

WAVENERGY

Corrientes marinas



ESPAÑA ESPACIO ATLÁNTICO
FRANCE ESPACE ATLANTIQUE
IRELAND ATLANTIC AREA
PORTUGAL ESPAÇO ATLÂNTICO
U.K. ATLANTIC AREA



AIET

TABLA DE CONTENIDO

1	PRINCIPIOS BÁSICOS DE OCEANOGRAFÍA FÍSICA	3
1.1	Propiedades físicas del medio marino	3
1.2	Dinámica del océano superior	7
1.2.1	Flujo geostrófico	7
1.2.2	Corrientes de inercia	7
1.2.3	Corrientes con rozamiento	8
1.2.4	Corrientes de deriva	9
1.2.5	Circulación termohalina	11
1.2.6	Afloramientos o “upwellings”	12
1.3	Balance térmico del océano	14
1.3.1	Generalidades.	14
1.3.2	Balance de calor	15
1.4	Interacción atmósfera-océano	17
1.4.1	Estructura de la capa límite atmosférica marina	17
1.4.2	Perfiles de viento y coeficientes de intercambio	18
2	MASAS DE AGUA, FRENTE OCEÁNICOS Y TERMOCLINAS	18
2.1	Generalidades	18
2.2	Diagrama temperatura-salinidad y mezcla de masas de agua	19
2.3	Masas de agua	21
2.3.1	Masas de agua profunda y de fondo	23
2.3.2	Masas de agua intermedias	24
2.3.3	Masas de agua centrales	24
2.4	Frentes oceánicos	24
2.5	Transformación de las masas de aire sobre los océanos	25
2.6	Termoclinas	26



2.7	 Espesor del estrato	27
2.8	 Haloclina	27
3	CORRIENTES SUPERFICIALES	28
3.1	 Introducción	28
3.2	 Características de las corrientes oceánicas superficiales	28
3.3	 Principales corrientes oceánicas	30
3.4	 Topografía dinámica y corrientes geostróficas	31
3.4.1	Geopotencial, geoide y topografía dinámica.	32
3.4.2	Topografía dinámica y gradientes de presión.	33
3.4.3	Flujo geostrófico	35
3.4.4	Corrientes geostróficas en régimen baroclínico	36
3.4.5	Origen y mantenimiento de la topografía dinámica	37
3.4.6	Convergencias y divergencias	38
3.5	 Instrumentación	39



1 Principios básicos de oceanografía física

1.1 Propiedades físicas del medio marino

El agua de mar es un fluido de importancia esencial, tanto para el meteorólogo como para el oceanógrafo. Los océanos del mundo constituyen un inmenso almacén de energía que interacciona con la atmósfera de diversas maneras, tales como el intercambio de calor sensible, la evaporación y condensación, la radiación infrarroja, el flujo de cantidad de movimiento que se plasma en la generación de olas y el desarrollo de corrientes inducidas por el viento.

Mientras que el estado del agua pura queda determinado por la presión p y por su temperatura T , el estado del agua oceánica necesita conocer además su salinidad, su régimen de movimiento y la presencia de corpúsculos en suspensión.

Las unidades de medida en Oceanografía pertenecen al sistema métrico CGS. La temperatura T se mide en $^{\circ}\text{C}$ y la salinidad S en partes por mil (g/Kg), escribiéndose ‰. La presión suele expresarse en decibares. La presión ejercida sobre 1 cm^2 por metro de agua de mar es aproximadamente 1 decibar.

$$1db = 10^{-1}bar = 10^5\text{ dinas cm}^{-2} = 10\text{ Nwm}^{-2} = 10^4/9.8\text{ Kpm}^{-2} = 1020\text{ Kpm}^2$$

En el caso de agua pura se trataría del peso de un volumen de 1 m^2 de sección por 1,020 m de altura. Por tener la densidad del agua marina un valor muy cercano a 1,02, despreciando la presión atmosférica, la profundidad en metros y la presión en decibares tienen aproximadamente el mismo valor numérico.

El intervalo normal de temperatura superficial marina abarca desde unos -2°C hasta 30°C , aunque en mares cerrados, como el Mar Rojo, la temperatura de superficie puede superar los 30°C . Conviene hacer notar que la variación térmica que experimenta el agua del mar al aflorar (ascender) o al hundirse (descender) es:

$$\Delta T \approx \pm 0.116\text{ }^{\circ}\text{C} / 1000\text{ m}$$



El intervalo de la presión abarca desde 0 en la superficie hasta 10^4 db, e incluso más, en las mayores profundidades de los océanos, donde la temperatura del agua suele oscilar entre -1°C y 4°C .

La salinidad es una propiedad química del agua de mar, pero ejerce una considerable influencia sobre el comportamiento físico del medio. La salinidad varía entre 33 ‰ y 37 ‰ en el océano abierto. Se detectan valores inferiores en latitudes elevadas con (hielo fundente), en zonas muy lluviosas y en regiones próximas a desembocaduras fluviales. Por otra parte, en mares cerrados, como el Mar Rojo, la salinidad puede elevarse hasta un 40 ‰ como consecuencia de la gran evaporación. La salinidad media en todos los océanos es del orden del 35 ‰.

Además, las sales marinas disueltas en el agua marina producen un efecto de disminución del punto crioscópico, según la expresión

$$T_{\text{congelación}} = -0.054 S$$

Por ejemplo, para una salinidad de un 35 ‰ la congelación se alcanzará para temperaturas inferiores a $-1,89^{\circ}\text{C}$. Es muy difícil que el agua marina se enfríe por debajo de este valor, ya que la congelación desprende gran cantidad de calor latente, como es infrecuente que supere los 30°C , debido a la intensa evaporación.

La densidad del agua de mar depende de sus variables de estado

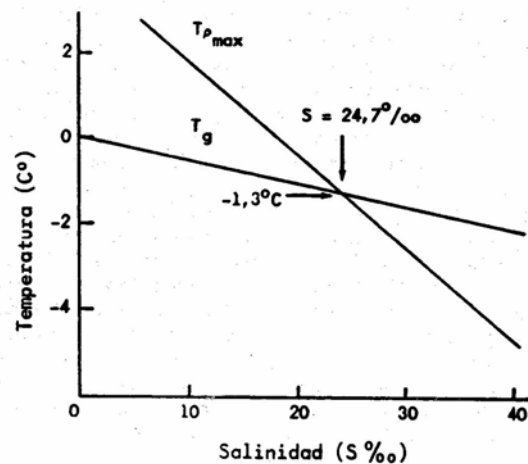
$$\rho = \rho (p, T, S)$$

umentando con p y S y disminuyendo con la temperatura. Su variación con la temperatura T y con la salinidad S es una propiedad importante del agua del mar. En el caso del agua pura, la temperatura para la que la densidad ρ es máxima es de $3,97^{\circ}\text{C}$. En agua salada, esta temperatura decrece a medida que aumenta la salinidad, de forma que si ésta es mayor del 17 ‰, aquélla está por debajo del punto de fusión del agua pura. Para objetivos prácticos se utiliza la siguiente relación empírica

$$T_{\rho_{\text{max}}} = 3,95 - 0,2143 S - 0,0011 S^2 \approx 4 - 0,2 S$$

donde $T(^{\circ}\text{C})$ y $S(\text{‰})$. Esta temperatura será de 0°C para una salinidad del 20‰. Como los valores de S suelen ser mayores, la temperatura de máxima densidad se alcanza a temperaturas inferiores a 0°C .

Además de disminuir la temperatura de máxima densidad, el aumento de salinidad rebaja el punto de congelación del agua. La figura adyacente muestra la proporción relativa de este decrecimiento (T_g en la figura), manifestando que los valores de T_g y T_{pmax} coinciden a $-1,33^\circ\text{C}$ para una salinidad del $24,7\text{‰}$.



Considerando un cuerpo de agua con salinidad del 20‰ , sometida a enfriamiento en superficie, se alcanzará antes la temperatura de máxima densidad que la de congelación, lo que ocasionará convección vertical, con la consiguiente tendencia a la homogeneización de la columna de agua, alcanzando el valor T_{pmax} .

Si prosigue el enfriamiento, sólo quedará afectado el estrato superficial, descendiendo su temperatura hasta el punto de congelación, momento en que se formará hielo. Esta formación de una capa delgada de hielo próxima a la superficie aumenta la salinidad y, por tanto, la densidad del agua inmediata inferior, lo que provocará el reinicio de la convección en el cuerpo de agua. Para salinidades superiores al $24,7\text{‰}$, todo el cuerpo de agua alcanzará la temperatura del punto de congelación, antes de que se forme hielo en superficie, y como en el caso anterior, la convección vuelve a tener lugar, con el hundimiento de las aguas más densas.

Además de la densidad, se utiliza la variable σ_t , que se define como $\sigma_t = (\rho - 1)10^3$, es decir, 1000 veces el residuo obtenido al restarle 1 a la densidad del agua marina.

El calor específico del agua marina a presión constante c_p , depende de la temperatura, de la salinidad y de la presión. Su comportamiento con la



temperatura es algo extraño, ya que a temperaturas bajas y salinidades reducidas, c_p , decrece con la temperatura, al igual que el agua pura, pero si la salinidad $S > 25$ ‰, se invierte la dependencia y c_p , aumenta con T.

A causa de la escasa compresibilidad del agua marina, el calor específico a volumen constante c_v , no difiere mucho de c_p . Con la salinidad media del 35 ‰ la razón c_p/c_v varía entre 1,0004 a 0°C y 1,021 a 30°C.

Consideremos ahora el aumento relativo de temperaturas originado por la absorción de radiación solar en la superficie. En el caso del océano, la radiación entrante es absorbida por algunos milímetros del agua superior. El aumento resultante de temperatura se distribuirá hacia abajo por mezcla turbulenta y procesos convectivos en cuestión de horas, pudiendo atribuir al estrato afectado un espesor de 50 m. En tierra, la radiación incidente queda absorbida por una delgadísima capa superficial y sólo se difunde hacia abajo por un lento proceso de conducción térmica. Para estimar los órdenes de magnitud, supongamos una cantidad de calor absorbido de 1 cal/cm²/min, con los siguientes valores

$$\rho_{\text{tierra}} \sim 2,0 \text{ gr/cm}^3, c_{p(\text{tierra})} \sim 0,15 \text{ cal/gr/}^\circ\text{C}$$

$$\rho_{\text{mar}} \sim 1,0 \text{ gr/cm}^3, c_{p(\text{tierra})} \sim 0,15 \text{ cal/gr/}^\circ\text{C}$$

La ecuación termodinámica

$$\frac{dQ}{dt} = \rho c_p \frac{dT}{dt}$$

permite comparar el incremento térmico comparativo. Si el terreno se calienta hasta una profundidad de 1 cm y, la velocidad de aumento de T en tierra es de 3,3°C/min, mientras que para el agua, la velocidad equivalente es de 1°C/min. Sin embargo, teniendo en cuenta que el aumento de T en la tierra queda confinado a una delgada capa superficial, en tanto que el calor absorbido por el mar se dispersa unos 50 m hacia abajo, la velocidad resultante de incremento de T en la superficie es de $2 \cdot 10^{-4}$ °C /min, lo que indica la inmensa capacidad de los océanos para acumular calor a temperaturas normales, en virtud de los procesos de mezcla que ocurren en las capas superiores. Esta propiedad es esencial en Meteorología y Oceanografía.



