

Oceanografía Física

Oceanografía física es el estudio de la física de los océanos y mares adyacentes y es por lo tanto parte de la geofísica. En las últimas décadas la oceanografía física pasó de ser una ciencia descriptiva a una ciencia explicativa y con poder de predicción y ha madurado en el campo de la física ambiental. Dentro de la oceanografía física se encuentra la oceanografía descriptiva y la oceanografía dinámica. Mientras que la primera describe las distribución y características de las masas de agua en los océanos, la oceanografía dinámica estudia las causas de los movimientos oceánicos.

El comportamiento de los océanos está fuertemente influenciado por la atmósfera a través de flujos de calor, el esfuerzo de los vientos y flujos de agua. Por lo tanto es necesario conocer la circulación atmosférica para poder comprender el movimiento oceánico. Así, en una primera instancia repasaremos las ideas básicas y describiremos los patrones de circulación de gran escala en la atmósfera, para luego sí concentrarnos en los procesos involucrados en la circulación oceánica.

1. Circulación general de la atmósfera

Cristobal Colón propuso alcanzar el este viajando hacia el oeste. No obstante, cuando salió de Portugal no viajó hacia el oeste, sino al sudoeste pues quería usar los, ya entonces conocidos, vientos alisios tropicales. En cambio, en su viaje de vuelta desde las Américas viajó primero hacia el norte para luego tomar hacia el este usando los vientos del oeste. ¿Por qué existen vientos del oeste en ciertas latitudes y del este en otras? George Hadley, un abogado londinense, propuso en 1735 una teoría que fue muy cercana a la que hoy consideramos correcta.

Para entenderla consideremos primero la brisa marina, esa circulación que se desarrolla en las costas durante el verano. La brisa es causada por la diferencia de temperatura entre el mar y la costa, causada a su vez por la diferencia en capacidades caloríficas de los dos medios. Esta diferencia de temperatura crea una diferencia de presión en superficie que genera vientos del mar a la playa. A su vez, el aire caliente en contacto con la tierra se vuelve liviano y se eleva. Esto provoca que la presión disminuya con la altura más despacio sobre la tierra que sobre el océano, creando así un gradiente de presión en sentido contrario y una circulación en la dirección contraria a la de superficie, cerrando el circuito (figura 1.1). De esta explicación se desprende que el aire (y el agua) tiende a ir de una region de mayor presión a otra región de menor presión (efecto tubo de pasta de diente).

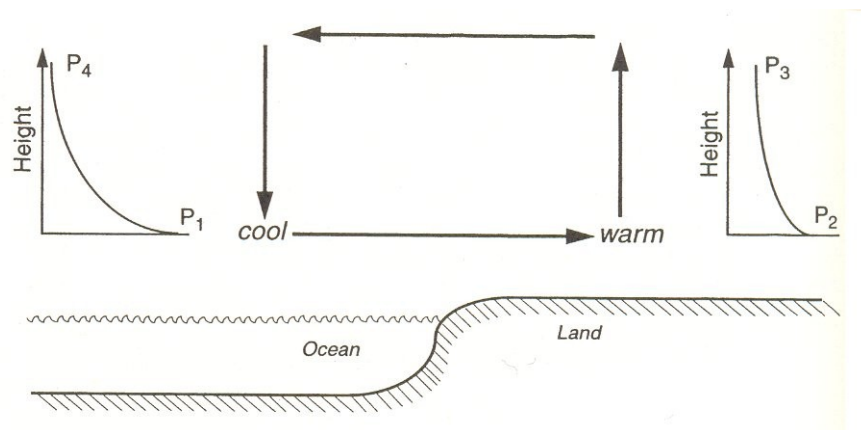


Figura 1.1 – Esquema simplificado de brisa marina.

Aplicando el mismo argumento que en la brisa marina, es de esperar que la distribución de radiación solar con la latitud cause que aire cálido se eleve en la zona ecuatorial y aire frío descienda en los polos. Una circulación hacia el ecuador en superficie y hacia los polos en altura cerraría el circuito (figura 1.2). Una circulación de este tipo se observa en Venus, pero no en la Tierra. En nuestro planeta los vientos predominantes son en la dirección longitudinal y no latitudinal. En particular, en la Tierra existen los vientos alisios en los trópicos y los vientos del oeste en los extratrópicos. Además, a una altura de unos 10 km existen las corrientes de chorro con dirección oeste-este, tan rápidas que aceleran los vuelos de los aviones hacia el este. La principal razón de la diferencia de circulación entre Venus y la Tierra es que nuestro planeta gira sobre su eje mucho más rápido: una vez al día, mientras que Venus gira 1 vez cada 243 días terrestres.

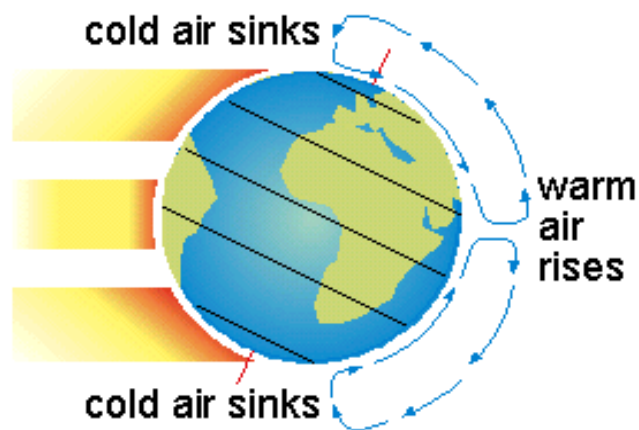


Figura 1.2 – Circulación atmosférica en un planeta que no rota.

Así, la rotación terrestre condiciona el tipo de circulación atmosférica de nuestro planeta. Como resultado de este efecto cada hemisferio en la Tierra no tiene una sino tres celdas

meridionales: celda de Hadley, celda de Ferrel y celda polar (Figura 1.3).

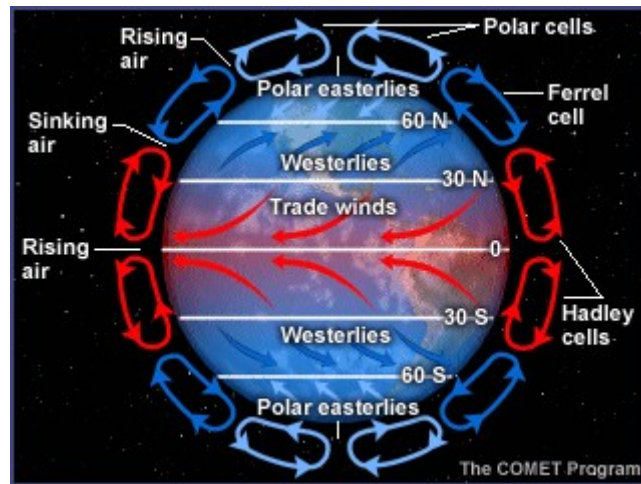


Figura 1.3 – Celdas medias de circulación en la atmósfera terrestre.

Cada una de estas celdas tiene una rama ascendente y otra descendente, así como vientos en altura y en superficie. El movimiento del aire causado por la diferencia de presión está afectado por 2 fuerzas adicionales: la fricción y Coriolis. Los vientos en capas bajas (capa límite) están afectados por la fricción debido a la rugosidad de la superficie lo cual retarda el movimiento del flujo y cambia su dirección; los vientos en altura se consideran que no son afectados por la fricción (atmósfera libre).

Por otro lado, el movimiento atmosférico (y oceánico) de gran escala está siempre afectado por la rotación terrestre y su asociada fuerza de Coriolis. La fuerza de Coriolis es aparente y es necesaria tomarla en cuenta porque estamos midiendo los vientos en un sistema de referencia que rota (fijo a la Tierra), o sea que es no inercial. Para ejemplificar el efecto de Coriolis consideremos una parcela que se mueve desde los polos hacia el ecuador en la atmósfera libre (figura 1.4). Mientras la parcela se mueve la Tierra rota hacia el este generando una desviación aparente de la trayectoria de la parcela: en el hemisferio norte la deflexión es hacia la derecha y en el hemisferio sur hacia la izquierda.

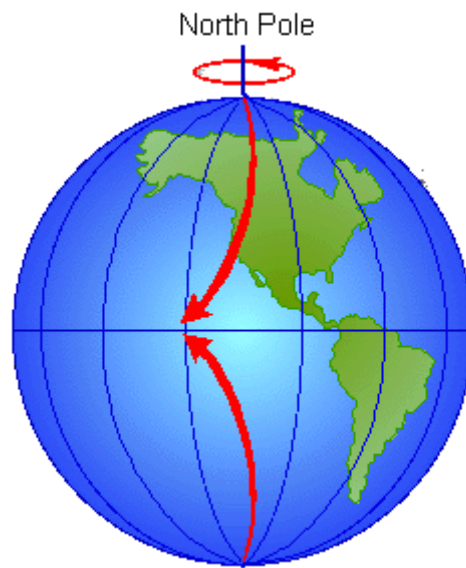


Figura 1.4 – Desviación aparente de la trayectoria de parcelas moviéndose hacia el ecuador desde los polos debido a la rotación terrestre.

Aplicaremos estos conceptos a la circulación de Hadley. En altura el flujo hacia los polos de las celdas de Hadley es desviado hacia el este en ambos hemisferios generando las corrientes en chorro de latitudes medias (figura 1.5).

Por otro lado el aire que desciende cerca de los 30° en cada hemisferio también es afectado por Coriolis. Parte de este aire retorna hacia el ecuador viajando cerca de la superficie y por Coriolis es desviado hacia el oeste, convirtiéndose en los vientos alisios. La otra parte del aire que desciende en los 30° viaja hacia los polos en superficie y es deflectada hacia el este. Este flujo sumado a la componente de superficie de las corrientes de chorro es responsable de los vientos del oeste en latitudes medias.

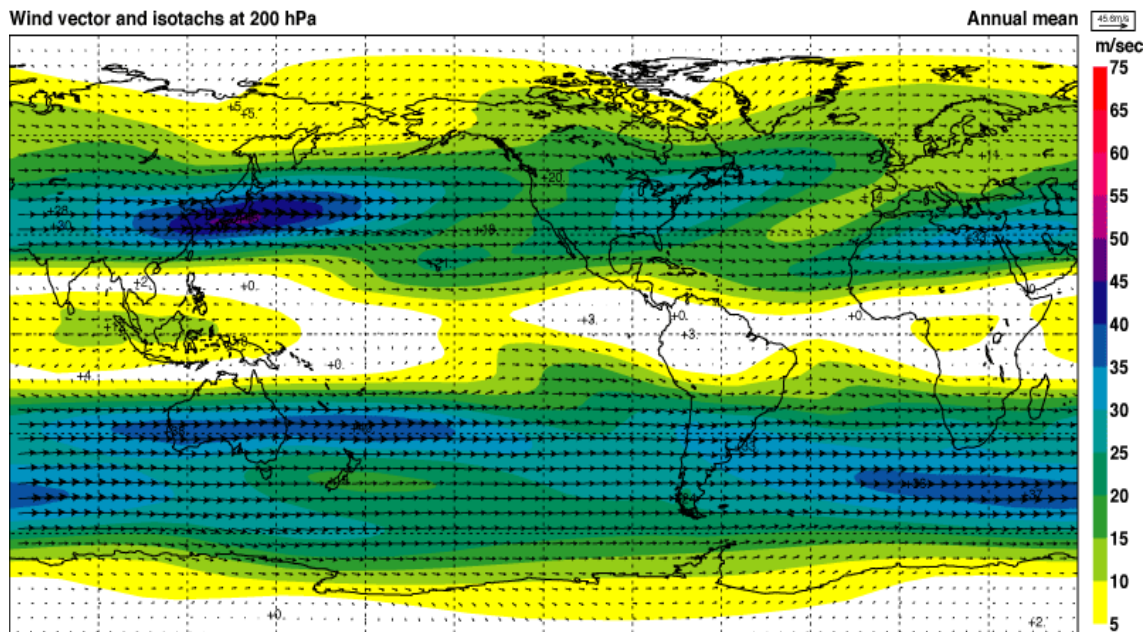


Figura 1.5 – Vientos medios en 200 mb durante todo el año. La zonas de azul intenso marcan los máximos regionales de la corriente en chorro.

