$

Olas grandes : si $1/25$ menor H/L menor $1/7$

Altura significativa de la ola ($H(1/3)$).- La llamada "altura significativa" de la ola se define como «**la altura media del tercio mayor de todas las olas observadas**».

Aunque esta definición pueda parecer algo complicada, por naturaleza, un observador tiende a poner más atención a las olas mayores, de tal manera que cuando reporta la altura de las olas, normalmente esta altura es coincidente con la altura significativa.

Parámetros de la ola significativa

$$c = 3.03T$$

$$L = 1.56T^2$$

$$V = 1.53T$$

Con C y V en nudos, L en metros y T en segundos

Relaciones, considerando $h_{1/3} = 1.00$

$$H = 0.64 H_{1/3}$$

$$H_{1/10} = 1.29 H_{1/3}$$

$$H_x = 1.87 H_{1/3}$$

Especificaciones de las olas de mar de viento y mar de fondo

a) Longitud de las olas de mar de fondo

Corta 0 - 100 mts.

Media 100 - 200 mts.

Larga más de 200 mts.

b) Altura de las olas del mar de fondo

Baja 0 - 2 mts.

Moderada 2 - 4 mts.

Grande más de 4 mts.

c) Ver Escala Beaufort

En todo caso se elige siempre la longitud o altura correspondiente a la categoría menor, es decir cuando tiene 2 mts. de altura se denomina "baja". Cuando el estado del mar no se considera adecuado a ninguno de los términos descriptivos arriba mencionados se utilizara el término "confuso".

19. Observaciones de las olas

En las observaciones se debe incluir la medida o estimación de las siguientes características del movimiento de las olas de la superficie del mar y con respecto a cada uno de los sistemas de olas que se puedan identificar, es decir, mar de viento y mar de fondo (principal y secundario):

- a) dirección (de la que proceden las olas), en la escala 01-36, como para la dirección del viento de mar de fondo,
- b) período en segundos, y,
- c) altura, estos dos últimos elementos se codificarán tanto para mar de viento como para mar de fondo.

Métodos de observación.- La distinción entre mar de viento y mar de fondo debe hacerse fundándose en los criterios siguientes:

- a) dirección de la ola. Si la dirección media de todas las olas de características más o menos similares (especialmente la altura y longitud), difiere en 30° o más de la dirección media de las olas de distinto aspecto (en particular la altura o la longitud), se debe considerar que hay dos series de olas que pertenecen a sistemas diferentes;
- b) aspecto y período. Cuando las olas típicas de mar de fondo caracterizadas por su aspecto regular y por su perfil poco pronunciado se desplazan con una dirección más o menos análoga a la del viento, es decir con una diferencia máxima de 20° , deben ser consideradas como un sistema separado si su período es por lo menos cuatro segundos mayor que el período de las mayores olas del mar de viento.

Para medir el período y la altura medios de un sistema de olas, se deben tener en cuenta las olas características, es decir las olas mayores situadas en el centro de cada grupo de olas bien formadas. No se deben tener en cuenta las olas llanas y mal formadas situadas en la zona comprendida entre un grupo y otro.

20. Características de las olas

Dirección de las olas.- La mejor manera de hallar la dirección de la que proceden las olas es mirar a lo largo de las crestas girando después 90° haciendo frente al avance de las olas. El observador se hallará entonces dando frente a la dirección de la que proceden las olas.

Cuando se observe y se fije la dirección de las olas (dwdw), el observador debe establecer la diferencia entre mar de viento y mar de fondo. Cuando cifre mar de viento no es necesario cifrar la dirección, pues generalmente coinciden. Cuando se cifra mar de fondo es importante recordar que si la dirección es 360° dwdw se cifrará 36 y no 00, pues este último indica que no se observa mar de fondo. Cuando existan varios sistemas de mar de fondo se cifrará cada tipo por grupos separados. Se recuerda que la dirección del mar de fondo se cifra "desde donde viene" tal como la dirección del viento, y no "hacia donde va", que es como se cifra la dirección de las corrientes.