1.2 Dinámica del océano superior

Las principales cuestiones dinámicas del océano se refieren al movimiento de las masas de agua, cuya distribución temporal y espacial constituye un punto primordial en las ciencias geofísicas.

En el océano, la aproximación hidrostática $dp = \rho \cdot g \cdot dz$ se verifica con un buen nivel de aproximación. Se denomina barotrópico al estado en el que las superficies isobáricas e isostéricas coinciden, mientras que se describe como baroclino el estado en que estas superficies interseccionan. Una distribución baroclina ocasiona gradientes horizontales de presión, de aquí que los campos de masas baroclinos no permanezcan inmóviles.

1.2.1 Flujo geostrófico

Al igual que en Meteorología, se denomina flujo o corriente geostrófica a aquélla sin aceleraciones ni rozamiento, con las fuerzas de presión y de Coriolis equilibradas, según las ecuaciones de movimiento

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial x} &= f p_v \\ \frac{\partial \rho}{\partial y} &= -f p_u \end{aligned} \quad [1.1]$$

siendo f el parámetro de Coriolis, ρ es la densidad del agua, p la presión y (u,v) las componentes de la corriente según un sistema local de geometría cartesiana (x,y) . Para una corriente sin componente zonal ($u=0$), la variación de la componente meridiana v con la profundidad resulta ser (Fotheringham,1985)

$$\frac{\partial v}{\partial Z} = \frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

expresión análoga a la del viento térmico en Meteorología. Establece que, para el hemisferio Norte, el agua más densa debe estar situada a la izquierda de la corriente si la velocidad disminuye con la profundidad ($\partial v / \partial z < 0$) y viceversa.

1.2.2 Corrientes de inercia

Las corrientes de inercia consideran las aceleraciones y constituyen flujos bidimensionales circulares en que -al igual que el viento de gradiente- la fuerza de

Coriolis se equilibra con la aceleración centrífuga, aproximación válida cuando las fuerzas de presión no son considerables.

$$\frac{dV}{dt} = -2\Omega \times V - \frac{1}{\rho} \nabla \rho \quad [1.2]$$

El valor del radio de giro es $r=V/f$, donde $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ es la velocidad de la corriente. El período de inercia es el tiempo que la corriente invierte en completar el círculo de inercia

$$T_i = \frac{2\pi r}{V} = \frac{2\pi}{f} = \frac{\pi}{\omega \sin \varphi}$$

donde φ es la latitud y ω la frecuencia angular. La escala de movimiento puede estimarse a partir de valores típicos de V y f . En latitudes medias $f \sim 10^{-4}$. Por tanto, para $V \sim 100$ cm/s, el radio del círculo de inercia será de 10 km y el período T_i unas 17.5 horas.

1.2.3 Corrientes con rozamiento

Para estudiar las corrientes con rozamiento, el efecto de la fricción puede incluirse en las ecuaciones de movimiento haciendo uso de la hipótesis de Guldberg y Mohn sobre rozamiento interno en el agua, suponiendo que la resultante de las fuerzas de Coriolis y de fricción equilibra la fuerza del gradiente de presión. Si, añadimos a [1.2] las componentes de la fuerza de rozamiento, expresada como $F_r = -k \cdot V$, donde k es el coeficiente de fricción interna, las ecuaciones de movimiento serán

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} - ku \\ \frac{dv}{dt} &= -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} - kv \end{aligned} \quad [1.3]$$

Si, al igual que en las corrientes de inercia, despreciamos las fuerzas de presión, y se obtiene $V = V_0 e^{-kt}$

En tal caso, el agua ya no fluye paralelamente a las isóbaras y su velocidad va decreciendo con el transcurso del tiempo desde el valor inicial V_0 según una disminución exponencial decreciente.

1.2.4 Corrientes de deriva

Las corrientes de deriva puras surgen como resultado de la acción del viento sobre la superficie del mar. Suponiendo que el océano sea homogéneo, que no existen gradientes horizontales de presión, que el campo de viento es uniforme y que las fuerzas de rozamiento por unidad de masa son constantes, con componentes horizontales sobre la superficie marina

$$F_x = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \quad F_y = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right]$$

donde A_z es el coeficiente vertical de viscosidad turbulenta, mucho mayor que los coeficientes laterales A_x y A_y , que se han despreciado. Si A_z es independiente de la profundidad, se llega a las ecuaciones de movimiento

$$\begin{aligned} fu &= \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ -fv &= \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \end{aligned} \quad [1.4]$$

Imponiendo como condiciones de contorno:

1ª: que la tensión del viento actúe sobre la superficie marina a lo largo de la dirección del viento.

2ª: condiciones inferiores $u = v = 0$ para $z = \infty$,

De [1.4] se obtiene

$$\begin{aligned} u &= V_0 e^{-\frac{\pi z}{D}} \cos\left(45^\circ - \frac{\pi z}{D}\right) \\ v &= V_0 e^{-\frac{\pi z}{D}} \text{sen}\left(45^\circ - \frac{\pi z}{D}\right) \end{aligned} \quad [1.5]$$

En la superficie marina ($z=0$) las componentes de las ecuaciones [1.5] valen $u(0) = V_0 \cos 45^\circ$ y $v(0) = V_0 \text{sen} 45^\circ$

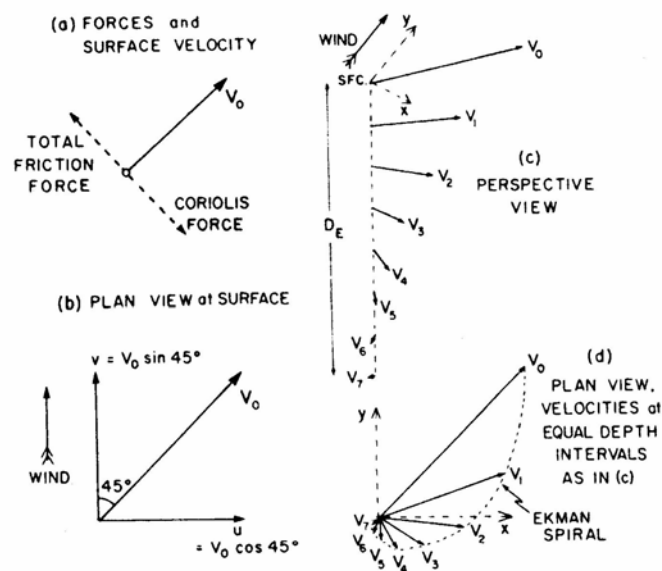
lo que significa que la corriente superficial fluirá en una dirección dirigida 45° a la derecha (izquierda) de la dirección del viento en el hemisferio Norte (Sur).

Para una profundidad $z=D$

$$u_D = V_0 e^{-\pi} \cos(45^\circ - \pi)$$

$$v_D = V_0 e^{-\pi} \sen(45^\circ - \pi)$$

la velocidad de la corriente ha disminuido hasta un valor de $e^{-\pi}$ veces (aproximadamente $V_0/23=0,04V_0$) en relación a su valor en superficie y su dirección es de sentido contrario a la corriente superficial. A partir de [1.5] es fácil comprobar que entre la superficie y la profundidad $z=D$, llamada profundidad de influencia friccional o de Ekman, la corriente gira continuamente hacia la derecha y su velocidad va disminuyendo de forma exponencial, tal y como ilustra la figura adjunta.



Proyectando los vectores de corriente a varias profundidades sobre un plano horizontal, sus extremos estarán situados sobre una espiral logarítmica, denominada espiral de Ekman, de forma análoga a la conocida para la capa límite atmosférica.

Para extraer conclusiones numéricas entre la corriente en superficie V_0 , la velocidad del viento W y el espesor de Ekman es posible aproximar la magnitud de la tensión del viento como

$$\tau = \rho_a C_D W^2$$

donde ρ_a es la densidad del aire y C_D el coeficiente de arrastre. Sustituyendo en la expresión de V_0 se obtiene que la respuesta del océano al arrastre del viento en superficie disminuye con la latitud, siendo máxima en el Ecuador. La profundidad afectada responderá entonces a la expresión

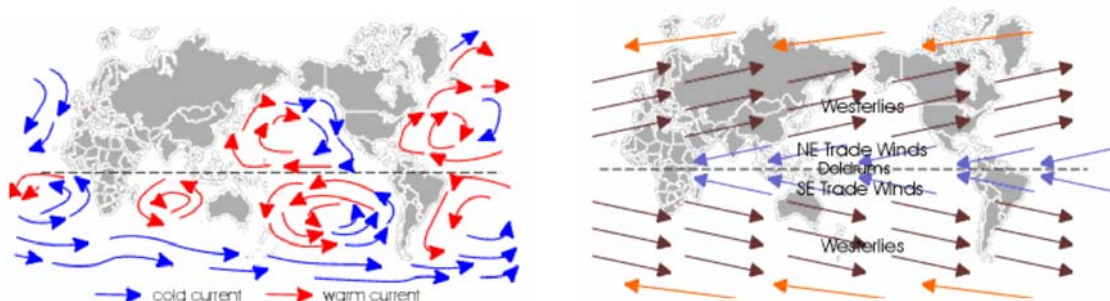
$$D(m) = \frac{4,3 W}{\sqrt{\text{sen } \varphi}}$$

Por tanto, conocidos el viento W y la latitud φ pueden calcularse los valores de las corrientes inducidas por el viento para cualquier profundidad. La dependencia con el viento de la corriente W de la profundidad de Ekman D , proporcional a $A_z^{1/2}$, sugiere que la viscosidad turbulenta se incrementa con la velocidad del viento, así como la extensión hacia abajo de la corriente de deriva, lo que redundará en una intensificación de la mezcla vertical.

1.2.5 Circulación termohalina

La circulación general atmosférica está básicamente impulsada por el calentamiento meridiano diferencial. En el océano los calentamientos y enfriamientos provocan diferencias de densidad que ocasionan gradientes de presión y corrientes. Además, los procesos de precipitación, evaporación, fusión y congelación del agua generan cambios de salinidad que alteran la distribución de densidad en las capas superficiales.