Como resultado se obtiene el patrón de vientos en superficie que se observa en la figura 1.6, junto con la distribución de presión en superficie. Observar que si bien los patrones generales son similares en invierno y verano, existen variaciones significativas en los patrones de vientos y presión.

Asimismo, es importante notar que zonas de ascenso de aire como las regiones ecuatoriales coinciden con zonas de baja presión en superficie, mientras que zonas de descenso de aire como las regiones subtropicales oceánicas coinciden con altas presiones en superficie. Recordemos que las zonas de ascenso están caracterizados por fuertes lluvias ya que el aire ascendente se expande y se enfría de tal forma que el vapor de agua condensa y se forman nubes.

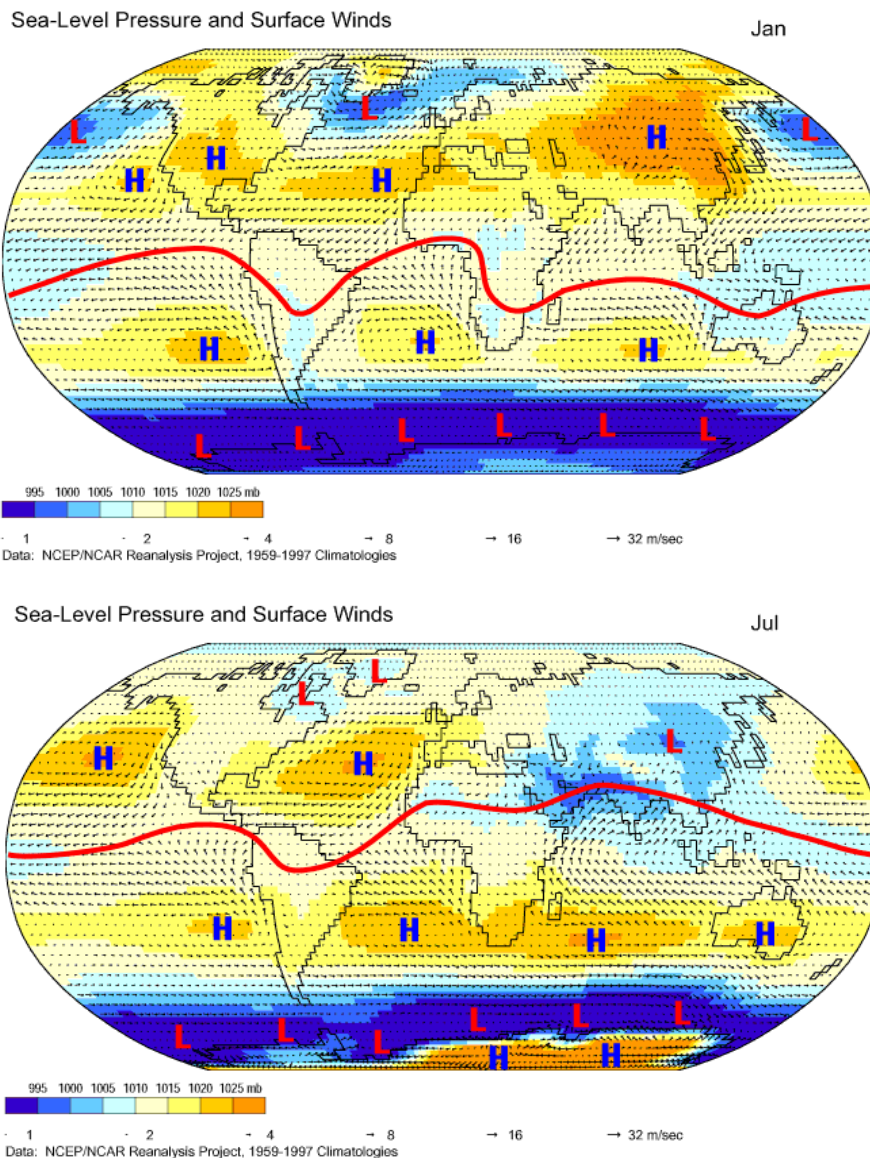


Figura 1.6 - Presión atmosférica al nivel del mar y vientos en superficie en enero (arriba) y julio (abajo). La línea roja marca aproximadamente la zona de ascenso de la celda de Hadley, mientras que las letras H y L denotan zonas de alta y baja presión en superficie.

Por otro lado, se observa que las zonas de alta presión subtropicales tienen asociados vientos que giran en sentido antihorario en el hemisferio sur y horario en el hemisferio norte. Las zonas de baja presión tienen vientos asociados en sentido opuesto. Esta relación entre vientos y presión es el resultado de la combinación de las fuerzas de Coriolis, de gradiente de presión y de fricción en la dirección horizontal. En forma matemática, la fuerza de Coriolis y de gradiente de presión (por unidad de masa) se pueden expresar de la siguiente forma:

$$\text{Fuerza Gradiente de presión} = FGP = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j}$$

$$\text{Fuerza de Coriolis} = FC = -fv \hat{i} + fu \hat{j}$$

siendo (u,v) los vientos horizontales en las direcciones (x,y), ρ la densidad del aire, p la presión y $f=2\Omega \sin\theta$, donde Ω es la velocidad de rotación terrestre y θ la latitud. El balance fundamental en la atmósfera (y el océano) se da entre la fuerza gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. En ese caso se cumple que $FGP=FC$ y se obtiene

$$u = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$v = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Esta relación se llama **balance geostrófico** y muestra que los vientos se mueven en dirección paralela a las líneas de igual presión en lugar de ir de mayor a menor presión (cruzando las isóbaras). La figura 1.7 muestra un esquema de circulación de vientos geostróficos en el hemisferio sur asociado a un gradiente de presión

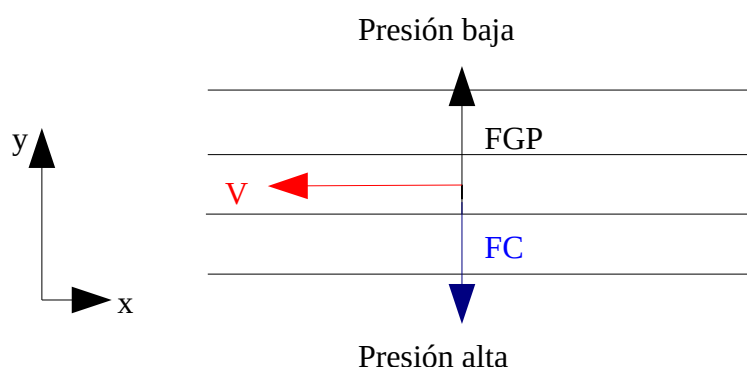


Figura 1.7 – Esquema de balance geostrófico en el hemisferio sur en ausencia de fricción.

Si bien el balance geostrófico vale estrictamente para isóbaras rectas, es una muy buena aproximación para isobaras curvas con radios de curvatura grandes. Es decir, en la atmósfera libre los vientos cumplen aproximadamente el balance geostrófico y tienden a ir en dirección paralelo a las isóbaras.

En la capa límite, donde el efecto de la fricción es importante el balance geostrófico no se cumple tan ajustadamente. En presencia de fricción el flujo se desacelera por lo que la fuerza de Coriolis no puede balancear completamente a la fuerza de gradiente de presión y el flujo adquiere una componente que cruza las isóbaras en sentido de mayor a menor presión (figura 1.8). Este efecto, por ejemplo, causa que los vientos que giran alrededor de la alta en el Atlántico sur tengan una componente “hacia afuera” del centro de alta presión lo cual es importante para la dirección de los alisios y vientos del oeste en superficie.

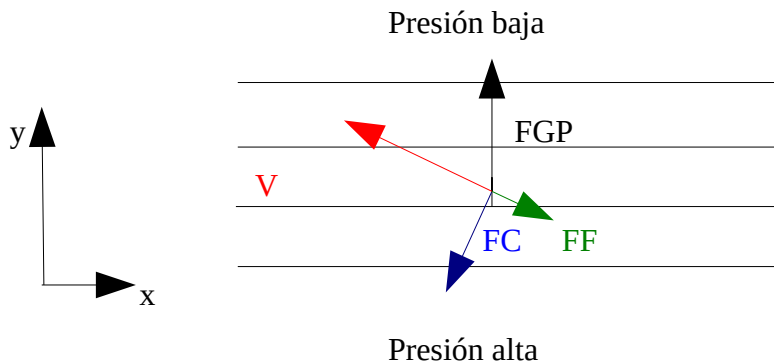


Figura 1.8 – Esquema de balance de fuerzas en la capa límite en el hemisferio sur.

Mientras que las condiciones atmosféricas en los extratropicos dependen críticamente de la intensidad y trayectoria de las corrientes en chorro, las condiciones en los trópicos dependen fundamentalmente de los patrones de temperatura de superficie. En un planeta cubierto de agua el aire asciende en el ecuador donde la temperatura es máxima y desciende en los subtrópicos, como en el modelo idealizado de Hadley. En la Tierra ese es casi el caso en los océanos Pacífico y Atlántico, donde los efectos de los continentes es mínimo. En esos océanos las regiones de convección están confinadas a las zonas de mayor temperatura de superficie del mar, ubicadas justo al norte del ecuador, y donde convergen los alisios. Además de estas zonas de convergencia, existen grandes áreas de convección en el Congo, el Amazonas, el continente marítimo en el Pacífico tropical oeste, el sudeste Asiático y el norte de Australia. Los vientos de superficie convergen en esos centros de baja presión donde el aire se eleva.

La diferente capacidad calorífica de océanos y continentes genera gradientes de temperatura que influyen la circulación atmosférica. No obstante, las diferencias de temperatura longitudinales no ocurren sólo entre continentes y océanos sino también en diferentes partes de los océanos. El ejemplo mas claro es la diferencia de temperatura de superficie del mar entre el océano Pacífico tropical este y el oeste, donde las temperaturas cerca de Perú pueden ser 10°C menores a las que hay cerca de Indonesia (figura 1.9). Esta diferencia de temperaturas da lugar a una circulación atmosférica, llamada celda de Walker (figura 1.10). En esta circulación el aire se eleva en el Pacífico ecuatorial occidental, viaja hacia el este descendiendo en el Pacífico oriental y luego es completada en superficie por la componente longitudinal de los alisios. Mientras que en el Pacífico oeste existen torres convectivas, en el Pacífico este el descenso de aire provoca la aparición de las nubes bajas tipo estratos que casi no producen lluvias y cubren las aguas frías de la costa peruana. En esta circulación el aire se mueve de mayor a menor presión y no existe el balance geostrófico, ¿por qué?

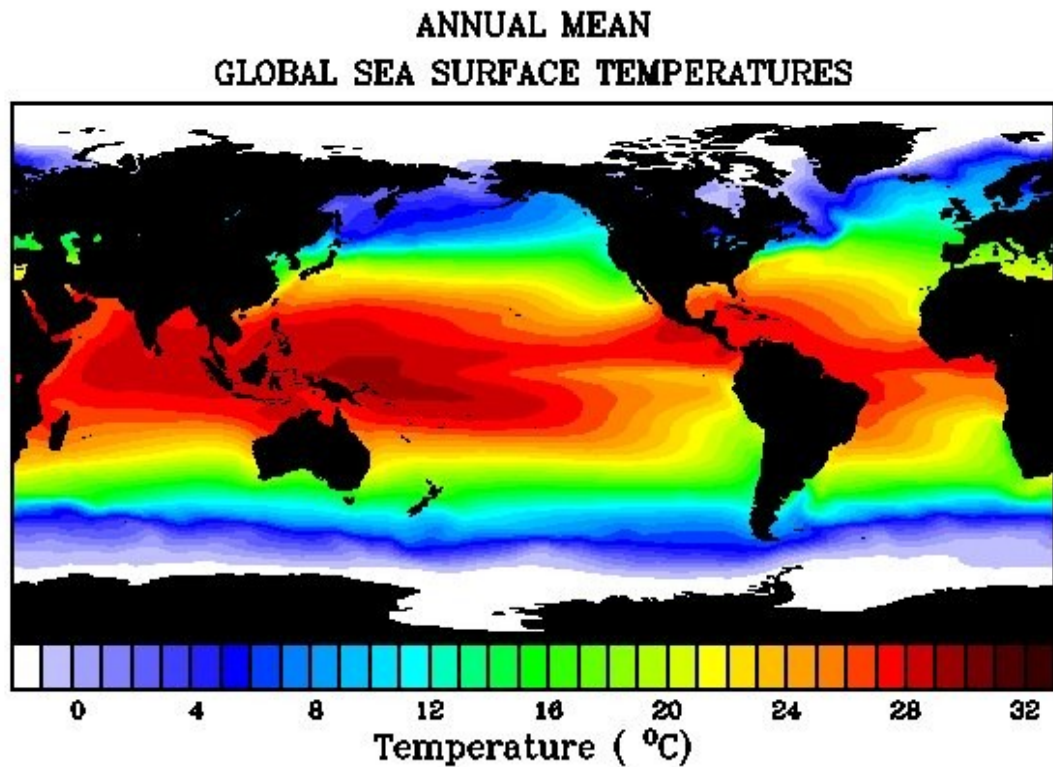


Figure 1.9 – Temperatura de superficie del mar media anual.