Período de las olas.- Desde una posición elevada a bordo de un buque el observador esperará a que se aproxime una serie de olas bien formadas. A continuación observará un pequeño objeto flotante o una zona característica de espuma situada a determinada distancia del buque. Comenzará a cronometrar cuando el objeto aparezca en la cresta de una ola y anotará el tiempo de paso de una cresta a otra. Esto se repetirá varias veces y se anotará en el libro de registro el tiempo medio obtenido para las olas mayores bien formadas.

Altura de las olas.- La altura que debe cifrarse es la denominada "altura significativa de la ola", que es el valor medio del tercio superior de todas las olas de un sistema.

La marcha del trabajo que se recomienda es la siguiente: el observador elige varias posiciones a bordo, a alturas conocidas sobre el nivel de mar. El mejor puesto de observación es el que se aproxime más al centro del buque para evitar todo lo posible los efectos de cabeceo y balanceo. Cuando el observador ha elegido la mejor posición y el buque se halle en situación vertical durante un breve espacio de tiempo, la cresta de las olas y el horizonte estarán en línea y al nivel del ojo del observador.

Olas rompientes.- En aguas profundas, tratándose de mar de viento, únicamente rompen las olas que son inestables, o lo que es lo mismo las muy abruptas, la de pendiente suficientemente acusada para que la velocidad de las partículas de agua en las crestas sea mayor que la de propagación de la ola, entonces se escapa el agua de la cresta hacia adelante originándose los rociones. Dicha pendiente se obtiene dividiendo la altura de la ola (**H**) por la longitud de onda (**L**). Cuando esa pendiente es mayor a $1/7$, la ola rompe.

La mar de fondo, después de un largo recorrido sólo contiene olas con líneas de cresta muy largas, de poca pendiente (poca altura y mucha longitud de onda). Cuando el oleaje se aproxima a una playa la ola empieza a deformarse en cuanto el fondo marino está a una profundidad igual a su longitud de onda; a partir de entonces el perfil de la ola se hace asimétrico con la cara delantera progresivamente más vertical, hasta que el agua de la cresta cae por delante en rociones, rompiendo a veces en forma tan violenta que puede resultar peligrosa la aproximación de pequeñas embarcaciones a la costa. Al mismo tiempo el oleaje es frenado y más

donde el fondo esté menos profundo, con lo que la línea de cresta va girando hasta ponerse paralela a los sucesivos veriles (líneas de igual profundidad del fondo), y por fin a la línea de costa, si es que venía atravesada a ésta.

Teórica y experimentalmente, se ha llegado a la conclusión que en el caso de aguas someras las olas rompen en cuando la profundidad del fondo marino es igual a la altura de la ola multiplicada por 1.3 ($d = 1.3H$). Con una carta de veriles puede pronosticarse a que distancia de la línea de costa comenzaran las rompientes.

21. Refracción, reflexión, difracción e interferencia

Las olas se desplazan más lentamente a medida que es menor la profundidad del agua y en aguas de profundidad variable, las olas situadas en aguas menos profundas disminuyen de velocidad, mientras que las que se hallan en aguas más profundas la aumentan. Las olas se inclinan hacia las aguas menos profundas y este movimiento recibe el nombre de **refracción**. Debido a las distintas profundidades del fondo del océano, las trayectorias de la refracción de olas pueden ser muy complicadas. Además las olas que llegan a las islas pueden ser refractadas y después reflejadas en una dirección completamente distinta. El fenómeno de **reflexión** es análogo al que sufre la luz; el rayo luminoso es sustituido por la línea perpendicular al frente de la ola, y ésta se refleja al encontrar un obstáculo adecuado, cumpliendo con las leyes de reflexión, es decir, el ángulo de incidencia y el de reflexión son iguales, quedando en un mismo plano el rayo incidente, el reflejado y la perpendicular a la superficie reflectora en el punto de incidencia. Los accidentes geográficos, naturales o artificiales tales como cabos, islas, entradas estrechas a bahías, pasos estrechos entre dos islas, etc., o fenómenos marinos como las corrientes marinas son los obstáculos más comunes que pueden oponerse o interponerse al oleaje, produciendo los fenómenos de reflexión.