Todos estos factores pueden dar origen a corrientes denominadas termohalinas. La circulación termohalina incluye, pues, todas las corrientes generadas a nivel global por diferencias de temperatura o salinidad.





Un símil simplista de la atmósfera, consistente en la comparación con una máquina térmica cuya fuente de calor reside en la superficie de las bajas latitudes y la fría sobre la troposfera superior en los polos, es incapaz de explicar en detalle la circulación general de la atmósfera en detalle, a pesar de que los movimientos troposféricos globales están determinados en gran medida por transferencias de energía térmica. Sin embargo, existen otros procesos interactivos, como la inestabilidad barotrópica y la inestabilidad condicional de segunda especie (Holton, 1990) que intervienen decisivamente en la redistribución de la energía atmosférica a escala global.

De manera similar, los primeros oceanógrafos adoptaron un modelo similar para abordar el problema de la circulación oceánica, suponiendo una fuente ecuatorial y unos sumideros polares. Así, el enfriamiento de las aguas superficiales en los polos causa una subsidencia hacia el fondo oceánico, circulando después hacia las bajas latitudes, mientras que las aguas ecuatoriales cálidas se trasladan hacia los polos en la superficie.

Los efectos termohalinos en superficie son débiles y no producen ni corrientes intensas ni extendidas por debajo de pocas centenas de metros. No obstante, en las profundidades oceánicas, donde no existe influencia de las corrientes de deriva generadas por el viento, es verosímil que el mecanismo termohalino tenga su importancia para la circulación de masas de agua muy profundas. Las principales corrientes superficiales en los océanos están gobernadas por la circulación en la baja troposfera y penetran hacia abajo hasta el nivel de influencia friccional. Al hacerlo, alteran la distribución vertical de la densidad. Análogas modificaciones originadas por intercambios de calor en superficie generan una circulación termohalina que está íntimamente relacionada con el movimiento de arrastre debido al viento.

1.2.6 Afloramientos o “upwellings”

Son fenómenos muy importantes en Oceanografía y en Meteorología. Consisten en el ascenso de aguas desde la zona subyacente hasta la capa superficial. Generalmente, suponen ascensos de agua desde unos 100 o 200 m de profundidad que llegan a la superficie como aguas frías. Es el resultado de una divergencia horizontal junto a la superficie del mar. Sobre una plataforma continental estos “upwellings” pueden tener importantes consecuencias de calado económico y climatológico. Las zonas de afloramientos más persistentes y



espectaculares tienen lugar en los sectores orientales de los océanos, esto es, al oeste de las costas occidentales, principalmente de África y América.

Lógicamente, los afloramientos o los hundimientos conllevan transporte de tipo Ekman. Pueden detectarse en cualquier región oceánica, pero son muy frecuentes en los contornos oceánicos. Si el viento sopla con una componente paralela a la línea de costa, situándose ésta a su izquierda en el hemisferio Norte, se producirá un arrastre por deriva del agua superficial hacia fuera de la costa. A medida que se aleja, se produce un desnivel de la superficie del mar que es compensado con otra corriente más profunda en sentido contrario, que aflorará en las cercanías del litoral. Estas aguas emergentes son más frías y densas que las superficiales migratorias y proporcionan ricos nutrientes en las proximidades de la costa. Cuando el viento sopla en sentido contrario, los "upwellings" se generarán en zonas alejadas de la costa, mientras que en ésta se producirán hundimientos o "downwellings", asociados al apilamiento de aguas cálidas en la zona costera.

Los movimientos horizontales y verticales de agua asociados al afloramiento alteran marcadamente la distribución local de las propiedades del agua. Las isotermas en la región aflorante se inclinan y a veces emergen hasta la superficie y se acentúan los gradientes de temperatura superficial marina.

Como regla básica, la salinidad disminuye con la profundidad en la capa superior de los océanos, alcanzando un mínimo a centenares de metros, de ahí que en la mayoría de las regiones se produzca un descenso de la salinidad superficial, aunque existen excepciones, como ocurre en la corriente de California, donde la salinidad crece con la profundidad y, así, los upwellings costeros incrementan la salinidad superficial.

La presencia en la costa de aguas relativamente frías tiene un influjo notable sobre las climatologías locales. El aire superior se enfría, aumentando su humedad relativa, pudiendo dar origen a nieblas y a nubes bajas. Dada la delgadez de la capa de aire húmedo enfriado, rara vez el enfriamiento es suficiente como para producir lluvia.

Los afloramientos de aguas subsuperficiales intensifican la brisa marina, pues el calentamiento diferencial de la tierra y el mar se ve incrementado por la presencia de aguas costeras frías.



Las zonas de aguas emergentes son enriquecidas por el aporte de sales nutritivas procedentes del fondo, aumentando la producción de fitoplancton y la consiguiente multiplicación del zooplancton, lo que incrementa la población de peces en la zona. Un ejemplo bien conocido es la pesca de la anchoa en Perú, cuya economía depende de la captura intensiva de pescado en un litoral rico en nutrientes por los afloramientos. El delicado equilibrio entre factores ecológicos y ambientales es ilustrado por las alteraciones periódicas que se producen en el océano Pacífico a consecuencia del fenómeno El Niño. En estos episodios, el régimen de alisios se altera dando predominio a los ponientes y las aguas frías del litoral son reemplazadas por aguas cálidas procedentes del ecuador. La rápida elevación de la temperatura produce efectos desastrosos sobre la vida marina, con la desaparición o migración de gran parte de la vida y de las aves marinas.

1.3 Balance térmico del océano

1.3.1 Generalidades.

El sistema tierra-atmósfera, considerado globalmente, se encuentra en equilibrio energético, en virtud a una serie de procesos, principalmente atmosféricos y oceánicos, que contribuyen a la redistribución de la energía excedentaria en los trópicos hacia las latitudes superiores. Pero los cálculos de las magnitudes son problemáticos, debido a la escasez de datos. A la insuficiente información sobre variables básicas, como las precipitaciones, se añade la falta de medidas directas suficientes de tensión del viento, de evaporación e intercambio de calor sobre los océanos. La puesta en marcha de satélites ha mejorado considerablemente el conocimiento de las variables energéticas, sobre todo las relacionadas con la radiación solar y terrestre.

En toda estimación de balance calorífico se supone que el contenido de energía térmica de los océanos, considerado globalmente, es constante. No significa que no existan cambios a largo plazo, pero el supuesto de la constancia térmica de los océanos es suficientemente satisfactorio para la estimación de los intercambios energéticos en el sistema océano-atmósfera a una escala temporal climatológica. Por otra parte, los cambios a corto plazo de temperatura media en partes determinadas del océano, pueden considerarse fluctuaciones alrededor de un valor medio. Sobre esta base, queda claro que la energía recibida, mayoritariamente por radiación solar directa, debe equilibrarse con la energía emitida como radiación de onda larga y con la energía desarrollada por el sistema atmósfera-océano.



1.3.2 Balance de calor

De la totalidad de la radiación incidente sobre el límite exterior de la atmósfera, sólo el 43 % incide sobre los océanos. Parte de esta radiación (16 %) es reflejada por la superficie, otra parte es reemitida como radiación de onda larga al espacio y la parte restante es absorbida. La energía correspondiente a esta radiación absorbida por el océano es invertida en aumentar la temperatura de la columna de agua, en suministrar calor a las capas de aire subyacentes en forma de calor sensible o bien como calor latente asociado a la evaporación y en la redistribución del calor por las corrientes marinas. De la radiación infrarroja emitida por la superficie hacia el espacio, parte es absorbida por el vapor de agua atmosférico y reemitido isotrópicamente a temperatura más baja. Así, una parte de esta radiación atmosférica alcanza la superficie marina para ser reabsorbida. La radiación neta del océano en onda larga Q_b , también llamada retrorradiación, es la diferencia entre la saliente desde la superficie marina y la devuelta por la atmósfera. Efectuando un balance entre los procesos radiativos y teniendo en cuenta las partidas del balance térmico de los océanos de la tabla anterior, se verifica:

$$R = (Q + q) (1 - \alpha) - Q_b \quad [1.6]$$

donde α es el albedo de la superficie oceánica. El balance de radiación por unidad de superficie puede escribirse también

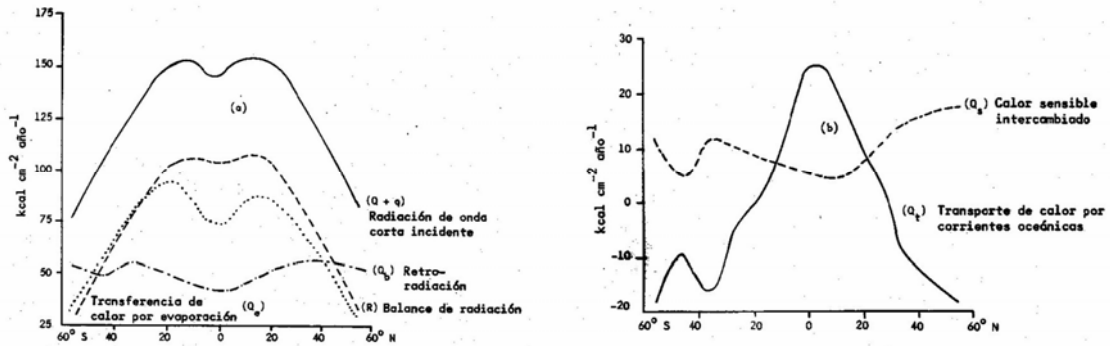
$$R = Q_s + Q_e + Q_t \quad [1.7]$$

donde Q_t = transporte oceánico de calor por corrientes de advección a gran escala, que puede tener signo positivo o negativo. De [1.6] y [1.7] se obtiene la ecuación de balance térmico

$$(Q + q) (1 - \alpha) = Q_s + Q_e + Q_t + Q_b \quad [1.8]$$

El albedo de los océanos es una magnitud variable que en esta expresión se supone constante. Admitiremos que su variación no es grande, salvo para ángulos de elevación solar pequeños, aunque las rugosidades superficiales ejercen cierto influjo sobre la reflectividad.

La figura siguiente presenta la distribución media anual de los factores del balance térmico de los océanos en función de la latitud.



La radiación total entrante de onda corta ($Q+q$) tiene dos máximos en las dorsales anticiclónicas subtropicales, con un mínimo relativo en la zona ecuatorial, vinculado a la nubosidad de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), tal y como se aprecia en la figura siguiente.