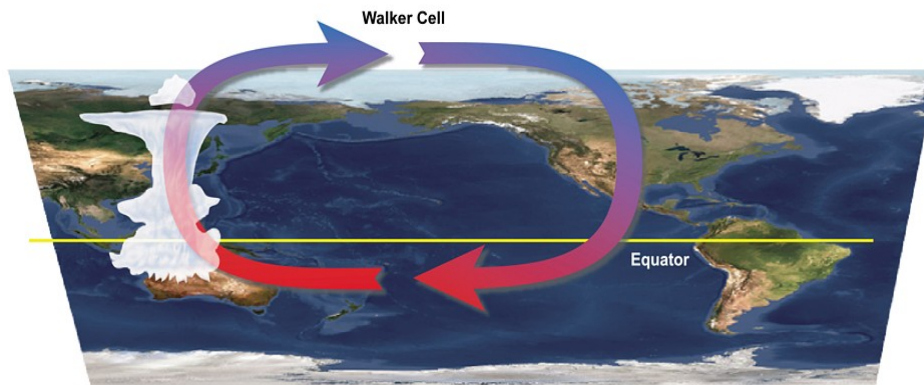


Figura 1.10 – Celda de Walker.

Si las aguas cálidas que están en el Pacífico oeste se expandieran, la región convectiva también lo haría, lo cual es exactamente lo que ocurre durante El Niño. Durante El Niño en el Pacífico este ecuatorial aumenta la temperatura de superficie, aumentan las lluvias, decrece la presión de superficie y disminuyen los alisios. Debido a este corrimiento hacia el este de la convección, el norte de Australia e India experimentan disminución de lluvias. Durante La

Niña ocurre lo opuesto: la piscina de aguas cálidas en el oeste se achica, y sobre el Pacífico este ecuatorial los alisios se intensifican y las lluvias decrecen (figura 1.11).

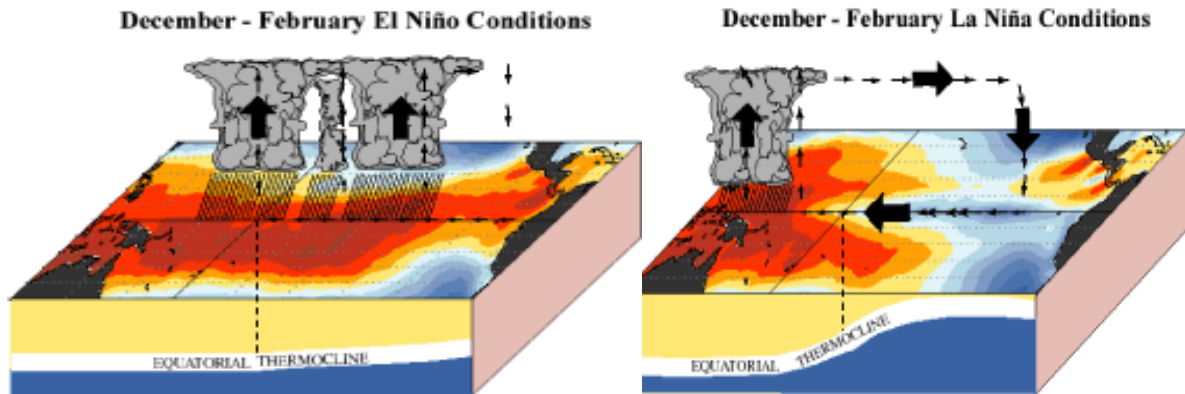
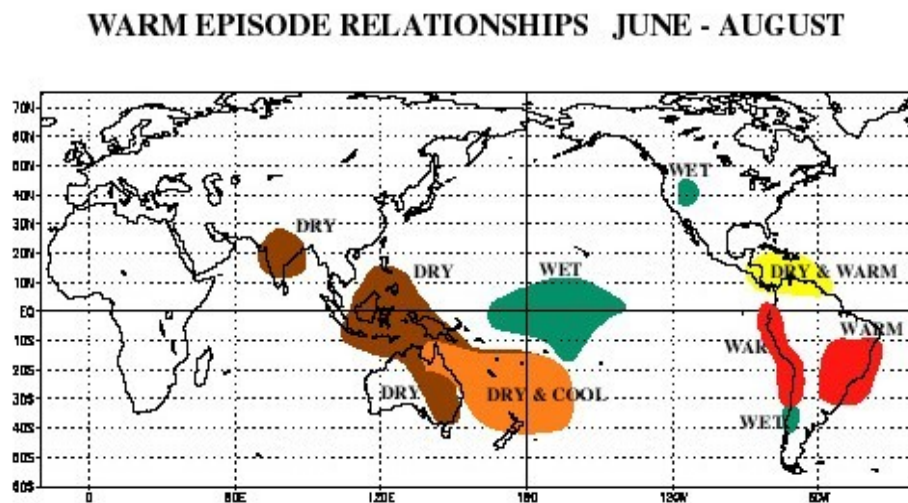


Figura 1.11 – Esquema de condiciones durante El Niño (izquierda) y La Niña (derecha).

El Niño afecta a todo el mundo, ya sea directamente debido a su influencia sobre el clima y el tiempo en las regiones que muestra la figura 1.12, o indirectamente a través de su efecto en la economía mundial.



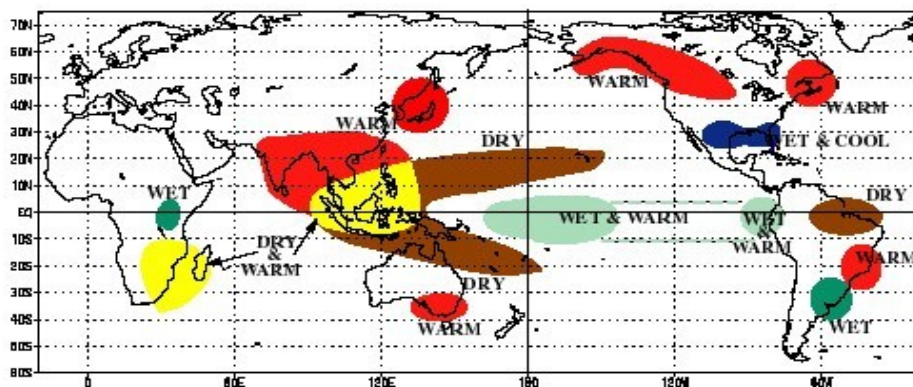
WARM EPISODE RELATIONSHIPS DECEMBER - FEBRUARY

Figura 1.12 – Efectos de El Niño en el clima global para junio-agosto (arriba) y diciembre-febrero (abajo).

Los fenómenos de El Niño mas intensos generan usualmente grandes inundaciones en Ecuador y Peru donde el calentamiento de las aguas de superficie en el Pacífico este está asociado con la desaparición de los peces costeros. También generan sequías desastrosas en el continente marítimo del sudeste de Asia y norte de Australia, así como patrones de circulación atmosférica anómala en America del Norte y del Sur, monsoones débiles, y precipitaciones por debajo de o normal en el sudeste africano. Estos cambios climáticos pueden reducir significativamente la cosecha de coco en las Filipinas y de anchovetas en Perú causando así un aumento en los precios de los jabones y detergentes que usan aceite de coco como ingrediente, en la comida hecha con pez para los pollos y de la soja que puede usarse como sustituto de ración para pollos. La gran cobertura noticiosa de los eventos Niño de las últimas décadas deja clara su importancia.

En un principio el nombre de El Niño le fue dado a una corriente cálida estacional que ocurre todos los años en las costas del Perú cerca de Navidad, moderando así las bajas temperaturas del Pacífico tropical este. Cada tantos años esta corriente es mas intensa que lo normal, penetrando mas hacia el sur, y trayendo abundantes lluvias a las áridas zonas costeras de Perú y Ecuador. Estas ocurrencias, se denominaban “años de abundancia”. Hoy el término El Niño describe estos “años de abundancia”, y no a la corriente veraniega estacional.

Hasta la década del '50 se pensaba que la ocurrencia de una corriente mas intensa que lo normal en las costas del Perú era un fenómeno local. No fue sino hasta el año 1957, Año Internacional de la Geofísica cuando se organizaron mediciones del océano global, que se determinó que el fenómeno de las costas del Perú tenía una escala que incluía todo el Pacífico tropical (por azar un evento Niño ocurrió en 1957). Los datos obtenidos mostraron que al mismo tiempo los vientos alisios estaban debilitados. Jacob Bjerknes, de la Universidad de California, propuso que el cambio en los vientos causó el cambio en las temperaturas de superficie del mar. ¿Pero, por qué estaban debilitados los vientos?

A comienzos del siglo XX, Sir Gilbert Walker, trabajando en el problema de los monsoones de la India, descubrió la existencia de la Oscilación Sur, una fluctuación interanual, coherente, en las condiciones atmosféricas que corresponde a un dipolo de presiones en el Pacífico: cuando la presión es alta en Tahiti (Pacífico suroriental), la presión es baja en Darwin (norte de Australia) como se muestra en la figura 1.13.

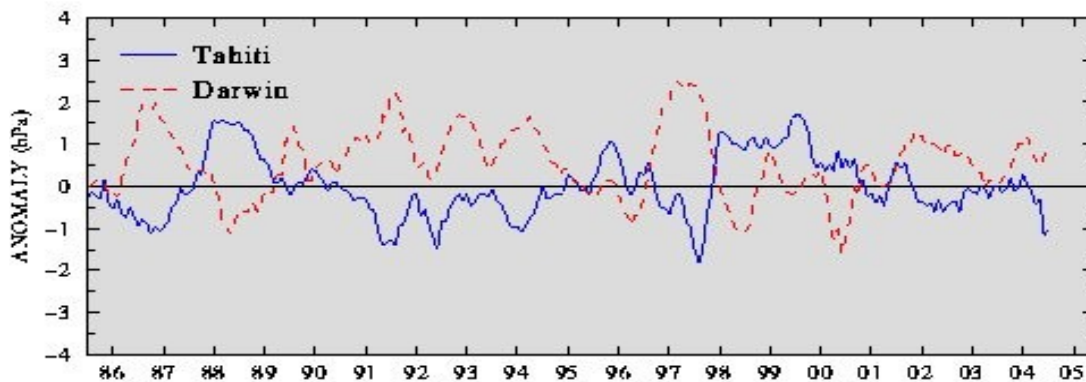


Figura 1.13 – Series temporales de anomalías de presión de superficie en Tahiti y Darwin.

La figura 1.14 muestra un mapa de correlación de la presión en superficie de Darwin con la presión de superficie global. El mapa muestra claramente la existencia de un dipolo en las variaciones de presión con un centro en Darwin y el otro centro de signo opuesto cerca de Tahiti.