El fenómeno de la **difracción** es por comparación con la de la luz fácil de comprender, se trata del fenómeno merced al cual si en una habitación oscura hay un orificio en una pared, vemos desde dentro la luz exterior desde cualquier lugar en que podamos divisar el agujero aunque no estemos enfrente de él.

En el caso del oleaje el fenómeno se origina con "agujeros" enormemente mayores que en el caso de las ondas luminosas, como pueden serlo la boca de un puerto o de una bahía suficientemente cerrada. Los bordes de entrada al recibir el oleaje exterior se convierten en centros emisores de oleaje por "difracción", mandando hacia el interior del puerto o bahía un oleaje distinto al que recibieron, y que se propaga como abriéndose en abanico, siendo más débil que el que le dio origen. Como esto lo hacen ambos extremos de la entrada, las dos ondulaciones que penetran al interior se interfieren entre sí pudiendo llegar a picarse algo la mar dentro si el oleaje es fuerte fuera.

Pero esas olas generadas por difracción también son emitidas hacia el exterior del puerto, interfiriéndose con el oleaje que llega; si este es suficientemente uniforme puede llegar a surgir el curioso fenómeno de "olas estacionarias" siendo esta una ondulación que no se propaga, por lo que sus crestas y senos aparecen siempre en los mismos lugares. Este oleaje estacionario no siempre tiene lugar siendo necesarias determinadas características en la longitud de onda.

Tratándose de una isla, el oleaje que llega se divide a barlovento (lugar desde donde viene el viento), en dos brazos o trenes de ondas distintos que rodean el obstáculo, volviéndose a reunir a sotavento (lugar hacia donde va el viento), donde se interfieren, pudiendo dar lugar a un oleaje más alto que el de cada uno de esos trenes de onda por separado. Eso ocurre especialmente si la isla no presenta en su contorno salientes pronunciados.

Otro tipo de obstáculo importante suele ser cualquier paso relativamente estrecho como el Estrecho de Le Maire, que separa el continente de la Isla de los Estados, aunque en este caso el obstáculo no es sólido, sino una corriente marina creada por

el pleamar y bajamar de las aguas.

Cuando el oleaje se encuentra con una corriente marina de sentido contrario al de propagación de las olas; la velocidad de propagación de las mismas disminuye, al mismo tiempo que se hacen más cortas y más altas. La consecuencia es que aumenta la pendiente del oleaje, apareciendo la mar con crestas que rompen (borreguillos).

Para poderse dar una idea de la ganancia en altura que adquieren las olas, en estos casos, baste decir que sólo con que la corriente marina contraria sea de 2 a 5 nudos de velocidad, la altura de las olas aumenta entre un 50 y un 100 por ciento. Así por ejemplo que si la altura del oleaje es de alrededor de 3 mts., una corriente contraria de 2 a 5 nudos le hace aumentar hasta alcanzar valores entre 4½ mts. y 6 mts.

En consecuencia, basta que este bajando la marea, para que las olas que llegan a la costa aumenten notablemente de tamaño.

Por el contrario, en el caso de que el oleaje alcance un área donde haya una corriente marina de su misma dirección y sentido, las olas adquieren una velocidad de propagación mayor, se hacen más rápidas, aumenta su longitud y disminuye su altura, haciéndose menos abrupta, más tendidas y por tanto más estables.

De esta forma, el oleaje que se propaga hacia la costa se hace más tendido, más largo y menos veloz durante la pleamar.