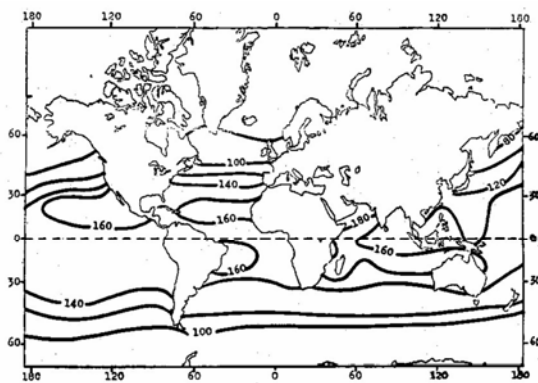


Figura 3.2 - Valor medio anual de la radiación de onda corta ($Q+q$) sobre los océanos: en $\text{kcal cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ (según Budyko y Malkus)

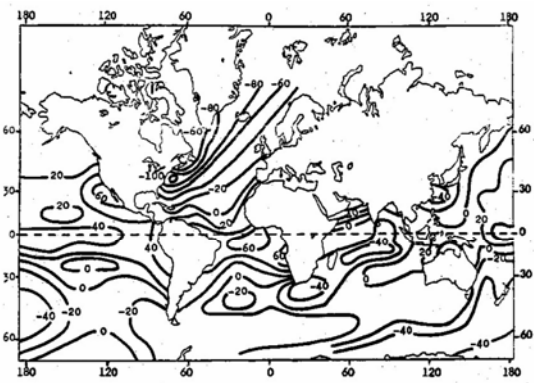


Figura 3.3 - Valor medio anual del transporte de calor oceánico (Q_t); en $\text{kcal cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ (según Budyko y Malkus)

El balance radiativo de la expresión [1.6] es positivo para todas las latitudes, aproximadamente constante en la franja tropical y disminuye rápidamente desde los trópicos hacia los polos. El calor residual en el océano Q_t , es decir, la energía recibida menos la pérdida de calor en forma de calor sensible y latente ($Q_s + Q_e$), es positivo entre los paralelos 30°N y 20°S aproximadamente, y negativo hacia los polos. Teniendo en cuenta la estacionalidad, el punto neutro oscilará entre los 40°N y S , y como ninguna zona del planeta se calienta o enfría continuamente, el déficit en latitudes superiores se mitigará por advección de calor, procedente de latitudes excedentarias, transportado por corrientes oceánicas a gran escala.



1.4 Interacción atmósfera-océano

Está claro que el conocimiento de los procesos atmosféricos no puede comprenderse satisfactoriamente sin la inclusión de los mecanismos que actúan en el contorno inferior de la troposfera y, concretamente, en la región interfacial entre el aire y el mar.

1.4.1 Estructura de la capa límite atmosférica marina

El acoplamiento entre la atmósfera y el océano da origen a transferencias de energía en dos formas: cantidad de movimiento y calor, latente y sensible. Este intercambio energético es condición necesaria para el mantenimiento de las circulaciones atmosférica y oceánica, la estabilidad de los climas regionales y la producción y modificación de masas de aire y de agua.

Aparecen, sin embargo, problemas considerables cuando tratamos de investigar la naturaleza y magnitud de estos intercambios. Es usual considerar el flujo de una propiedad, tal como el vapor de agua, desde el mar hacia el aire, como si tuviera lugar en dos etapas. La primera a través de una delgada capa de aire en contacto con el agua, por difusión molecular. El régimen de aire en esta capa, con un espesor del orden de 1 mm, se supone laminar, esto es, las líneas de corriente en la capa discurren paralelas a los contornos. Por encima de este régimen laminar hay un crecimiento rápido del intercambio por turbulencia, hasta que este mecanismo es predominante en el régimen plenamente turbulento del aire en los primeros metros de la superficie.

En la práctica, la capa laminar sobre el océano es bastante inaccesible a nuestra capacidad de observación. Estamos, por tanto, obligados a entender que los datos procedentes de la capa turbulenta pueden extrapolarse hasta la superficie marina. Una aproximación heurística nos lleva a la suposición de que una pequeña masa móvil de fluido confinada a la capa laminar estará sometida al rozamiento superficial, pero la geometría en este caso no permite relacionar la fuerza de fricción con las otras fuerzas exteriores, como la gravedad o el gradiente de presión. De ahí que, para sostener el movimiento, deberá haber una transferencia de movimiento lineal a la capa, que habrá de ser igual a la tensión tangencial del viento τ .

En cuanto a los flujos de calor y humedad entre el mar y al aire, podemos intuir que se extienden a través de la capa límite hacia la corriente turbulenta,



pues, de lo contrario, una acumulación junto a la frontera destruiría el gradiente vertical de esta propiedad. Las pruebas de observación apoyan el concepto de capa con flujo constante. Normalmente se supone que en la capa límite los flujos de calor y humedad son constantes con la altura, lo que permitirá, mediante observaciones, estudiar la interacción entre el aire y el océano.

1.4.2 Perfiles de viento y coeficientes de intercambio

En la frontera, la tensión de cizalladura debe ser continua a través de la región interfacial. La velocidad de fricción se define como la raíz cuadrada del flujo vertical de momento por unidad de masa, con lo que la tensión turbulenta de cizalladura τ , responsable del transporte vertical de momento, en la interfase debe ser igual en ambos medios.

Como la velocidad de fricción es un índice de la escala de movimiento turbulento, vemos que este último es considerablemente inferior en el océano que en la atmósfera. Esto sugiere una escala temporal mayor para el proceso turbulento en la capa superficial del océano que para la capa límite atmosférica. Como la altura de la capa de Prandtl en la atmósfera está comprendida entre 20 y 50 m, se deduce que la profundidad equivalente para el mar, es decir, el espesor de la capa de tensión constante, es de 1 a 2 m aproximadamente. Lo que indica un perfil de viento logarítmico para el flujo sobre una superficie rugosa.

En el caso de fluir a lo largo de un contorno áspero se ha confirmado la relación de Prandtl entre el parámetro de rugosidad y la naturaleza de la superficie. Sin embargo, uno de los mayores problemas en el intercambio es la configuración exacta del régimen del aire sobre las olas en movimiento.

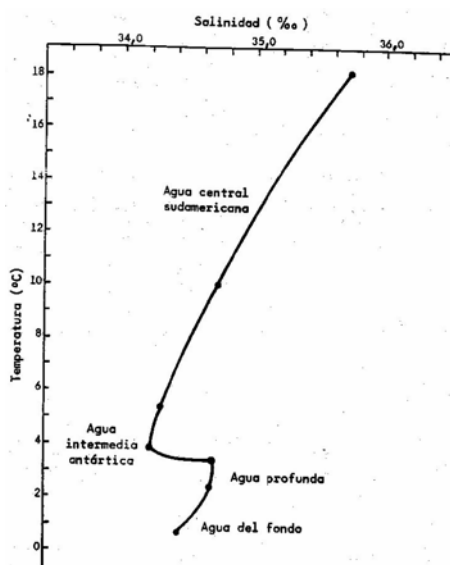
2 Masas de agua, frentes oceánicos y termoclinas

Las masas de agua intervienen de manera muy eficiente en la redistribución de la energía, así como en el clima terrestre, debido principalmente al intercambio de propiedades con el aire de la baja troposfera.

2.1 Generalidades

Sobre el diagrama de la figura aparecen representadas las propiedades de temperatura y salinidad (T-S) para diferentes masas de agua del Atlántico central meridional. La variación de temperatura con la latitud no es uniforme en los

océanos, sino que tiende a concentrarse en las fronteras o límites de separación entre masas de agua. Estas regiones con gradiente de temperatura más o menos definido se conocen como frentes oceánicos. La ecuación de Margules, que define el valor de la pendiente de una superficie frontal en la atmósfera es también aplicable a una discontinuidad oceánica de densidad.



Las termoclinas son zonas, generalmente en las capas oceánicas superiores, donde el gradiente térmico alcanza un valor máximo.

2.2 Diagrama temperatura-salinidad y mezcla de masas de agua

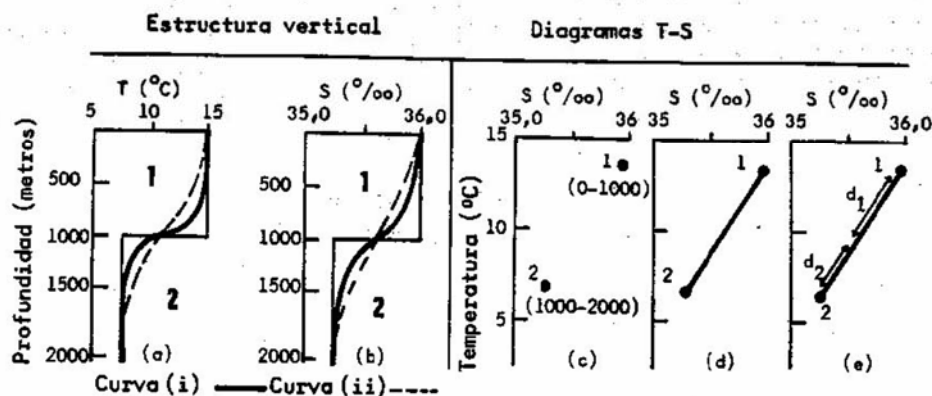
Para caracterizar las propiedades de una columna de agua se utilizan diagramas T-S que muestra el perfil T-S en función de la profundidad, de forma análoga a los diagramas aerológicos usados para establecer los perfiles de temperatura y humedad. No obstante, conviene apuntar que los valores de temperatura y humedad atmosféricos se encuentran íntimamente ligados, mientras que la temperatura y salinidad marinas no tienen conexión física formal. No obstante, se ha observado que en determinados lugares la estratificación vertical del agua procede de unos valores de T y S que tienden a ser quasi-conservativos. En este sentido, podemos considerar las masas de agua como análogas a masas de aire e igualmente susceptibles de ser identificadas por medio de sus características físicas. Debe advertirse que esta asociación de valores de T y S suele desaparecer en la capa de fricción junto a la superficie, donde actúan efectos no periódicos, como calentamiento, enfriamiento y mezcla turbulenta.

La figura anterior ofrece un ejemplo de diagrama T-S ilustrativo de un sondeo realizado en el Atlántico Sur, apreciándose, a partir de los valores característicos, que hay presentes cuatro masas de agua.