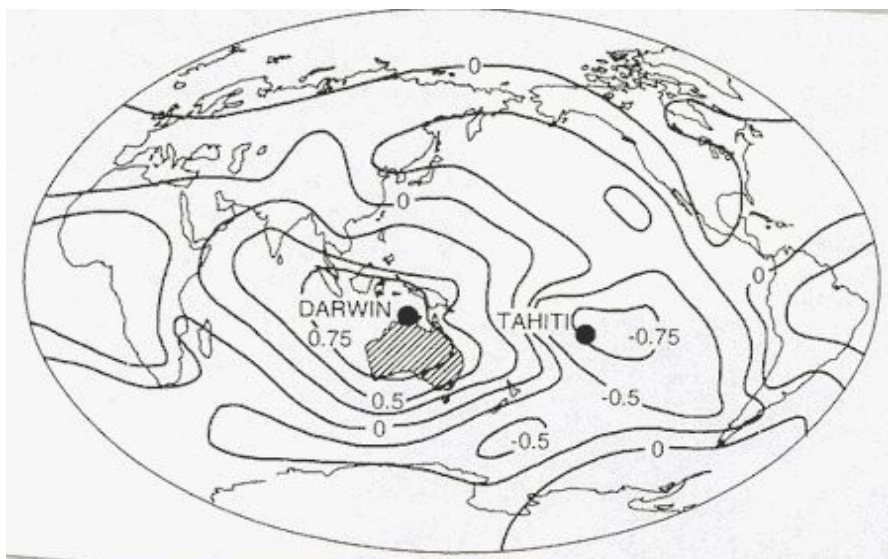


Figura 1.14 – Correlación de la presión en superficie en Darwin con la presión en superficie global.

Walker documentó también que la Oscilación Sur tiene un período de alrededor de 3-4 años en promedio, y que una baja presión en Tahiti y alta presión en Darwin coincidían con vientos alisios más débiles. Sus resultados fueron criticados pues Walker no pudo explicar la existencia de las oscilaciones coherentes globales, y quedaron en el olvido por varias décadas.

El interés en el trabajo de Walker revivió cuando Bjerknes usando los datos recabados en el 1957 propuso que los vientos alisios débiles en 1957 no sólo causaron la aparición de aguas cálidas en el Pacífico ecuatorial, sino que a su vez fueron inducidos por el incremento de temperatura de superficie del mar en el año. Este argumento circular implicó que el fenómeno no es estrictamente oceánico ni atmosférico, sino que es un producto de la interacción entre los dos medios.

Bjerknes luego generalizó y propuso que la continua Oscilación Sur encontrada por Walker, y no sólo el evento de 1957, era la causa y la consecuencia de patrones de temperatura de superficie del mar que cambian continuamente. Esto significa que el Niño no es un evento aislado, sino una fase de un ciclo. La fase opuesta de El Niño ha sido llamada La Niña. Comparado con el ciclo estacional que está forzado por la variación en la intensidad de la radiación solar, la Oscilación Sur corresponde a un modo natural de oscilación del sistema acoplado oceano-atmósfera, y es literalmente la música de las esferas (la atmósfera y la hidrósfera).

La Oscilación Sur es sólo un ejemplo de fluctuación climática; resulta de la interacción entre la atmósfera y el océano Pacífico. Otros ejemplos de fluctuaciones climáticas como sequías prolongadas en el Nordeste brasileiro, probablemente resulten de la interacción de la atmósfera, el océano, la tierra y los hielos. Las mismas herramientas que se han desarrollado para entender y predecir El Niño (modelos climáticos y una red de instrumentos que describen continuamente el estado de los componentes del sistema climático) son utilizadas para predecir la variabilidad climática en general. Anticipar El Niño es por lo tanto el primer paso hacia una predicción climática operacional que complementa la predicción del tiempo.

2. Circulación oceánica

En el siglo XIX el norteamericano Maury (1806-1873) realizó los primeros mapas detallados de vientos y corrientes en superficie y escribió el primer libro de Oceanografía Física llamado “The Physical Geography of the Sea”. Se convirtió así en el primer oceanógrafo físico.

Entre 1872 y 1876 se realizó la famosa expedición en el Challenger, motivada fundamentalmente por cuestiones de biología marina. Una de las hipótesis de la época era que no existía vida en el océano profundo (en este caso por debajo de los 540 m) debido a la inexistencia de luz y la gran presión, la llamada “hipótesis azoica” propuesta por E. Forbes. Bajo el liderazgo de W. Thomson se realizaron gran cantidad de medidas incluyendo 492 perfiles de temperatura a lo largo de la ruta. Se descubrieron 4717 especies nuevas y la “hipótesis azoica” fue demostrada incorrecta. Los resultados de la expedición fueron descritos en un reporte de 50 volúmenes conteniendo una increíble cantidad de información sobre los océanos.

Recién en 1925 se realizó la primera expedición dedicada a la oceanografía física. Entre 1925 y 1927 la expedición alemana en el Meteor realizó mediciones de temperatura y salinidad sobre una gran región del Atlántico. El CTD (Conductivity, Temperature, Depth), el instrumento que permite medir en forma simultánea y precisa la conductividad del agua de mar (y por lo tanto la salinidad) y la temperatura (además de la profundidad) fue inventada recién en 1955 por Bruce Hamon y Neil Brown. El CTD mide la temperatura a través de un termómetro de resistencia, mientras que las medidas de profundidad se hacen con un sensor de presión. El CTD es sumergido en una caja protectora y en general se lo usa en conjunto con otros instrumentos como una roseta de botellas Niskin para recolectar muestras de agua en diferentes profundidades a los efectos de medir sus propiedades químicas (figura 2.0). Una vez en el agua el CTD transmite en tiempo real, a través de un cable, los datos de las propiedades físicas del agua de mar a la computadora del barco.

Durante el Año Internacional de la Geofísica en 1957-1958 la cooperación entre varios países permitió realizar medidas sobre grandes dominios oceánicos y no restringirse únicamente a una de las cuencas. Como se menciona más arriba, durante este año, por ejemplo, se encontró que las anomalías de temperatura de superficie del mar asociadas al fenómeno de El Niño (justo ocurrió un evento en 1957!) cubrían una región mucho mayor del océano Pacífico que lo que se pensaba. Este descubrimiento permitió a Jacob Bjerknes conectar cambios en los vientos alisios con cambios en la temperatura de superficie del mar en el Pacífico este, convirtiéndose más tarde en el primer ejemplo claro de la importancia de la circulación oceánica en el sistema climático.

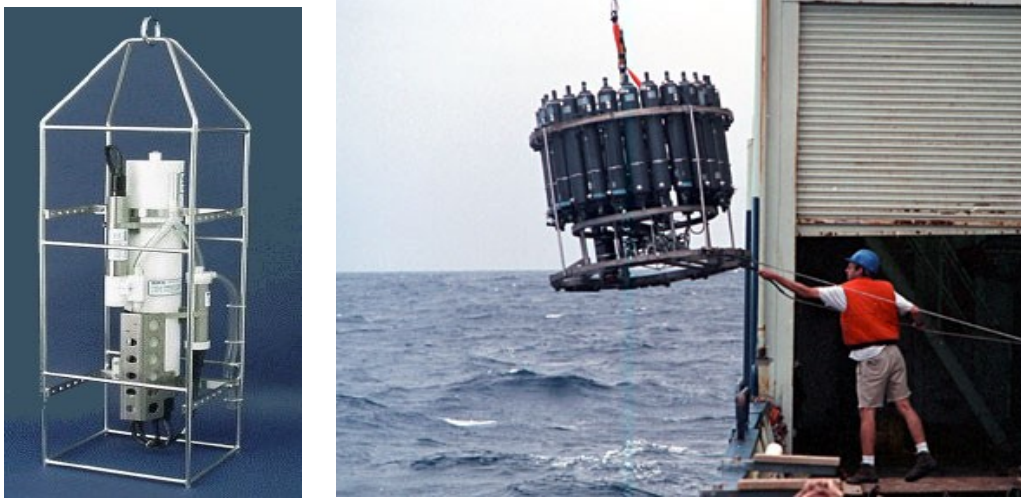


Figura 2.0 – CTD y roseta.

El World Ocean Circulation Experiment (WOCE), operacional desde 1985 a 1995, tuvo como finalidad medir, describir, modelar y comprender la circulación oceánica global. Se realizaron muchísimos transectos midiendo temperatura y salinidad en todos los océanos, muchos de los cuales fueron repetidos para determinar variaciones de largo plazo en estas variables. Los datos están disponibles en el sitio web <http://whpo.uscd.edu/> y pueden ser analizados usando el Ocean Data View software o el Java Ocean Atlas. La componente de modelación del programa dió lugar a una serie de modelos de circulación general oceánica que están disponibles para la comunidad. Otros programas internacionales donde el estudio de los océanos forma parte integral fueron el TOGA (Tropical Ocean Atmosphere Program), PIRATA, RAMA y el CLIVAR (Climate Variability) que aún estan funcionando.

El primer satélite para investigación oceanográfica, el SEASAT, fue lanzado en 1978 y, aunque estuvo en funcionamiento sólo por un mes, se realizaron importantes medidas de la topografía de la superficie del mar usando altimetría con radar. Hoy día se realizan medidas de la altura de superficie del mar (TOPEX, ERS), concentración de clorofila en superficie (SeaWiFS) y temperatura de superficie del mar (AVHRR) en forma rutinaria y con cobertura global. Estos datos estan disponibles para la comunidad, por ejemplo en <http://topex-www.jpl.nasa.gov/>.

En los últimos años se han venido dando los primeros pasos para un sistema de monitoreo global de los océanos. Por ejemplo, ARGO es un programa que consiste en mas de 3000 boyas a la deriva que miden temperatura y salinidad de 0 a 2000 m de profundidad (ver Figura 2.1). Esto permite, por primera vez, el monitoreo global y continuo de temperatura, salinidad y velocidad de las corrientes de los océanos globales. Los datos son transmitidos por cada boya y disponibles al público muy rápidamente (<http://www.argo.ucsd.edu/>).

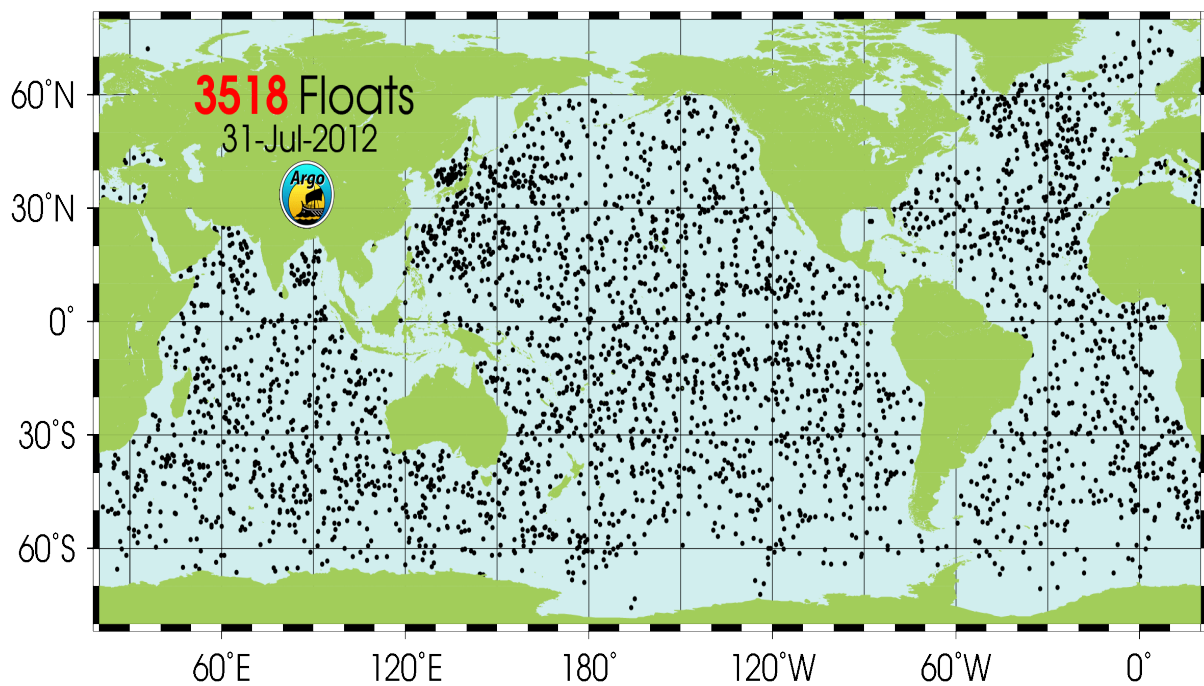
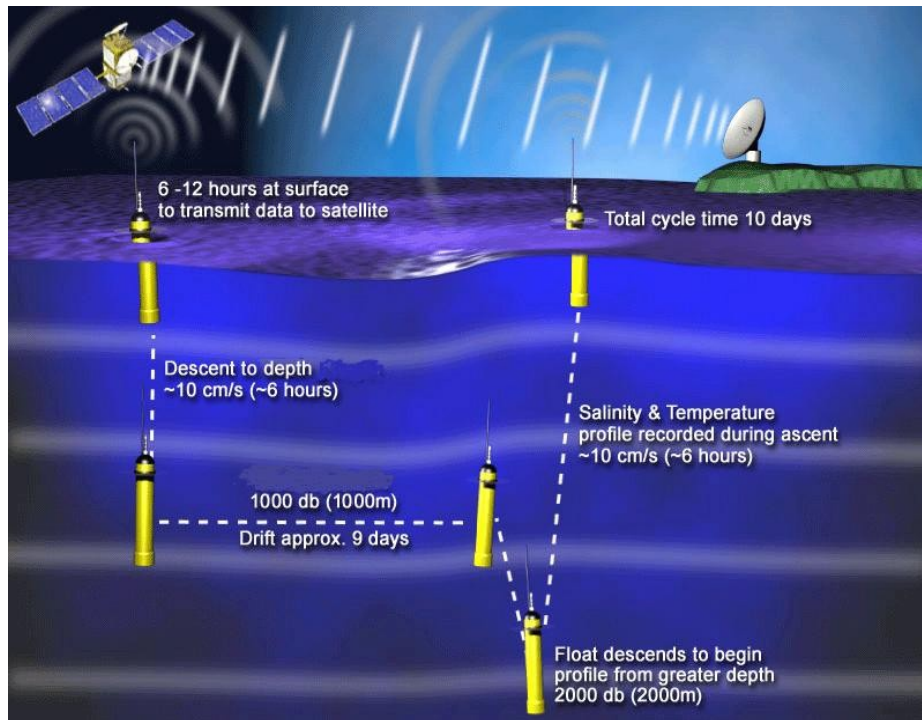