22. Generación y propagación de ondas- Fetch

El estado de la mar levantada por el viento no es sólo función de la intensidad de éste sino de su persistencia, t y del fetch, F , de su zona generadora, entendiéndose por tal una extensión marítima en la cual soplan vientos fuertes de dirección sensiblemente constante. Es condición necesaria para que este aparezca que los vientos sean de dirección ($+30^\circ$), y de fuerza aproximadamente constantes, en cuyo caso las olas se propagan en la misma dirección que aquellos.

Estas zonas generadoras forman partes de las depresiones tropicales y en nuestro caso del borde oriental u occidental de los sistemas de alta presión.

Un Fetch se define como la extensión de un área generadora en la dirección del recorrido de los vientos. En un mapa sinóptico puede identificarse por la longitud a lo largo de la cual **las isobaras son sensiblemente rectilíneas e igualmente espaciadas**. Cuando las isobaras son casi rectas, los límites del fetch pueden ser aquellos donde las isobaras cambian de dirección, o bien por la presencia de un frente. Es importante recordar que: **un frente bien definido es una frontera de fetch. Es su límite por sotavento**.

El Fetch se expresa en Millas Náuticas o Grados de latitud, y para un viento dado la altura de la mar es creciente con el Fetch si aquella está plenamente desarrollada; en otras palabras la altura del oleaje es mucho mayor para un viento dado, con Fetch largos que con Fetch cortos. En otras palabras, el Fetch es un factor limitativo para el crecimiento de las olas.

PERSISTENCIA.- Entendemos por persistencia el número de horas que ha soplado el viento en la misma dirección sobre el mar. El estado de ésta no se adapta instantáneamente a un viento que se acaba de entablar; por el contrario, requiere una persistencia mínima, tanto mayor cuanto más intenso es aquel, para adquirir el estado característico que corresponde a la intensidad de dicho viento. A partir de entonces, la mar ya no crece más, adaptando su régimen estacionario de equilibrio de energía, diciéndose que alcanzó su pleno desarrollo para el viento que se trate. Si por el contrario la mar no ha llegado a su pleno desarrollo, el régimen es transitorio, ya que la energía transmitida por el viento a la mar y, por lo tanto, la altura del oleaje levantado, va creciendo con el tiempo hasta alcanzar el pleno desarrollo.

En tal caso el factor limitativo de la altura de las olas es la persistencia, mientras su valor sea inferior al de la mínima y por lo tanto el Fetch puede considerarse como parámetro, resultando así la ecuación del régimen transitorio.

Factores limitantes.- Tanto el fetch como la persistencia son factores limitantes, ya que con una persistencia infinita, pero con un fetch limitado, el oleaje alcanzará la altura que ese fetch le permita. De igual manera, con un fetch muy largo, pero con pocas horas de persistencia, la altura final será función de la persistencia, independientemente del largo del fetch.

23. Generación y propagación de ondas- Fetch móvil

Lo expuesto hasta ahora no ha tenido en cuenta el desplazamiento de la zona generadora cuando el sistema del cual forma parte se mueve.

El meteorólogo marino puede determinar con el mapa sinóptico el viento, la persistencia y el Fetch de las zonas generadoras, y con éstos valores calcular, por medio de ábacos, la mar asociada a ellos, pero el problema se complica en la práctica si tenemos en cuenta que en el caso de las depresiones extratropicales, por ejemplo, se desplazan mas o menos en dirección W-E, y con ellas sus zonas generadoras, con lo que entra en juego un nuevo parámetro: el vector de la velocidad de la depresión que se considere.

En caso de que esto ocurra habrá que tener en cuenta la velocidad de la zona generadora. También hay que tener en cuenta, que el desplazamiento de una depresión puede tener lugar formando un ángulo cualquiera con la dirección del viento en las zonas generadoras, lo que complica extraordinariamente el problema, debiendo limitarnos aquí solamente a bosquejar los casos en que la dirección de los vientos de las zonas generadoras es paralela o perpendicular al movimiento de ésta. Los tres casos simples que pueden ocurrir son los siguientes: a) que se mueva en la dirección y sentido de los vientos, b) que se mueva en la misma dirección pero en sentido contrario, y c) que se mueva perpendicularmente a la dirección del viento.