En el caso ideal, una masa homogénea de agua con valores fijos de T y S quedaría representada en el diagrama por un punto único. Pero en la práctica, la mezcla, la difusión, y el intercambio de energía ocasionarían modificaciones. Estos cambios se demuestran más fácilmente en los diagramas de la figura siguiente. En principio, el tipo de agua 1 tiene una temperatura T_1 y una salinidad S_1 , mientras el tipo de agua 2, a niveles inferiores, tiene de valores T_2 y S_2 , representado por las rectas de la figura. Sobre el diagrama T-S (c) esos tipos aparecen representados por dos puntos, con valores únicos de T y de S. Si suponemos ahora que se produce un proceso de mezcla entre ambos tipos de agua, la estructura vertical de T y de S se modificará según indican las curvas (i) y posteriormente (ii). La mezcla progresiva irá suavizando la brusca discontinuidad inicial de T y de S y la evolución de la masa de agua mezclada se representa en la recta (d) que une los puntos 1 y 2. Los valores resultantes de T y de S tras la mezcla, suponiendo que tenemos una masa m_1 a T_1 y S_1 y otra m_2 a T_2 y S_2 ,

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2}$$

$$S = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2}$$



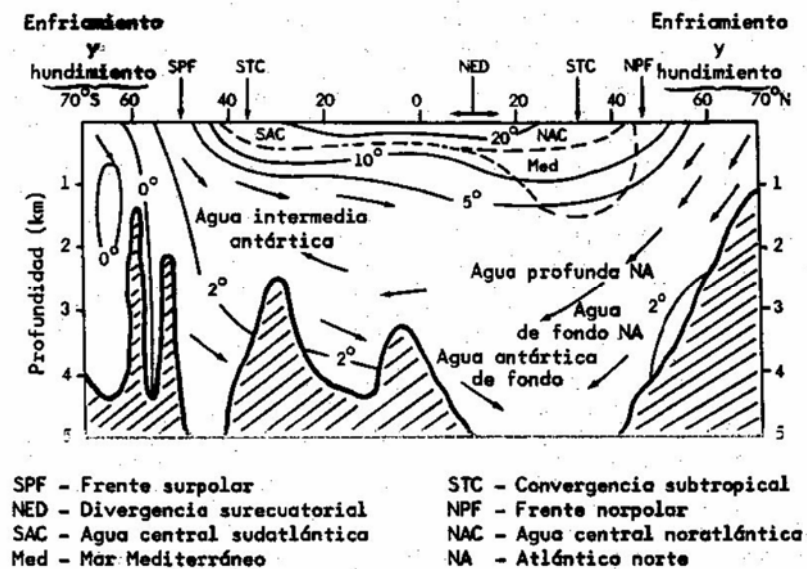
Puede comprobarse que la razón de mezcla es inversamente proporcional a la distancia entre los extremos de la línea que los une, por lo que a la profundidad z los tipos de agua 1 y 2 se mezclan según la razón

$$m(1) / m(2) = d_2 / d_1$$

2.3 Masas de agua

En Oceanografía, el concepto de masa de agua proporciona casi la misma finalidad analítica en sentido sinóptico que el de masa de aire en Meteorología. El Oceanógrafo podrá estudiar con relativo aislamiento sus propiedades, puesto que las diferentes escalas de movimiento en el mar y en la atmósfera hacen que las masas de agua sean más conservativas que las de aire. Estas últimas pueden modificarse en cuestión de horas, en tanto que las masas de agua conservan normalmente sus propiedades durante meses e incluso años.

Mediante el diagrama T-S, una masa de agua puede ser rastreada a lo largo de sus cambios de posición y profundidad. A diferencia de las masas de aire, las de agua se mueven muy lentamente, ocupan aproximadamente las mismas regiones y sus límites verticales y laterales suelen ser fijos. Para su estudio es determinante el volumen de agua afectado y el tiempo de residencia en aguas profundas, que es el período transcurrido tras el hundimiento desde las capas superficiales. El movimiento del agua en profundidad es muy lento. Por ejemplo, al agua superficial antártica que se hunde hasta el fondo del Atlántico Sur, se mueve hacia el Norte a unas velocidades medias del orden 0.1 a 1 cm s^{-1} , invirtiendo en su viaje hasta el Ecuador entre 100 y 1000 años.



Aunque no tenga gran valor práctico para el meteorólogo, el estudio del agua en las profundidades oceánicas puede ser interesante. La sección vertical simplificada de la figura ilustra cómo el máximo volumen de cubeta oceánica



atlántica está lleno de fría agua profunda nordatlántica, formada en latitudes septentrionales, donde la estructura de las masas superiores e inferiores de agua es bastante homogénea. Durante el invierno, el enfriamiento de las aguas superficiales en el Mar del Labrador y en los mares de Noruega y del Norte incrementa su densidad, ocasionando su hundimiento a lo largo de superficies de densidad constante y su posterior desplazamiento hacia el Sur como aguas profundas y aguas de fondo Nordatlántica. Ese enfriamiento, producido en aguas desprovistas de cobertura de hielo superficial, no se origina en contacto con aire en reposo, sino por interacción con los flujos catabáticos de aire frío continental, que provocan un enfriamiento mucho más efectivo, por tener unas temperaturas mucho más bajas que las de las masas de aire marítimo. Las trayectorias $\sigma_t = \text{cte}$ seguidas por las aguas que se sumergen son más verticales en los límites de las regiones árticas y antárticas, es decir, en aquellas zonas con mayor gradiente horizontal de ρ . Éstas se denominan zonas de ventilación, pues se trata de las áreas donde la interacción atmósfera océano es más activa, con un transporte hacia el fondo de las propiedades adquiridas en contacto con la superficie. Son las áreas del globo terrestre en donde la renovación de CO_2 es más efectiva, en virtud de su disolución en la superficie del océano y su posterior transporte hacia el fondo.

La clasificación como aguas profundas o de fondo depende de la profundidad alcanzada por las aguas frías que, a su vez, dependerá el grado de enfriamiento logrado en la estación invernal. En el Atlántico Sur ocurre un proceso semejante en el área del Mar de Weddell, generándose agua de fondo antártica, que se extiende hacia el Norte del Atlántico meridional y es identificable a profundidades abisales en las proximidades del Ecuador.

La observación demuestra que todas las cubetas oceánicas están llenas de aguas frías densas, que han sido originadas en superficie a altas latitudes. En latitudes inferiores la temperatura superficial es elevada y, aunque la intensa evaporación provoca mayor salinidad, la densidad del agua superficial sigue siendo menor, lo que impide su hundimiento, incluso en condiciones de intensa convergencia. La acusada termoclina de bajas latitudes se opone también a la mezcla vertical.

El agua superficial también puede hundirse en zonas de convergencia. En tales casos, el agua descendente no alcanzará el fondo, sino que se derramará lateralmente a una profundidad determinada por su densidad. Todas las masas oceánicas se encuentran sometidas en superficie a procesos radiativos y de



intercambio que las hacen hundirse y esparcirse hasta profundidades acordes con su densidad. Los rasgos distintivos de las masas de agua subsuperficiales son, en general, distintas, pero en el caso de los primeros 100 ó 200 m no están tan bien definidas. En esta capa, en bajas y medias latitudes, sus propiedades son determinadas por la interacción aire-mar y la gran variabilidad en las transferencias de energía hace que las masas no resulten, ni aproximadamente, homogéneas.

2.3.1 Masas de agua profunda y de fondo

Como se dijo, en el Atlántico Norte, son producidas en las cuencas semicerradas de los Mares del Labrador, de Noruega y del Norte, mediante mezcla del agua salada de la deriva noratlántica con el agua más fría al Este de la corriente de Groenlandia y el subsiguiente enfriamiento invernal en la superficie. Las variaciones anuales en las características del agua superficial y el grado de enfriamiento producen hundimientos a diferentes profundidades, situando las temperaturas más bajas en el fondo oceánico. El agua del fondo antártico se forma en varias zonas alrededor del continente, especialmente en el Mar de Weddell. La extensa producción de hielo durante el largo invierno provoca un notable aumento de salinidad sobre la plataforma continental. Este agua se hunde y fluye hacia el Norte cuesta abajo del continente antártico. Se mezcla con agua circumpolar algo más templada, con la eventual formación de una masa de agua con temperaturas del orden de -0.5°C y una salinidad típica del 34,66 ‰.

Dado que los límites septentrionales del Océano Indico están en el subtropical, no hay fuente septentrional ninguna de aguas profundas frías, como en el Atlántico. La salida de agua muy salada desde el Mar Rojo desempeña un papel significativo en el mantenimiento de un cuerpo de agua profunda de gran densidad al Norte del agua procedente del Atlántico Sur y de la corriente circumpolar antártica. Estas aguas continúan fluyendo hacia el Este, es decir, hacia el Pacífico, donde la estructura de sus aguas profundas es muy semejante a la del Indico. Si bien el Pacífico Norte se extiende hasta latitudes bastante altas, no tiene virtualmente comunicación alguna con el Océano Ártico, lo que significa que no actúa ningún mecanismo comparable al del Atlántico Norte para la formación de aguas profundas y de fondo. Así pues, aparte de una pequeña formación localizada en el lejano Noroeste, toda el agua profunda entra por el Sur. Como resultado de su historia, la distribución de T y S en el agua del Pacífico es mucho más uniforme que en la del Atlántico.



2.3.2 Masas de agua intermedias

Se forman en regiones de convergencia. La más importante es el agua intermedia antártica (AI), resultante del hundimiento de agua superficial en la zona de convergencia antártica, alrededor de los 50°S. Esta agua fluye hacia el Norte por debajo del agua menos densa que se halla entre la convergencia antártica y la zona de convergencia subtropical. Esta agua superpuesta se mezcla con la capa superior de agua profunda subyacente. La masa de agua resultante tiene relativamente poca salinidad y puede perseguirse a través del ecuador hasta los 20°N. En los océanos Índico y Pacífico Sur, el AI no alcanza más allá del ecuador. En el Atlántico Norte, se forma una masa de agua intermedia en la convergencia al límite septentrional de la corriente del Golfo, situada al Este de Terranova. Esta agua se sumerge y se esparce hacia el Sur, mezclándose con agua central, pero sin formar una gran masa. Es más importante el agua intermedia formada por agua caliente muy salada que fluye desde el Mediterráneo por el fondo del Estrecho de Gibraltar. Se mezcla con aguas atlánticas para formar una masa de agua intermedia, bastante salada, que discurre a profundidades comprendidas entre 1000 y 2000 m por el Atlántico, tanto al Norte como al Sur.

2.3.3 Masas de agua centrales

Estas masas se originan en los tres grandes océanos en las zonas de convergencia subtropical que se encuentran entre las latitudes 35° y 40° al N y al S. En estas áreas, el agua se sumerge a lo largo de un cinturón de latitud más o menos constante, reflejándose en la estructura vertical de agua la variación meridiana de S y T en la superficie.