Figura 2.1 – Esquema de operación de una boya ARGO y cobertura espacial en julio de 2012.

En general, existen varias metodologías para medir corrientes, directas e indirectas. Una forma directa de medir corrientes es a través de la velocidad de un objeto que se mueve con la corriente usando, por ejemplo, un sistema de monitoreo satelital para saber la ubicación del objeto con el tiempo. Las boyas ARGO son un ejemplo de estos instrumentos lagrangianos, que pueden inclusive posicionarse en un nivel dado de densidad (figura 2.1).

Medidas directas de corrientes pueden también realizarse con un correntómetro sujeto a una cuerda en la columna de agua, lo cual mide la velocidad euleriana. El correntómetro consiste en un rotor para medir la velocidad y una veleta para medir la dirección del flujo (figura 2.2).

En los últimos años se ha empezado a medir corrientes usando instrumentos acústicos que miden la velocidad del agua por medio del efecto Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP). Este instrumento usa pulsos de sonido y cambios en la frecuencia al ser reflejado por partículas suspendidas en el agua: la frecuencia del pulso aumenta si el agua se acerca y disminuye cuando el agua se aleja.

La forma indirecta usa medidas hidrográficas de temperatura y salinidad para calcular corrientes, y se basa en la relación geostrófica entre corrientes y presión. Por último es posible medir corrientes de superficie mediante el uso de altimetría por satélites, también basado en el equilibrio geostrófico entre corrientes y altura de nivel del mar (ver sección 2.2).

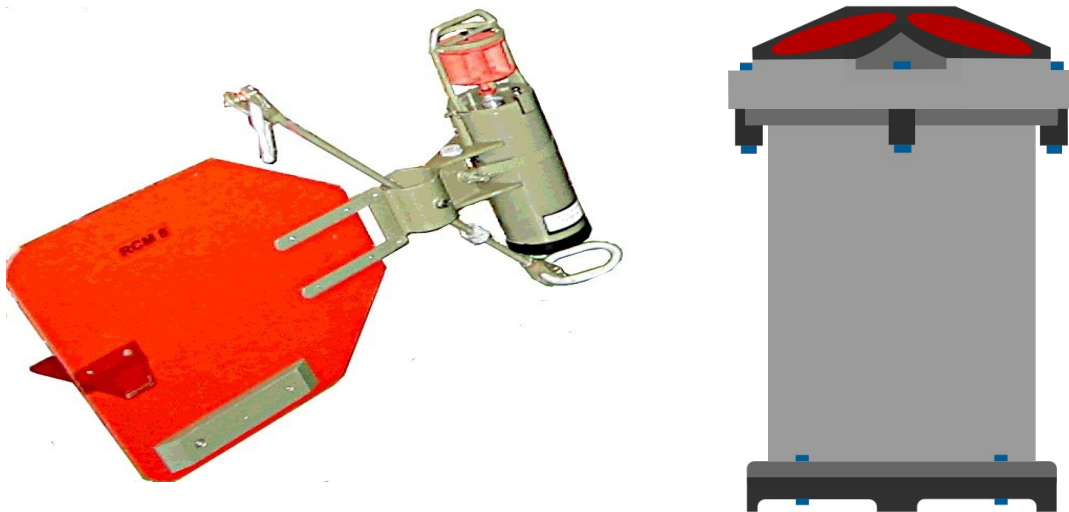


Figura 2.2 – Correntómetro de rotor (izquierda) y Acoustic Doppler Current Profiler (derecha).

La circulación oceánica es forzada fundamentalmente por los vientos y los flujos de calor en superficie (dejando de lado el forzante astronómico de las mareas). En un primer acercamiento es conveniente dividir la circulación oceánica en dos componentes: la circulación forzada por el viento y la circulación termohalina. La primera es directamente

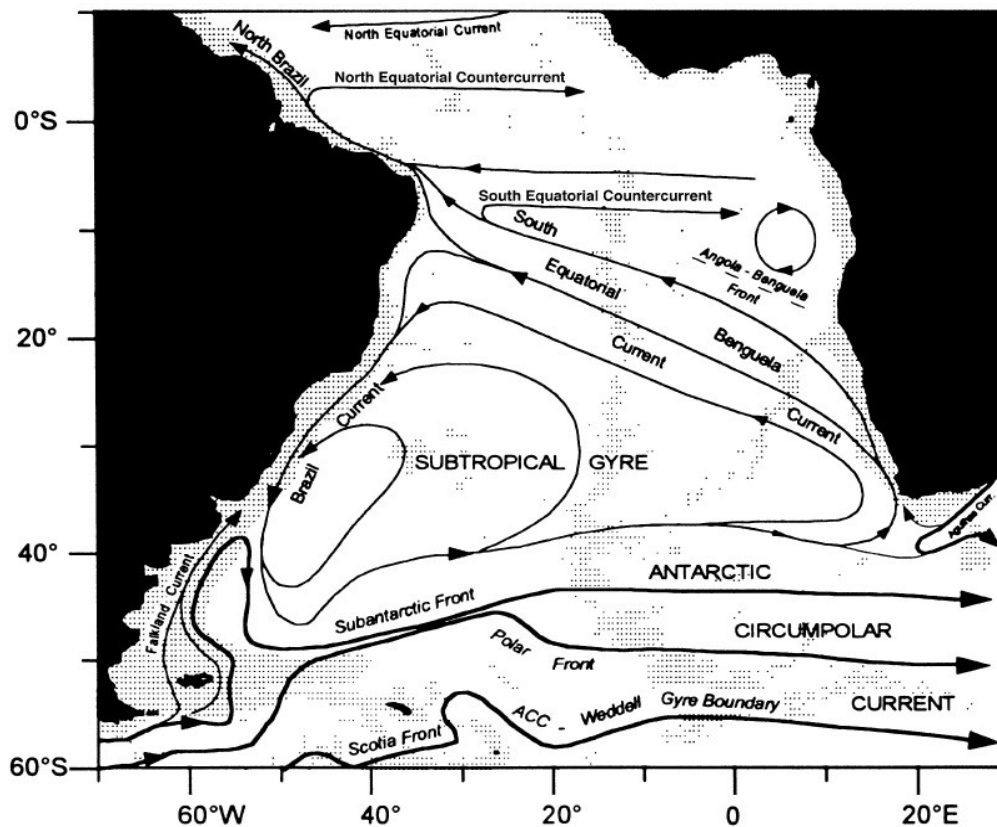
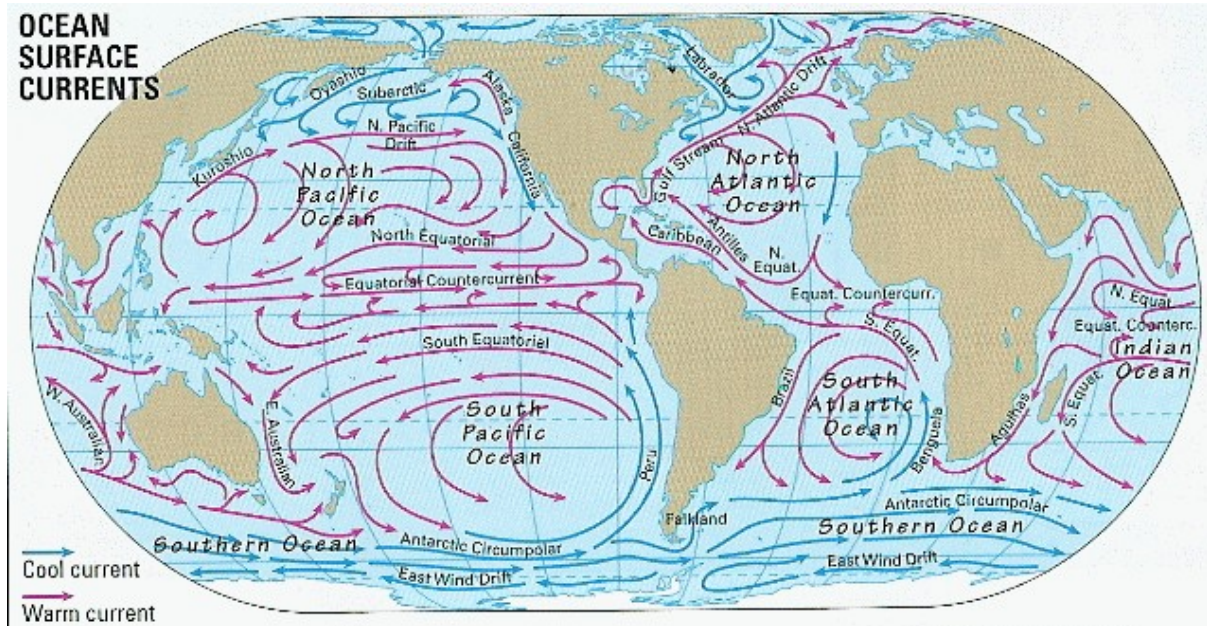
forzada por los vientos en superficie, mientras que en el caso de la segunda variaciones en la densidad debido a la distribución de T y S juegan el rol mas importante.

2.1 Circulación forzada por el viento

La figura 2.3 muestra un esquema de las corrientes superficiales y los vientos en superficie. Lo primero a notar es que las corrientes en superficie siguen los patrones de vientos medios; en particular hay corrientes hacia el oeste en el ecuador y hacia el este en latitudes medias lo cual da lugar a los “giros” subtropicales (antihorarios en el H.S. y horarios en el H.N.) en los océanos Atlántico y Pacífico, así como a giros subpolares.