En el caso a), un fetch móvil equivaldrá a un fetch estacionario **más largo**. En el caso b), a uno **más corto**, y en el caso c), la persistencia se determina dividiendo el ancho de la zona generadora por su velocidad de traslación. Por ejemplo, supongamos que una zona generadora con un ancho de 5° de latitud (300 N.M.), se desplaza perpendicularmente al viento con una velocidad de 15 nudos, tendremos que:

$$P = \frac{300 \text{ NM.}}{15 \text{ Kts}} = \frac{300 \text{ NM.}}{15 \text{ NM/h}} = 20 \text{ Horas}$$

Altura de olas de mar de viento.- Recordemos que la altura de las olas producidas por el mar de viento era una función de la intensidad de éste, W, del fetch, F, y de la persistencia t; simbólicamente:

$$H = f(W, F, T)$$

Si la mar está plenamente desarrollada, lo que ocurre cuando la persistencia alcanza un determinado valor, llamado "persistencia mínima", la altura del oleaje levantado es independiente del tiempo, por haberse alcanzado un "estado estacionario". Es decir, t se convierte en un parámetro si es mayor que t_m , pudiéndose escribir entonces:

$$H = f(W, F)$$

En otras palabras, el factor limitativo de la altura de las olas en régimen estacionario (mar plenamente desarrollada), es el fetch, para cada intensidad de viento. Cuanto más largo sea aquél, más alta será la mar.

Uso del ábaco: El ábaco (a) muestra la altura de las olas levantadas en régimen

estacionario. En abcisas se representa el fetch, en millas náuticas y en grados de latitud, y en ordenadas la altura del oleaje levantado, en metros. Las curvas gruesas corresponden a intensidades de viento rotuladas en grados de la Escala Beaufort.

Si por el contrario la mar no ha llegado a su pleno desarrollo el régimen es transitorio, ya que la energía transmitida por el viento a la mar, y, por lo tanto, la altura del oleaje levantado va creciendo con el tiempo hasta alcanzar el pleno desarrollo.

En tal caso, el factor limitativo de la altura de las olas es la persistencia, mientras su valor sea inferior al de la mínima, y, por lo tanto, el fetch puede considerarse como parámetro, resultando así la ecuación del régimen transitorio, cuya representación gráfica es el gráfico (b). En él se han representado en abcisas la persistencia, en horas, y en ordenadas la altura de las olas en metros. Las curvas corresponden a las distintas fuerzas del viento en la Escala Beaufort.

Ambos ábacos se han construido teniendo en cuenta hipótesis ideales: desarrollo de la mar debido al fetch, con persistencia ilimitada y desarrollo por persistencia con fetch supuesto infinito. En la práctica de la predicción del oleaje nos encontramos, sin embargo, con fetch y persistencias limitados por lo que al entrar en los ábacos nos encontraremos, para un viento dado, con dos alturas de olas distintas. En este caso, debemos escoger como real, la menor de las alturas dadas por ambos ábacos.

Viento y estabilidad.- El viento que crea el estado del mar en un área generadora no es el viento geostrófico, ya que hay que tener en cuenta la estabilidad de las capas de aire en contacto con el océano, puesto que el aire frío engendrará olas más altas a igualdad de las demás condiciones. Un índice de estabilidad es la diferencia de temperaturas entre el mar y el aire:

$$T_{\text{mar}} - T_{\text{aire}} = \begin{cases} > 0 \Rightarrow \text{inestable} \\ = 0 \Rightarrow \text{indiferente} \\ < 0 \Rightarrow \text{estable} \end{cases}$$