2.4 Frentes oceánicos

La superficie de discontinuidad que separa dos líquidos de diferentes densidades será horizontal al alcanzar aquéllos el reposo, como consecuencia del gradiente de presión que surge entre ambos en presencia de una frontera inclinada. Pero en el caso en que los líquidos estén en movimiento, la superficie de discontinuidad tendrá una inclinación que vendrá dada por [1.14]. Admitiendo equilibrio hidrostático, esta expresión puede reducirse a

$$\nabla_D z = - \frac{f \mathbf{k} \times (\rho_1 \mathbf{V}_1 - \rho_2 \mathbf{V}_2)}{g (\rho_2 - \rho_1)}$$



donde V_1 , V_2 y ρ_1 , ρ_2 son las velocidades y densidades respectivas de las masas de agua 1 y 2. En el caso de que las velocidades sean de la misma dirección, la inclinación β de la discontinuidad será

$$\operatorname{tg} \beta = -\frac{f}{g} \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 - \rho_1}$$

Análogamente al caso atmosférico, los frentes oceánicos se forman donde exista una convergencia entre corrientes de propiedades suficientemente diferenciadas. En un campo de deformación con el eje de dilatación alineado zonalmente hay una concentración de gradiente térmico junto a dicho eje. Probablemente, el ejemplo más conocido de frente oceánico es el que se da en la frontera septentrional de la corriente del Golfo, junto a Terranova, donde la corriente fría del Labrador fluye a lo largo de las aguas cálidas procedentes del Golfo de México.

Todos los límites de corriente oceánicos presentan una estructura semejante, pero aun en el caso del Kuroshio, con ciertas analogías con la corriente del Golfo, los gradientes vertical y horizontal están mucho menos desarrollados. La razón compleja de esta diferencia está, en parte, relacionada con la topografía del contorno occidental de la cubeta oceánica, a la que se ajusta el flujo. Casi en bloque, el enorme volumen de agua que ocasiona la corriente del Golfo es forzada a salir del Golfo de México a través del canal que separa Cuba y Florida, generándose un quasi-chorro, es decir, un flujo concentrado paralelo a la costa oriental americana hasta que abandona la plataforma continental. El Kuroshio, por el contrario, no está confinado en sus primeras etapas, ya que se genera por deflexión gradual hacia el Norte de la corriente ecuatorial del Pacífico Norte a medida que se aproxima al continente asiático.

2.5 Transformación de las masas de aire sobre los océanos

La importancia de los límites de las principales masas de agua tiene interés para el meteorólogo, por su notable efecto en la transformación de las masas de aire que descansan sobre el océano. En particular, las áreas oceánicas situadas al Este de los litorales continentales participan en una vigorosa interacción con la atmósfera. Los efectos más espectaculares se manifiestan cuando el aire polar continental fluye sobre el mar desde el interior del continente asiático o desde los Estados Unidos hasta el Golfo de México. La principal dificultad en los estudios



sobre intercambio de propiedades entre océano y atmósfera estriba en la escasez de datos sinópticos.

La variación de la temperatura potencial θ a lo largo de la trayectoria u será

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + u \frac{\partial\theta}{\partial x} + w \frac{\partial\theta}{\partial z}$$

Utilizando estas expresiones se han realizado numerosas campañas experimentales que han arrojado resultados bastante satisfactorios. Manabe estudió el balance de energía en una penetración fría intensa en Japón procedente del continente asiático. Como se esperaba, las observaciones evidenciaron que la base de la inversión de subsidencia se elevó desde unos 900 hPa al abandonar tierra hasta los 700 hPa al Oeste del litoral japonés. La convección se vigorizó hasta los 700 hPa más allá de las costas de Japón, dado que la transferencia de calores sensible y latente desde el mar hacia el aire se intensificó mucho durante la invasión.

2.6 Termoclinas

En las franjas subtropicales, los océanos pueden dividirse en tres capas más o menos horizontales. Los espesores de estas zonas sólo pueden concebirse como promedios. La capa superior se extiende normalmente hasta los 50 – 200 m de profundidad, techo de la termoclina superior, cuyo espesor suele ser de 100 – 200 m. La termoclina principal abarca 500 – 1000 m, por debajo de la cual la capas profundas presentan un débil gradiente térmico negativo. Las termoclinas son, pues, aquellas zonas en las que se concentra el gradiente vertical de temperatura.

En latitudes medias, durante los seis meses invernales, el aumento de la mezcla por el viento produce una capa casi isoterma desde la superficie hasta la termoclina principal. En verano, la superior insolación da origen a las llamadas termoclinas estacionales.

En latitudes más altas, hacia el lado polar de los frentes polares oceánicos no hay ninguna termoclina principal, pero en verano se desarrollan delgadas termoclinas transitorias.



2.7 Espesor del estrato

Se denomina así a la distancia vertical desde la superficie hasta el techo de la termoclina estacional, si la hubiere, o de lo contrario, de la termoclina principal. Las variaciones de espesor del estrato pueden deberse a diversas causas:

- cambios en la velocidad del viento
- propagación de ondas internas
- absorción o cesión de calor hacia la capa superficial o desde ésta
- afloramientos o hundimientos
- cambios en la topografía del fondo

Tomando en cuenta estos factores, el espesor del estrato es proporcional a la intensidad del viento, de tal forma que un aumento del viento hará que la termoclina se profundice, y viceversa. Las ondas internas que se propagan en una superficie de discontinuidad ocasionan desplazamientos verticales del agua al nivel de la onda, lo que provoca una periodicidad en el espesor del estrato. Sin embargo, no todos los desplazamientos verticales son debidos a ondas internas, ya que pueden ser impulsados por variaciones en la velocidad del flujo. Frecuentemente se observan ondas internas con periodicidades diurnas y semidiurnas, como consecuencia de las mareas. Por otra parte, un afloramiento o upwelling de aguas frías elevará la termoclina, que puede alcanzar la superficie si es vigoroso, produciéndose el efecto contrario en caso de hundimiento de las aguas. La influencia de la topografía del fondo está relacionada con los movimientos verticales, pues toda corriente que fluya sobre un bajío dará origen a movimientos ascendentes de agua.

2.8 Haloclina

Este término se usa, a veces, para describir un gradiente positivo de salinidad, que puede encontrarse junto a la superficie especialmente en los trópicos y subtropicos y en áreas marinas afectadas por la esorrentía de agua dulce. Cuando se presenta una haloclina, el máximo de salinidad se produce en el techo de la termoclina. Este gradiente positivo de S no es un prerequisite para la estabilidad vertical, pues va asociado a temperaturas rápidamente decrecientes con



la profundidad, aumentando así la densidad y contrarrestando el factor de salinidad.

La aparición de haloclinas en aguas tropicales es el resultado del movimiento de corrientes casi superficiales, que discurren muy saladas a poca profundidad hacia el ecuador. Esta intrusión, por debajo del agua superficial con menor salinidad, produce la haloclina.

3 Corrientes superficiales

3.1 Introducción

La circulación superficial en los océanos es el resultado de varios procesos entre los que se incluyen la tracción del viento que actúa sobre la superficie del agua y las diferencias de densidad debidas, entre otras causas, al calentamiento solar. Si supusiéramos que los sistemas de corrientes observados son simplemente el efecto de la acción del viento, deberíamos esperar que se acomodasen a los cinturones de vientos más importantes sobre la Tierra. De hecho lo hacen en buena medida; sin embargo, aparte del obstáculo obvio que constituyen los continentes, puede observarse una cierta desviación de las corrientes respecto a la dirección del viento en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur. Esta desviación es una consecuencia de la rotación de la Tierra, manifestada aquí a través de la aceleración de Coriolis. Recuérdese que la aceleración de Coriolis actúa sobre todo objeto en movimiento, es directamente proporcional a la celeridad del mismo, actúa perpendicularmente a la velocidad y depende de la latitud, siendo máxima en los polos y nula en el ecuador. Este efecto hace que los objetos se desvíen más cuanto mayor sea su velocidad, y no tiene influencia en la energía del movimiento, modificando sólo la dirección, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur.

3.2 Características de las corrientes oceánicas superficiales

Podemos describir en forma muy simplificada los sistemas principales de corrientes superficiales como anillos circulatorios limitados por los continentes y por el ecuador meteorológico, con sentido horario en el hemisferio norte y antihorario en el sur. La línea que se conoce como *ecuador meteorológico* está determinada por la máxima temperatura superficial del aire atmosférico, y hacia ella convergen los vientos alisios.



Estos anillos circulatorios no están centrados en las cubetas sobre las que circulan, sino desplazados hacia el oeste, de modo que las corrientes del oeste de los océanos son, como normal general, más intensas, estrechas, rápidas y profundas, mientras que las del este son más dispersas, anchas, someras y lentas. Por ejemplo, la corriente de Kuroshio, en Japón, es seis veces más intensa en flujo que la corriente de California, que por su parte es cuatro veces más ancha. Las velocidades de la primera pueden alcanzar 10 km/h, mientras que en la segunda raramente llegan a los 2 km/h. Este fenómeno se conoce como *intensificación occidental*, y es debida a la rotación de la Tierra y a la conservación del momento angular. El mismo fenómeno ocurre con la corriente del Golfo y la de Canarias.

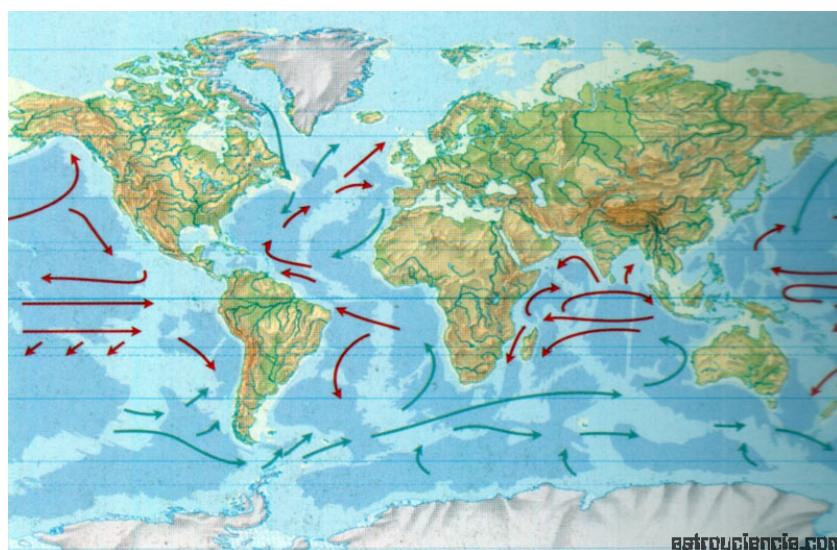
Las corrientes en los océanos del Sur son, en lo que se refiere a los aspectos descritos, imágenes especulares de las del norte, presentando también la intensificación occidental. Nótese que la línea divisoria entre las circulaciones del norte y del sur, el *ecuador meteorológico*, como ya se ha dicho, está situado a unos pocos grados al norte del ecuador geográfico (5º en promedio) debido a la simetría en la distribución de las masas de tierra y de agua en el planeta; su posición oscila ligeramente a lo largo del año.