La forma en que los vientos generan estas corrientes es bastante mas complicada que simplemente suponer que son producto directo del esfuerzo de los vientos sobre la superficie oceánica. Si ese fuera el caso uno esperaría que la intensidad de las corrientes y su dirección estuvieran directamente correlacionadas con los vientos y eso no ocurre; los giros oceánicos son asimétricos. Las corrientes en las margenes oeste de los océanos son muy intensas y profundas, como por ejemplo, las corrientes del Golfo y Kuroshio en el hemisferio norte, y en menor medida la corriente de Brazil y la de Agulas en el hemisferio sur. Por el contrario las corrientes en los bordes este de los océanos son mas débiles, como por ejemplo las corrientes del Perú y de California. En nuestra región, cerca de los 38°S convergen las corrientes de Brasil (cálida) con la corriente de Malvinas (fría) en la llamada Zona de Confluencia. La convergencia de las corrientes genera inestabilidades oceánicas que dan lugar a remolinos o anillos oceánicos teniendo como resultado una región de gran variabilidad espacial y temporal.

Es bueno resaltar que las corrientes no son estacionarias y constantes en el tiempo. Mientras que siempre existen las corrientes mas importantes, la intensidad y dirección de las mismas cambia constantemente en escalas de días, semanas y años. También se pueden desarrollar anillos que luego se separan de las corrientes principales. Como ejemplo se muestra el trayecto que recorrió una boya derivante en el Atlántico Sudoccidental (figura 2.4).



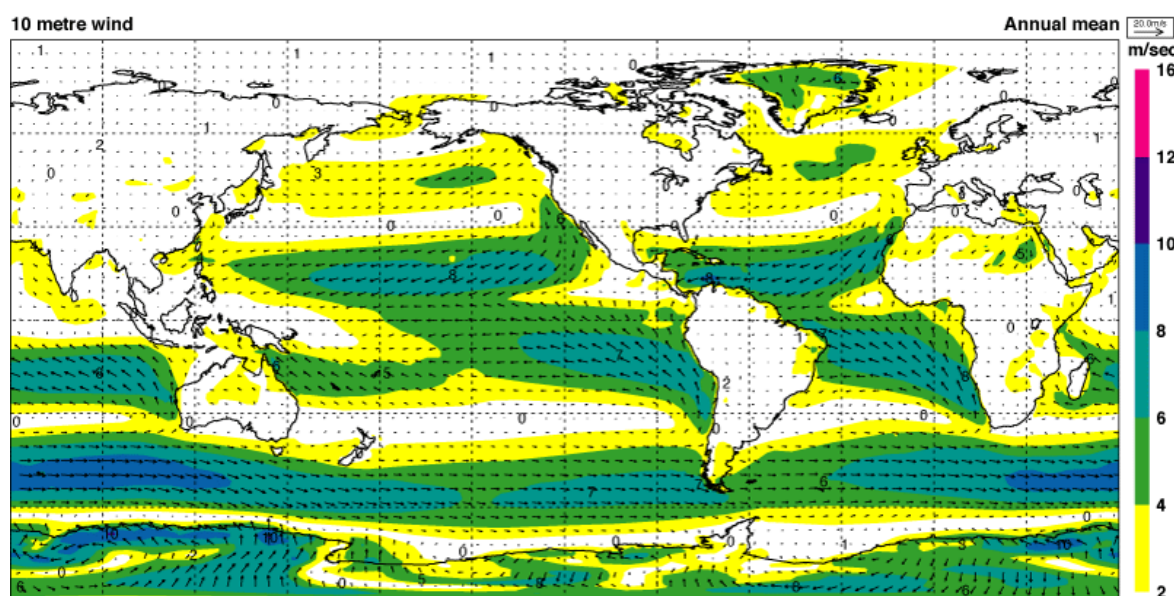


Figura 2.3 – Esquema de corrientes en superficie (arriba), en el Atlántico sur (medio) y vientos medios anuales a 10 m de altura (abajo).

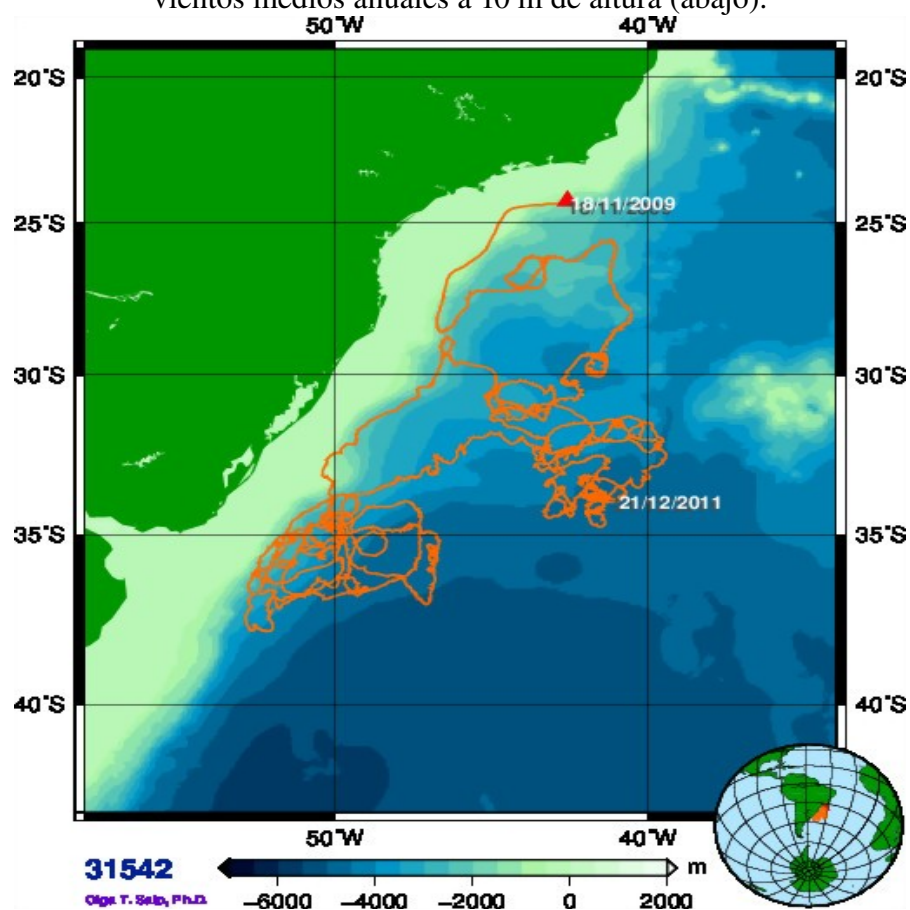


Figura 2.4 – Trayectoria de una boya lanzada el 18/11/2009 (triángulo rojo) hasta el 21/12/2011.

Para caracterizar la intensidad de las corrientes se usa el concepto de transporte de masa o de volumen. El transporte volumen es el flujo a través de una sección de área unidad por unidad de tiempo (ver figura 2.5)

$$\vec{Q} = \int \int \vec{u} \cdot \vec{n} dA$$

donde u es la velocidad horizontal y n es la normal al plano A . Por ejemplo para medir el transporte de la corriente de Brazil en 30°S se hace

$$\vec{Q} = \int \int_{z=0}^{z=2000m} \vec{u} \cdot \vec{n} dz dx$$

siendo x la distancia perpendicular a la costa.

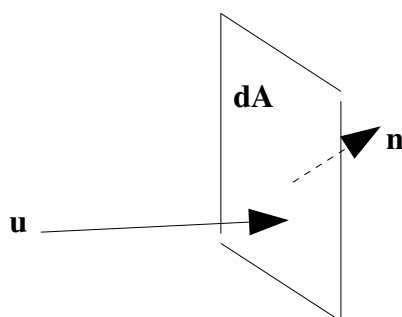


Figura 2.5 – Esquema de transporte de volumen

La tabla 2.1 muestra el transporte de volumen de las corrientes mas importantes medidos en Sverdrup (Sv) donde $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

De las corrientes de contorno oeste, la corriente del Golfo es la que transporta mayor volumen (88 Sv), seguida por la corriente de Agulhas. Notar que el ancho zonal de las corrientes es mucho mas pequeño que el ancho de la cuenca oceánica en todos los casos. En los lados este de las cuencas oceánicas existen corrientes mucho mas débiles que aquellas de contorno oeste y son generalmente mas anchas. Ejemplos estas corrientes son: la de California (12 Sv), de Canarias y de Benguela.

En la zona ecuatorial existen corrientes intensas tanto en el Pacífico como en el Atlántico: la corriente ecuatorial del sur y la corriente ecuatorial del norte. Cerca de 4 °N existe la contracorriente ecuatorial que va en dirección contraria a los vientos de superficie.

Por ultimo, la Corriente Circumpolar Antartica es la corriente dominante en el hemisferio sur que atraviesa el oceano Austral, en la única region del planeta donde el océano no tiene barreras meridionales. El transporte de esta corriente es cercana a los 140 Sv, el mayor de los océanos.

Transportes típicos de las mayores corrientes		
Corriente	Ubicacion	Valor
Agulas	31°S, Indico	70 Sv
Golfo	26°N, Atlantico	32 Sv
Golfo	38°N, Atlantic	88 Sv
Brazil	28°S, Atlantic	22 Sv
Kuroshio	25°N, Pacifico	22 Sv
Kuroshio	33°N, Pacifico	57 Sv
Este de Australia	30°S, Pacifico	22 Sv
CCA	150°E, Austral	147 Sv
CCA	60°E, Austral	137 Sv

Tabla 2.1 – Transporte de volumen de algunas corrientes

¿Cómo fuerzan los vientos el movimiento oceánico? Cerca de la superficie oceánica, en la capa límite, los vientos ejercen un esfuerzo directo sobre el océano a través de la fricción. Esa dinámica genera una respuesta oceánica en una capa de espesor de unos 30-70 m, llamada capa de Ekman donde el balance de fuerzas se da entre la fricción y Coriolis. El comportamiento estacionario de las corrientes en la capa se muestra en la figura 2.6 y consiste en una espiral con velocidades menores a medida que descendemos en la columna de agua. En superficie la corriente forma 45° con la dirección del viento, siendo el sentido del giro dependiente del hemisferio: a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur.

Si integramos verticalmente las corrientes en la capa de Ekman encontramos el transporte de Ekman que es siempre perpendicular a la dirección de los vientos siendo hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur (figura 2.7).

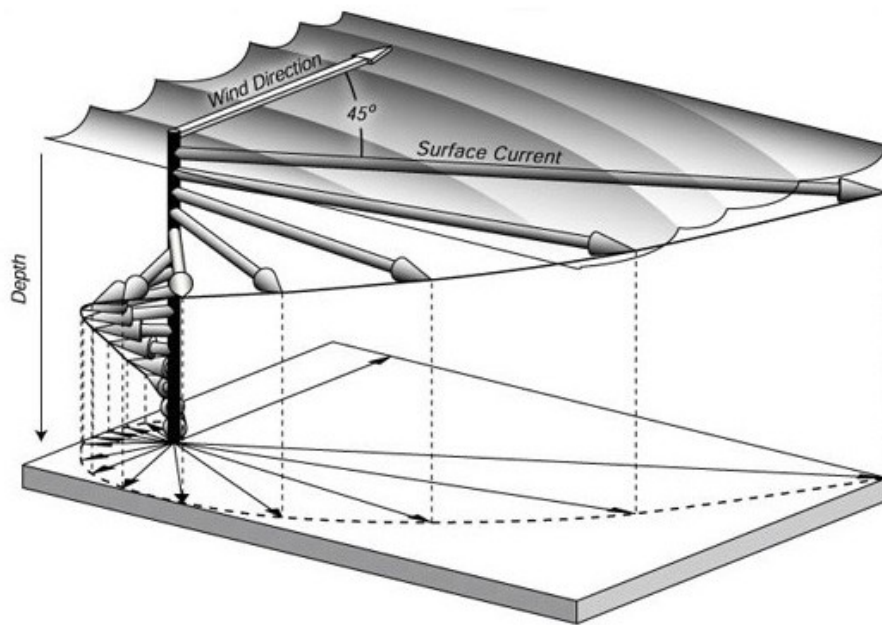


Figura 2.6 – Espiral de Ekman en el hemisferio norte.