Los criterios a adoptar en la corrección del viento geostrófico de un área generadora son los siguientes:

TIPO DE ESTABILIDAD	CURVATURA CICLONICA	ISOBARAS RECTAS	CURVATURA ANTICICLONICA
ESTABLE	Restar 15%	SIN CORRECCION	Sumar 5%
INDIFERENTE	Restar 10%	SIN CORRECCION	Sumar 10%
INESTABLE	Restar 5%	SIN CORRECCION	Sumar 15%

El viento así corregido se llama **viento compensado** y es el que debe utilizarse para entrar en los ábacos de fetch y persistencia.

24. Predicciones de la altura de las olas

Predicción de la altura de la ola de mar de viento.- Una guía de los pasos a seguir para la predicción de la altura de la ola de mar de viento puede ser:

1. Determinar los límites de la zona generadora en el mapa esbozándolos con trazo suave.
2. Medir en grados de latitud la distancia entre los límites anterior y posterior de la zona generadora transformándolos en NM (1° de latitud equivale a 60 NM). Esta distancia es el fetch.
3. Si en la zona las isobaras son exageradamente curvas, habrá que determinar más de una zona generadora y por lo tanto dos fetch. Lo mismo se hará si el viento varía en un punto o más de la escala Beaufort.
4. Determinar el viento geostrófico, utilizando el promedio de la mayor cantidad posible de isobaras.
5. Calcular el estado del mar en función de los ábacos.

Predicción de la altura de la ola de mar de fondo.- Distancia de amortiguamiento

§ Se llama distancia de amortiguamiento a la existente entre el final de la zona generadora y el punto para el cual queremos calcular la altura de la mar de fondo. Resulta ser, y aproximadamente lo confirma la experiencia, que la **altura de las olas se reduce en un tercio cuando la mar ha recorrido en millas náuticas una distancia igual a su longitud en pies.**

EJEMPLO: Tenemos al final de una zona generadora un mar cuyas características son: Ho (altura al final de la zona) = 7.5 mts., L = 150 mts.(492 pies » 500 pies). Para calcular el mar de fondo en un punto situado a 1200 NM.

$$7.5 - \frac{7.5}{3} = 5 \text{ mts (primeras 500 NM)}$$

$$5 - \frac{5}{3} = 3.3 \text{ mts (segundas 500 NM)}$$

para las terceras 500 NM la disminución de la altura de la ola sería:

$$\frac{3.3}{3} = 1.1 \text{ mts}$$

para las 200 NM restantes, la disminución es:

$$1.1 \times \frac{200}{500} = 0.4 \text{ mts}$$

por lo que la altura pedida será $3.3 - 0.4 = 2.9$ mts.

El cálculo también se puede hacer utilizando las fórmulas siguientes:

$$H = H_0 \cdot (2/3)^{D/L} \quad (D \text{ en NM y } L \text{ en ft.})$$

$$H = H_0 \cdot (2/3)^{D/L} \quad (D \text{ en Km. y } L \text{ en mts.})$$

siendo D la distancia de amortiguamiento y H_0 la altura de la ola al final de la zona generadora. En el ejemplo $H_0 = 7.5$ mts., $D = 1200$ NM y $L = 492$ ft., por lo que:

$$H = 7.5 \cdot (2/3)^{1200/492} \approx 2.8 \text{ mts}$$

25. Tiempo, distancia y procedimiento

Tiempo de llegada.- El tiempo de llegada de la mar de fondo al punto pedido, lo obtenemos dividiendo la distancia por la velocidad. De acuerdo al ábaco obtenemos un período de 10 segundos, por lo que utilizando la fórmula:

$$V = 1,53T = 1,53 \times 10 = 15,30 \approx 15 \text{ nudos y,}$$

$$t = \frac{1200}{15} = 80 \text{ horas}$$

Distancia de amortiguamiento efectivo.- Puede ocurrir que las olas de mar de fondo atraviesen en su trayectoria zonas en las cuales haya viento. Estas zonas se denominan "zonas de viento secundario" y se definen como aquellas regiones en las que sopla una componente del viento paralela a la mar de fondo de al menos 6 nudos, ya que las componentes más débiles no alteran la altura de las olas. En este caso hay que calcular la **distancia de amortiguamiento efectivo** De, para cuyo cálculo utilizamos la fórmula siguiente:

$$De = D(1 - W'/V)$$

siendo W' la componente del viento secundario (positivo si es de la misma dirección del oleaje y negativa en caso contrario), y V la velocidad de propagación de grupo.

Es decir "**para vientos de igual dirección que la mar, el recorrido efectivo es menor que el real; para vientos de dirección opuesta es mayor**".

Dos casos :

- Si $W' = V$ la distancia de amortiguamiento efectivo sería nula, es decir no habría amortiguamiento.
- Si $W' = -V$, entonces $De = D(1+1) = 2D$, por lo cual el recorrido efectivo en calma debe ser el doble que el real.

En la práctica no aparecen velocidades W' superiores a V, lo que daría De negativos. Si esto sucediera, estaríamos frente a una nueva zona generadora.

Procedimiento para el cálculo del mar de fondo en un punto dado

§ Determinación por parte del meteorólogo en el mapa sinóptico del viento, persistencia y fetch de las áreas generadoras.

§ Efectuar en función de los métodos sinópticos el cálculo del desplazamiento de los sistemas, si los hubiese, y por lo tanto del movimiento de los fetch.

§ Predecir el estado del mar de viento (altura de las olas).

§ Predecir la altura de las olas de mar de fondo para el punto de interés una vez que la mar haya abandonado el área generadora, utilizando el cálculo mencionado anteriormente.

26. Rompientes y el buque en el oleaje

ROMPIENTES.- La ola se hace inestable cuando su pendiente H/L es igual o mayor que 1/7. En ese caso la velocidad de las partículas en la parte alta de la ola excede a la propia velocidad de la ola provocando un desbordamiento por la parte delantera de la ola, produciendo "rociones".

Cuando la ola llega a la costa siente el fondo y su velocidad comienza a disminuir y la ola empieza a alinearse con la línea de costa, por lo que en este caso las rompientes son función de la profundidad. Para el cálculo aproximado de las rompientes se utiliza la siguiente fórmula:

$$d = 1.3H$$

es decir, que la ola romperá cuando la profundidad sea 1.3 veces la altura de la ola. El procedimiento aproximado a seguir para la predicción de rompientes utilizado para costas de pendientes suaves es el siguiente:

1. Cálculo de mar de fondo junto a la costa en cuestión.
2. Cálculo de la profundidad a la cual romperá la ola.
3. Obtener de una carta náutica la distancia de la costa a la cual se encuentra el veril cuya profundidad se halló en 2.-. La distancia a que éste se encuentre de la línea de costa será la distancia a la cual aproximadamente rompan las olas.

EL BUQUE EN EL OLAJE.- Los movimientos del buque en un sistema de olas, que equivale a un sistema de fuerzas exteriores actuando sobre un sólido libre que es el buque, harán que este se desvíe de la línea recta según tres desviaciones posibles de su centro de gravedad (de arriba abajo, de babor a estribor y de proa a popa) y de tres giros alrededor de los tres ejes que pasan por éste (balance, cabezada y guiñada).

De los seis movimientos citados, los más importantes son el de arriba abajo (traslación vertical), el de cabezada (elevación y descenso alternativos de la proa y la popa), y el de balance o "rolido", (giro alrededor del eje longitudinal del buque).

El buque según su configuración y distribución, tendrá un período de oscilación propio para cada uno de los movimientos, y cuando uno de estos períodos propios del buque coincida con el del oleaje exterior, se producirá resonancia y el movimiento de que se trate se verá enormemente amplificado.