La imagen más elemental que uno puede hacerse de una corriente marina, la de una especie de río de contornos fluidos que avanza en medio de las aguas del océano de un modo relativamente ordenado, es incorrecta, aunque su presencia en nuestras mentes se ve reafirmada por el uso que hacemos de ella al representar las corrientes conocidas sobre los mapas. Una corriente es mucho más parecida a un manojo de remolinos de tamaños variables que flanquean un sinuoso curso central, más semejante al río que nos imaginamos, pero que serpentea sin cesar alrededor de la curva que pintamos en los mapas, formando meandros (llamados "*eddies*") que a veces se cierran y separan como anillos menores del curso central, y entrega sus aguas continuamente a los torbellinos en los que disipa parte de su energía y se mezcla con las aguas adyacentes del océano. Sólo ha sido posible reconocer plenamente esta compleja estructura de las corrientes y comenzar su estudio sistemático con el uso de la teledetección. Lo que identificamos como una corriente oceánica es comparable al clima atmosférico de determinada región del planeta, mientras que los efímeros meandros, los anillos menores y los torbellinos de distintas escalas son análogos a los procesos meteorológicos responsables del tiempo local.

Las diferencias de densidad entre aire y agua determinan que mientras que las escalas del tiempo atmosférico son del orden de cientos a miles de kilómetros y de unos cuantos días, las del "clima" oceánico son de decenas de kilómetros y algunos meses.

La complejidad de las corrientes marinas hace importante distinguir, para interpretar correctamente las observaciones sobre las mismas, entre corrientes determinadas según mecanismos *eulerianos* o *lagrangianos*. Si uno dispone de una serie de medidas de velocidades obtenidas "simultáneamente" por un conjunto de correntímetros o por otros medios, podría trazar líneas que fuesen tangentes a los vectores velocidad registrados en cada punto. Estas son las líneas de corriente obtenidas según un mecanismo euleriano, las obtenidas normalmente de la observación. Estas líneas, sin embargo, no representan el curso real del fluido en su movimiento, ya que las velocidades locales varían con el tiempo. Las trayectorias reales del fluido son las líneas de corriente lagrangianas, cada una de las cuales es matemáticamente la integral temporal del vector velocidad de cierto volumen de fluido con un movimiento conjunto. Obtener velocidades lagrangianas a partir de medidas de corrientes en posiciones geográficas fijas es complicado. Para su estudio se utilizan las *boyas derivantes* que, viajando con la corriente y provistas de un transmisor de radio cuya señal puede recogerse mediante un satélite o un receptor a bordo del barco, van indicando su posición a lo largo del tiempo.

3.3 Principales corrientes oceánicas



La figura es una representación esquemática de los principales sistemas de corrientes oceánicas superficiales. Los volúmenes desplazados por estas corrientes



son enormes. Para cuantificarlos se utiliza como unidad el *Sverdrup* (Sv) que equivale a un flujo de un millón de metros cúbicos de agua por segundo. Los sistemas más importantes se ajustan a la descripción general expuesta anteriormente.

Valores típicos de caudales o velocidades, representativos de la magnitud de algunas de estas corrientes, son:

Corriente del Golfo: 55 Sv, 150-250 cm/s

Corriente de Canarias: 2-16 Sv.

Corriente de Kuroshio: 65 Sv, 75-300 cm/s.

Corrientes Ecuatoriales: 10-30 Sv, 20-50 cm/s

Contracorriente Ecuatorial: 10-25 Sv, 40-60 cm/s

Corriente Circumpolar Antártica: 100 Sv, 25-30 cm/s

Corriente del Artico: 1-3 cm/s

Las velocidades más grandes se alcanzan en las zonas occidentales de los sistemas circulatorios del hemisferio norte, en los océanos Pacífico y Atlántico, llegando hasta los 3 m/s en la Kuroshio.

El ecuador meteorológico, zona de vientos débiles y erráticos, contiene la contracorriente ecuatorial, que resulta de la acumulación de agua cálida y poco densa en la parte oeste de la cubeta del pacífico, lo cual da lugar a una pendiente hacia el este de unos 4 cm cada 1000 km. La contracorriente ecuatorial se dirige hacia el este entre las corrientes ecuatoriales norte y sur, que fluyen hacia el oeste.

La corriente circumpolar antártica, o *deriva de los ponientes*, es la única que cruza los tres océanos más importantes, ya que circunda completamente la Antártida en dirección este. Es una corriente potente y profunda (2500-3000 m).

3.4 Topografía dinámica y corrientes geostróficas

El procedimiento más directo para medir la velocidad y dirección de una corriente es el uso de correntímetros. Esto, sin embargo, resulta muchas veces demasiado caro y presenta mayores dificultades operativas que otro método más



comúnmente utilizado para determinar movimientos de corrientes de gran escala, basado en la distribución de densidad (y por tanto, de la presión) en una región oceánica de interés. Lo significativo son las variaciones o anomalías horizontales de la densidad.

La distribución de dichas anomalías puede relacionarse con la desviación de la superficie del agua con respecto a la horizontal; con ellas puede construirse un mapa mostrando la topografía dinámica, que se definirá más adelante, pero que en esencia describe las irregularidades de la superficie del mar. La topografía refleja los gradientes de presión horizontales, y a partir de ella es posible obtener aproximaciones de corrientes reales.

3.4.1 Geopotencial, geoide y topografía dinámica.

En cada lugar del planeta cualquier masa sufre una aceleración total debida a (i) la atracción gravitatoria más (ii) la rotación diaria de la Tierra (esta última es una aceleración de inercia). El campo de aceleraciones correspondiente, como campo vectorial, puede derivarse de un potencial, que se denomina *geopotencial*. El geopotencial tiene dimensiones de aceleración * longitud, o lo que es lo mismo, energía / masa.

La dirección del gradiente del geopotencial (que es la de la plomada) se llama vertical, y su magnitud es la g que normalmente se llama aceleración de la gravedad (aunque realmente sea algo más), y es la que se mide por ejemplo con el socorrido experimento del péndulo. La *horizontal* está definida en cada punto por el plano paralelo a la superficie equigeopotencial que pasa por dicho punto. Estas superficies no son esferas, como correspondería a una Tierra con perfecta simetría esférica y que no rotase, pero no están muy lejos de ello. Las variaciones del valor de g al nivel del mar a lo ancho del planeta están dentro de un rango de $\pm 0,3\%$.

Si el mar estuviese en reposo, en ausencia de perturbaciones causadas por la densidad del agua, las corrientes o la presión atmosférica, su superficie coincidiría con una *equigeopotencial*, de modo que no existiesen gradientes laterales de presión. A esa superficie (imaginaria, ya que los océanos nunca están en reposo) se le llama nivel del mar y también *geoide*, y se toma como cero del *geopotencial* (origen de potenciales). La gravedad es siempre perpendicular a dicha superficie, ya que no existen fuerzas horizontales que la perturben. Las desviaciones del nivel del mar así definido respecto de una esfera perfecta llegan a



cientos de metros, sobre todo por causa de las irregularidades de distribución de masa en la corteza sólida del planeta y por su velocidad de rotación.

Las unidades del geopotencial en el sistema internacional son J/kg (ó m^2/s^2) pero con más frecuencia se utiliza el *metro geopotencial (m_{gp})*, definido como exactamente $9,8 J/kg$.

Con esta definición, el valor del geopotencial a una altura dada sobre el nivel del mar, expresado en metros geopotenciales, tiene un valor numérico muy aproximadamente igual al de esa altura expresada en metros. Así, la distancia entre dos superficies equigeopotenciales que se diferencian en $1 m_{gp}$, es decir, en $9,8 J/kg$, es con mucha aproximación de un metro.

Se siguen utilizando otras unidades para el geopotencial. En particular el *metro geopotencial* pretende sustituir al *metro dinámico (m_d)*, aún en uso, que se define como $10 J/kg$, en lugar de $9,8$.

Dada una superficie cualquiera en el planeta, su intersección con una familia convenientemente elegida de equigeopotenciales define "curvas de nivel" sobre la superficie inicial que dibujan, por así decirlo, su topografía energética, que habitualmente se denomina *topografía dinámica*. Si bien el término de topografía dinámica es apropiado para una superficie cualquiera, su uso se restringe corrientemente a la de la superficie libre del mar. El valor correspondiente a esas curvas de nivel suele darse en metros dinámicos o metros geopotenciales. Es frecuente que se use como cero de la topografía dinámica un nivel de referencia distinto del nivel del mar, *definido* más abajo, por ejemplo a una profundidad determinada bajo éste. La razón es la extrema dificultad en la medición directa de las desviaciones respecto del geoide, que no superan los diez metros en toda la extensión de la superficie oceánica (mientras que, como se dijo, el propio geoide se separa cientos de metros de una esfera perfecta).

3.4.2 Topografía dinámica y gradientes de presión.

Si la superficie de una región dada del océano no es horizontal, esto es, si tiene una topografía dinámica, las aguas inmediatas a la superficie sufrirán aceleraciones debidas a gradientes laterales de presión, y por tanto se verán impelidas a ponerse en movimiento o modificar el que tuviesen. Antes de explicar la aparición de tal gradiente y cómo calcularlo es necesario introducir varias definiciones útiles.

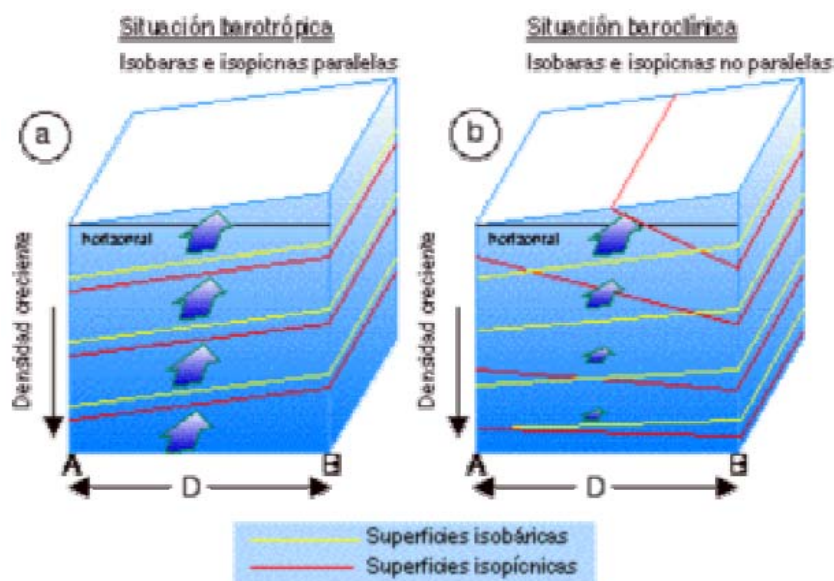
En el seno de un medio fluido como el mar la presión varía entre unos puntos y otros, aumentando, en general, conforme nos sumergimos. En lo que sigue, cuando queramos calcular la presión p a determinada profundidad, z , supondremos siempre que la columna de agua por encima del punto que consideremos está en equilibrio hidrostático. La presión dependerá pues tanto de la profundidad como de la densidad media en la columna de agua, d :

$$p(z) = p_0 + dgz$$

Llamamos *superficie isobárica*, o simplemente *isobara*, a cualquier superficie que satisfaga que todos sus puntos tienen igual presión. En una región en la que la presión atmosférica es "suficientemente" constante, la superficie del mar es una isobara.