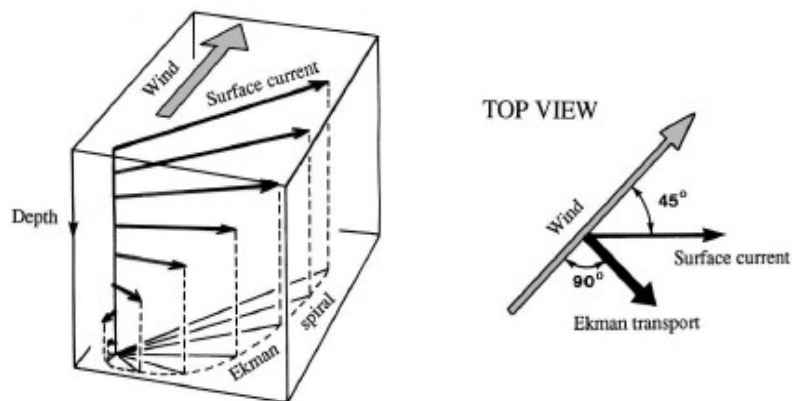


Figura 2.7 – Transporte de Ekman en el hemisferio norte.

Como consecuencia del transporte de Ekman cuando soplan vientos en forma paralela a la costa puede ocurrir el fenómeno de afloramiento costero. Supongamos vientos del sur que soplan a lo largo de la costa de Perú. Debido a la dinámica de Ekman esos vientos inducirán un transporte de Ekman hacia la izquierda de tal forma que el agua en superficie se trasladará hacia el oeste lejos de la costa. Esta agua sólo puede ser reemplazada por agua que está por debajo de la capa de Ekman: el afloramiento (figura 2.8). Dado que las aguas que emergen son frías, el afloramiento da lugar a una región de aguas frías en la superficie a lo largo de la costa (figura 2.9). Estas aguas frías modulan el clima regional de tal forma que esta regiones tienden a tener niebla, nubes bajas en forma de stratos, y una atmósfera muy estable con poca

convección y lluvia.

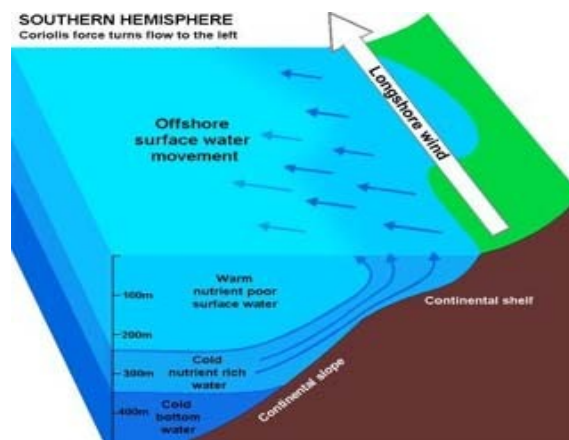


Figura 2.8 – Esquema de afloramiento costero en el H.S.

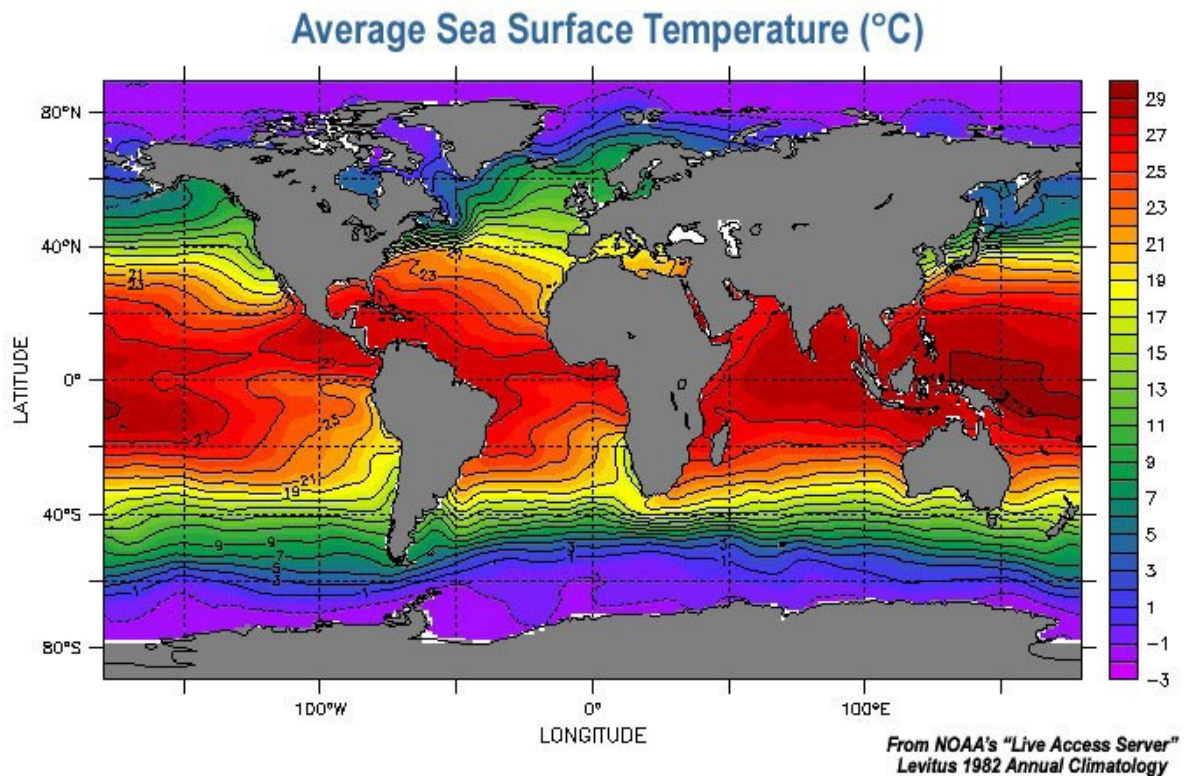


Figura 2.9– Temperatura media anual de superficie del mar.

El agua que aflora no es sólo más fría que la de superficie sino que también tiene una mayor concentración de nutrientes. Los nutrientes fertilizan al fitoplancton aumentando la productividad primaria en la capa límite la cual se transfiere a lo largo de la cadena trófica. Así, las regiones con afloramiento costero son aguas muy productivas y donde se encuentran las zonas pesqueras más importantes a nivel mundial: Perú, California, Somalia, Marruecos y Namibia (figura 2.10, 2.11).

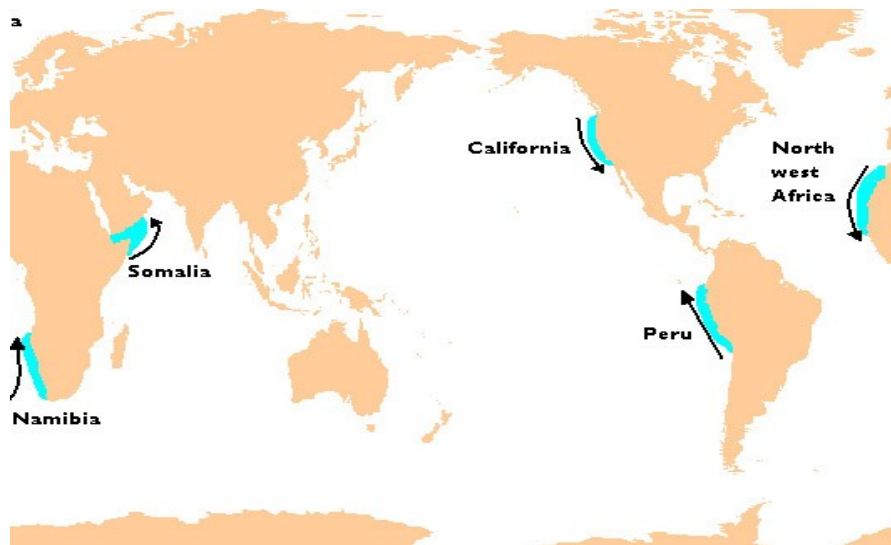


Figura 2.10 – Principales regiones de afloramiento costero.

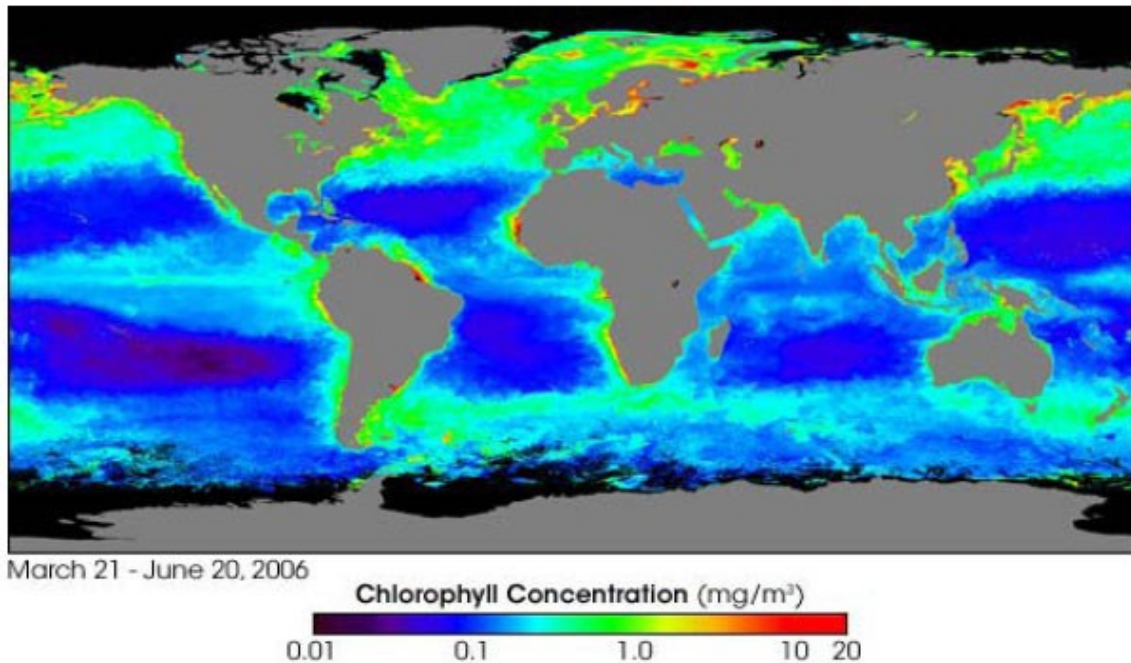


Figura 2.11 – Concentración de clorofila en el océano durante primavera boreal.

En la region ecuatorial existe afloramiento debido al esfuerzo de los vientos alisios y al cambio de signo de la fuerza de Coriolis. Al sur del ecuador la fuerza de Coriolis desvía las corrientes inducidas por los vientos alisios hacia el sur, mientras que al norte del ecuador lo hace hacia el norte. Así el ecuador es una zona de divergencia en superficie y este vacío debe ser llenado con aguas subsuperficiales mas frías y con mas nutrientes (figura 2.12).

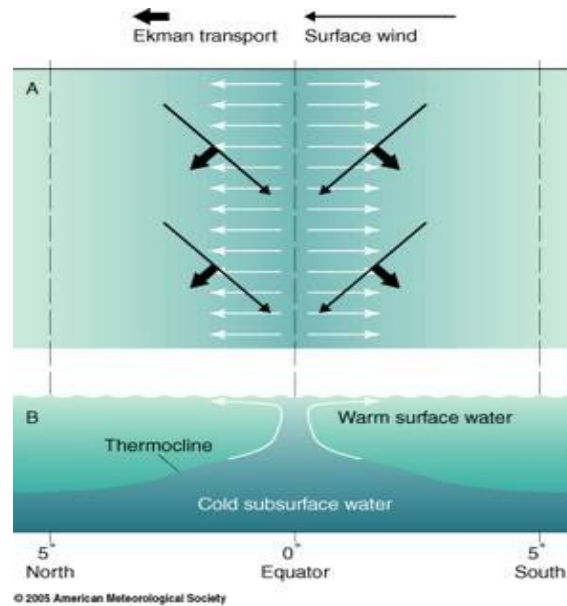


Figura 2.12 – Afloramiento ecuatorial.

Es importante notar que bajo condiciones favorables de vientos es posible crear remolinos oceánicos con afloramiento local lejos de la costa o el ecuador. Por ejemplo, si se tiene un centro de baja presión en el hemisferio sur los vientos circulan en sentido horario. Por lo tanto, el transporte de Ekman en el océano es hacia afuera del centro lo cual causa una divergencia en superficie y afloramiento.