Como ya sabemos, la densidad en el seno del océano también varía, dependiendo sobre todo de la temperatura y la salinidad. Llamamos isopícnas a las superficies sobre las cuales la densidad tiene el mismo valor en todos los puntos.

En el mar podemos distinguir, respecto a la densidad, dos situaciones básicamente distintas. Si la densidad varía de modo semejante a la presión, y por tanto isobaras e isopícnas son paralelas, se habla de una situación o *régimen barotrópico*. Por el contrario si las variaciones de densidad no están correlacionadas con las de presión (debido, por ejemplo, a una distribución irregular de salinidad), se habla de una situación o *régimen baroclínico*; las isopícnas están entonces inclinadas respecto a las isobaras.





Considérense los puntos A y B en la figura, situados en la misma horizontal. La presión en A es la atmosférica, mientras que en B está incrementada por el peso de la columna de agua soportada. Por tanto entre B y A hay un gradiente de presión de valor

$$\Delta p = -\frac{d_g g z}{D}$$

El gradiente de presión es una fuerza por unidad de volumen; dividiendo por la densidad obtenemos la aceleración correspondiente:

$$a_p = -\frac{1}{d_g} \Delta p = g \operatorname{tg} \theta$$

Nótese que esta ecuación se ha obtenido utilizando la hipótesis de equilibrio hidrostático local (en B).

A partir de un mapa de topografía dinámica de una superficie isobárica podemos calcular fácilmente a_p .

3.4.3 Flujo geostrófico

En cuanto las aguas inician su movimiento, impulsadas por el gradiente de presión, se ven sujetas a la acción de la aceleración de Coriolis, siempre perpendicular a la velocidad de la corriente, y de módulo $a_c = fv$, donde v es la velocidad de la corriente y f es el *factor de Coriolis* ($f = 2 \omega \operatorname{sen} \lambda$, ω es la velocidad angular de la Tierra = $2\pi / 86400 \text{ rad s}^{-1}$ y λ la latitud del lugar). La aceleración de Coriolis, al ser perpendicular al movimiento, no cambia la celeridad (es una *aceleración normal*) y por lo tanto no cambia tampoco la energía cinética del agua en movimiento.

La corriente, bajo la acción simultánea de la aceleración del gradiente de presión y de la de Coriolis, va modificando su dirección, cada vez más divergente de la inicial, hasta desplazarse perpendicularmente al gradiente de presión. En ese momento las dos aceleraciones se cancelan mutuamente, y la corriente continuará su movimiento sin acelerarse: se ha alcanzado el *equilibrio geostrófico*, y la corriente resultante se llama *corriente geostrófica*. En estas condiciones, de flujo geostrófico, se tiene pues



$$\operatorname{tg} \theta = \frac{fv}{g} \Rightarrow v = \frac{g}{f} \operatorname{tg} \theta$$

Estas son dos formas de la llamada *ecuación del gradiente*, y son válidas en circulación geostrófica para cualquier superficie isobárica (no sólo la superficial), siendo θ el ángulo que da la inclinación de tal superficie respecto a la horizontal. La segunda forma muestra que la velocidad del flujo geostrófico sólo depende de la latitud (a través de f) y de la inclinación de las superficies isobáricas.

Ahora podemos completar la interpretación iniciada antes de un mapa de topografía dinámica. Por lo ya dicho, si suponemos que la situación descrita por el mapa es de circulación geostrófica, las curvas de nivel, perpendiculares al gradiente de presión, son paralelas a la corriente, cuya velocidad es, utilizando la ecuación del gradiente:

$$v = a_p / f$$

La suposición de que el flujo es geostrófico está justificada si el movimiento se ha desarrollado durante un tiempo suficiente para que la acción de la aceleración de Coriolis sea significativa, y si otras posibles aceleraciones distintas de las del gradiente de presión (debidas, por ejemplo, a rozamientos con el fondo) pueden ignorarse.

Si la corriente circula en régimen barotrópico todas las isobaras tendrán la misma inclinación, con independencia de la profundidad, y por tanto la velocidad de la corriente geostrófica será también la misma en todas las profundidades.

3.4.4 Corrientes geostróficas en régimen baroclínico

En contraste con las condiciones barotrópicas, la corriente geostrófica que fluye en condiciones baroclínicas depende de la profundidad, ya que las variaciones de la densidad fuerzan a que las isobaras no se mantengan paralelas a la superficie conforme nos sumergimos.

A partir de la distribución de densidad podemos conocer sólo la divergencia, el cambio en la separación entre dos isobaras dadas. Por lo tanto sólo podemos deducir velocidades relativas de corrientes, esto es, de la corriente a cierta profundidad respecto a otra tomada como referencia. Sin embargo, si conocemos la pendiente de la isobara o la velocidad absoluta de la corriente a alguna



profundidad, podemos usar la distribución de densidad para calcular las velocidades geostróficas absolutas a otras profundidades. Varios cientos de metros por debajo de la superficie la fuerza que genera el gradiente horizontal de presión es varios órdenes de magnitud menor que cerca de la misma, por lo que con frecuencia se toma como nivel de referencia uno suficientemente profundo, en el que se suponen las isobaras horizontales. Las velocidades de corrientes relativas a dicho nivel se consideran pues como absolutas.

Con el procedimiento descrito es posible medir las corrientes geostróficas. Para ello es necesario realizar una serie de medidas de temperatura y salinidad hasta una profundidad de alrededor de 1 km en un número de puntos localizados (llamados estaciones). A partir de esos datos, se computan los gradientes de presión horizontal en un mapa de topografía dinámica. Si se unen puntos de igual topografía dinámica y se asume el efecto de Coriolis, entonces el flujo será teóricamente paralelo a las líneas. Cuando pongamos flechas en los contornos señalando la dirección apropiada, indicarán la dirección del flujo y se llamarán *líneas de corriente geostrófica*. El espaciado entre tales líneas nos da una idea de la velocidad del flujo. Donde estén muy poco espaciadas el gradiente de presión horizontal es grande y el flujo será muy rápido.

La corriente oceánica mejor estudiada, la del Golfo, y su análoga en el Pacífico, la corriente de Kuroshio, son ejemplos de corrientes aproximadamente geostróficas en régimen baroclínico.

3.4.5 Origen y mantenimiento de la topografía dinámica

¿Como se forman y mantienen las irregularidades en la superficie del mar? Para responder a esta pregunta examinemos la interacción entre viento, gravedad y efecto de Coriolis. Ya se ha discutido el efecto que el viento, a través del mecanismo propuesto por Ekman, tiene sobre el movimiento de las aguas superficiales.

Este efecto en gran escala da lugar a la topografía dinámica asociada a los anillos circulatorios de las corrientes superficiales. Los alisios del Noreste y los vientos del oeste en latitudes medias del hemisferio Norte empujan el agua, por medio del transporte de Ekman, hacia una zona intermedia donde se ve obligada a acumularse, combándose la superficie en las zonas centrales de los anillos circulatorios. Esta acumulación de agua cálida superficial es inestable, por su



inclinación respecto a la horizontal, de modo que se produce un aceleración (de presión) hacia el exterior del sistema. Esta aceleración se combina con la de Coriolis, desviando las aguas que se hayan desplazado hacia el exterior de la región *cum sole*, esto es, en sentido horario en el hemisferio norte y antihorario en el sur. El equilibrio entre todas las aceleraciones se alcanza cuando el agua fluye alrededor de la "cumbre" acuosa, paralelamente a los contornos de topografía dinámica, o líneas de corriente. La situación es estable puesto que si el agua se desviase hacia el centro del sistema volvería a ser expulsada por la aceleración de presión, mientras que si lo hiciese hacia el exterior sería devuelta a la trayectoria inicial por Coriolis. Este es un ejemplo muy ilustrativo de la situación de equilibrio geostrofico ya descrita antes.

Estos efectos pueden ser producidos tanto por los sistemas de vientos "climatológicos", de escala planetaria, asociados a la circulación general de la atmósfera, como por vientos debidos a sistemas de presión regionales. A los primeros corresponden los grandes anillos circulatorios oceánicos ya descritos, a los segundos están asociados los fenómenos descritos en el siguiente epígrafe.

3.4.6 Convergencias y divergencias

El arrastre del viento en la superficie del mar no sólo causa un movimiento horizontal en el agua, sino que también genera movimientos verticales. Cuando la tracción del viento o de los vientos en determinada región produce una *divergencia* en la superficie del agua, otra agua más profunda debe ascender para ocupar el lugar de la desplazada.

Contrariamente, cuando hay una *convergencia* de cuerpos de agua en superficie, debe producirse en algún momento un descenso de agua, ya que ésta no puede acumularse indefinidamente en la zona de convergencia; tiene lugar entonces un *hundimiento*.

El afloramiento de agua subsuperficial y el hundimiento de agua superficial pueden tener lugar en cualquier área oceánica, tanto en zonas costeras como en océano abierto. El *transporte de Ekman* es hacia la derecha del viento, causando divergencia en la superficie del agua y afloramiento. Bajo estas condiciones, la superficie del mar está más baja y la termoclina asciende. Este movimiento ascendente en respuesta al efecto del viento se conoce como *bombeo de Ekman*.



3.5 Instrumentación

Se utilizan una gran variedad de técnicas para la medición de corrientes superficiales. Se han mencionado ya las boyas derivantes y el cálculo de corrientes geostróficas baroclínicas a partir de medidas *in situ* de perfiles de temperaturas y salinidades y, a partir de estas, de densidades.

Se utilizan también correntímetros mecánicos, con un sistema de hélice acoplado a un dispositivo registrador que puede ser de bolas, en los modelos más clásicos, o eléctricos, en los más recientes. Estos últimos se utilizan cuando se quiere obtener un registro de gran duración, instalándose entonces de modo semejante a las cadenas de termistores, provistos de una unidad lectora-registradora electrónica.

Otra técnica actual de gran potencia son los *correntímetros Doppler*, basados en el eco que las partículas en suspensión en el agua devuelven de una señal sonora. Esta técnica permite la determinación de perfiles verticales de velocidad de resolución espacial y temporal muy superior a los correntímetros mecánicos.