La dinámica de Ekman es también responsable de la existencia de los giros oceánicos que se observan en la figura 2.3. Consideremos la cuenca del Atlántico sur. De acuerdo a la figura 2.3 los vientos al norte de 30°S son hacia el noroeste (los alisios) y al sur de 30°S son hacia el este. Por lo tanto el transporte de Ekman al norte de 30°S es hacia el suroeste, mientras que al sur de 30°S es hacia el norte, generando una convergencia cerca de los 30°S. Así, el transporte de Ekman causa una acumulación de agua en 30°S, elevando el nivel del mar cerca de 1 m, altura para la cual la fuerza gradiente de presión que intenta sacar el agua del centro hacia afuera es balanceada por la fuerza de Coriolis llegando al balance geostrófico. En este equilibrio, al igual que en la atmósfera, las corrientes giran alrededor del centro de alta presión (nivel del mar alto) en sentido antihorario en el hemisferio sur. Este proceso genera así corrientes que tienden a seguir la dirección de los vientos en superficie, pero no son consecuencia directa del arrastre de los mismos. Esto ocurre en todas las cuencas generando los giros oceánicos subtropicales y subpolares.

2.2 Corrientes geostróficas, nivel del mar y mediciones de T y S.

Como mencionamos arriba las corrientes oceánicas están en equilibrio geostrófico, o sea que en la horizontal existe un balance entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Por otro lado, en el océano la presión a una profundidad determinada está muy

relacionada con el campo de densidades a través de la relación hidrostática

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_o g$$

donde ρ_o es la densidad oceánica. La densidad, a su vez, depende de la temperatura T y la salinidad S a través de la ecuación de estado. Por lo tanto, si medimos las variaciones de T y S en las direcciones horizontal y vertical es posible determinar el campo de densidades y luego el campo de presiones. Por último, usando la relación geostrófica y asumiendo una profundidad donde se conocen las corrientes, es posible calcular las corrientes en toda la columna de agua.

En general se considera que en el océano existe un nivel de no movimiento, que está cercano a los 2000 m y se calcula las corrientes oceánicas con respecto a ese nivel. Esto es claramente una aproximación, que si bien es muy buena en muchos casos, no es la solución ideal.

Hoy día es posible calcular las corrientes en superficie usando altimetría de satélites. Desde hace unos años los satélites han comenzado a proveer mediciones directas de las variaciones en la altura del nivel del mar. La altura del nivel del mar es, a su vez, una indicación de la presión. Usando geostrofismo es posible así calcular las corrientes, de la misma forma que calculamos los vientos. Por ejemplo, el nivel del mar es más alto en la porción oeste de las cuencas oceánicas, marcando la existencia de los giros, como mencionamos arriba. A su vez, se ve que el gradiente de altura es mayor cerca de las costas oestes. Asociando un mayor nivel del mar a una alta presión, podemos deducir la existencia de las intensas corrientes en las costas oestes subtropicales que viajan hacia los polos y las débiles corrientes que viajan hacia el ecuador en el lado este de las cuencas (figura 2.13).

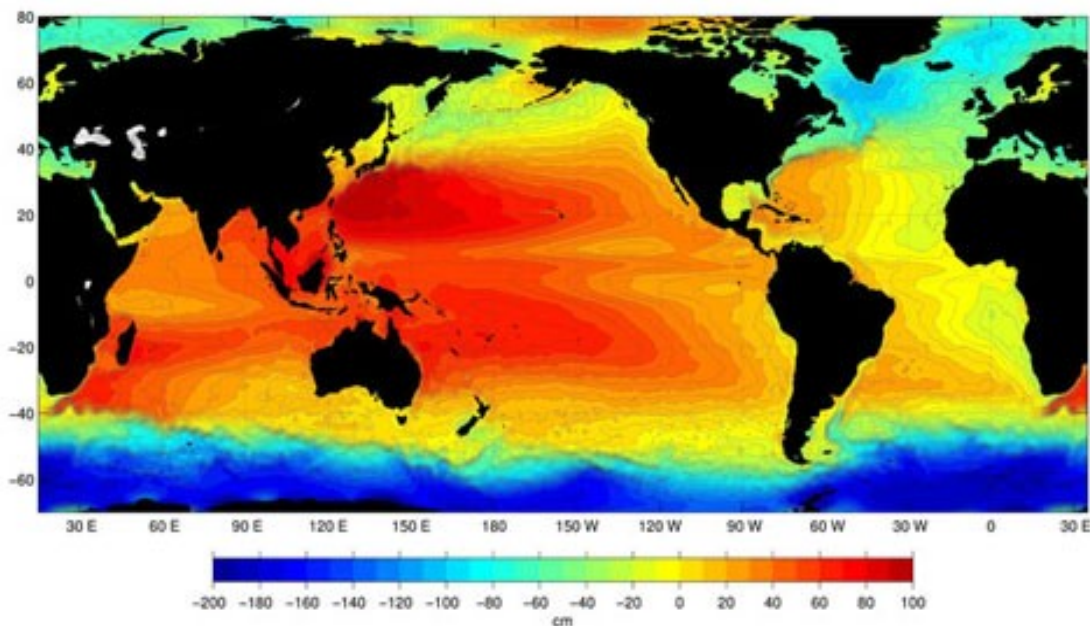


Figura 2.13- Altura del nivel del mar media anual. Las corrientes son paralelas a las líneas de igual altura.

La altura del nivel del mar es 50 cm mayor en el Pacífico ecuatorial oeste que en el este. Fuera del ecuador la fuerza de Coriolis impide que el agua fluya de mayor a menor altura (presión). No obstante, sobre el ecuador, donde la fuerza de Coriolis se vuelve despreciable es posible para el agua desplazarse de mayor a menor presión. No obstante, los vientos que prevalecen en el ecuador, los alisios, van de este a oeste y conducen el agua en esta dirección. Por lo tanto, la corriente ecuatorial que fluye de oeste a este ocurre por debajo de la superficie. Esta corriente, llamada Corriente Subsuperficial Ecuatorial es comparable en intensidad a la corriente del Golfo. Fluye justo por debajo de la superficie, teniendo su máximo a una profundidad de 100 m. Su ancho es de sólo 200 km, pero se extiende a lo largo de los 15.000 km de extensión del Pacífico (figura 2.14).

Las desviaciones del nivel del mar con respecto a su climatología permiten observar cuan dinámico es el océano. Por ejemplo, la figura 2.15 muestra el campo de anomalías de nivel del mar para el 31/3/2013 en el Atlántico Sur. La región de la Confluencia Brasil-Malvinas se aprecia muy claramente caracterizada por la existencia de anillos de diferente tamaño. Recordando que las anomalías de altura de nivel del mar se pueden asociar a anomalías de presión, se puede usar la relación geostrófica para calcular las corrientes geostróficas anómalas en superficie. Por ejemplo, el máximo relativo de altura de nivel del mar entre [37S-40S, 50W-45W] tendrá asociado corrientes en sentido antihorario alrededor del centro.

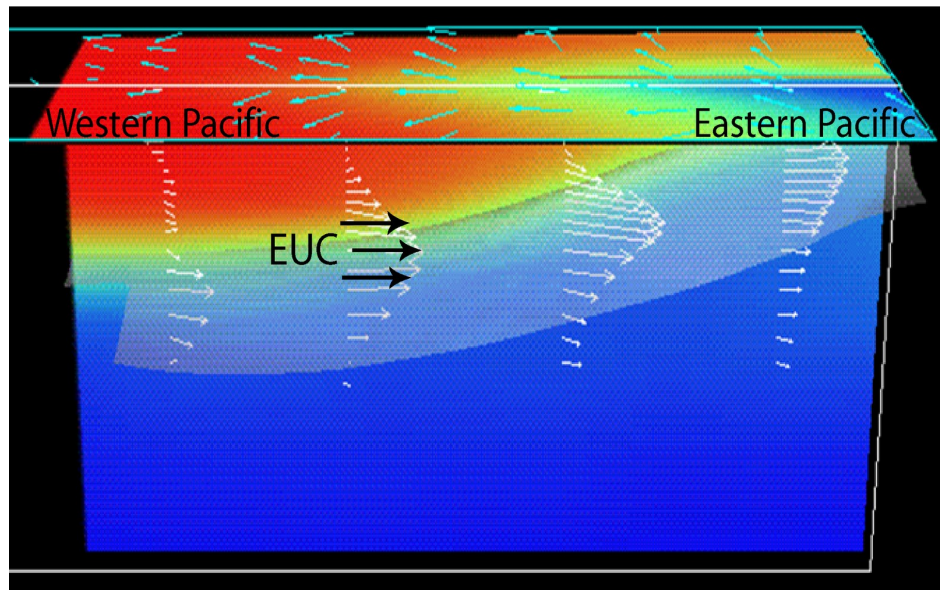


Figura 2.14 – Transecta a lo largo del Pacífico ecuatorial. EUC=Equatorial Undercurrent.

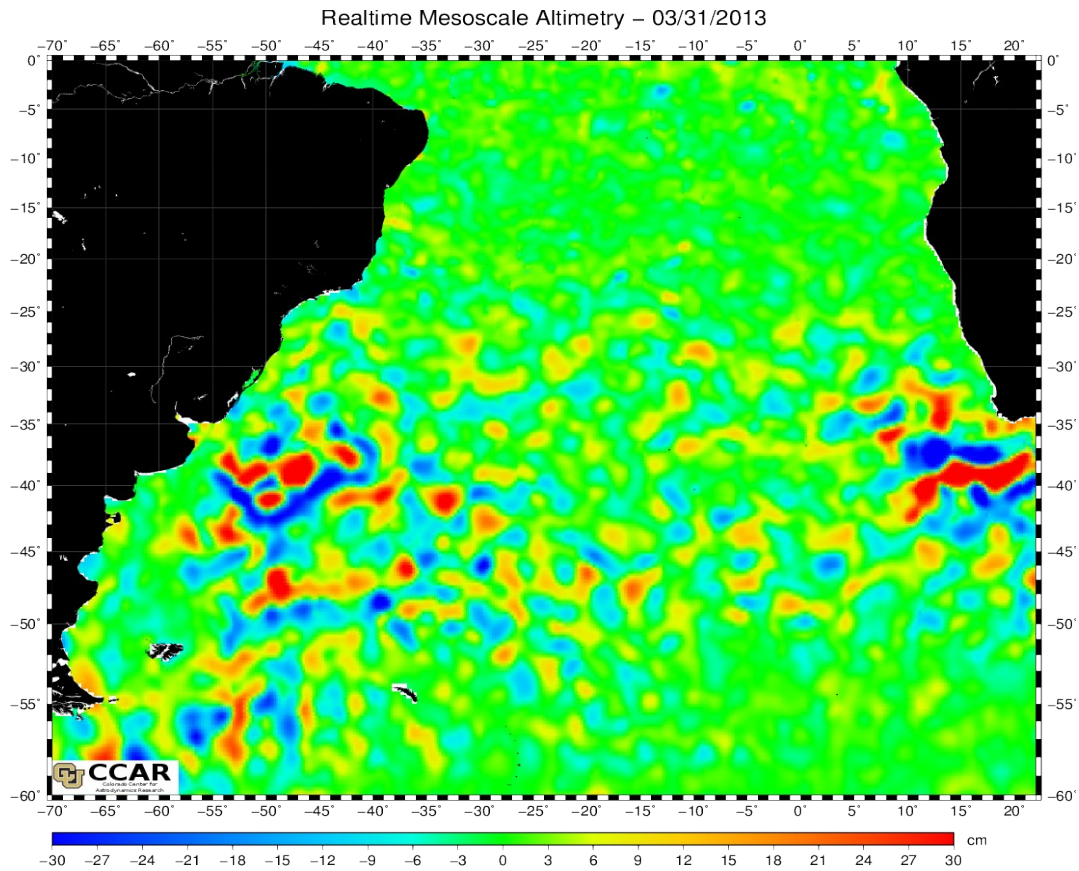


Figura 2.15– Anomalías de nivel del mar el 31/3/2013
(http://argo.colorado.edu/~realtime/global_realtime/geovel.htm).

2.3 Estructura vertical oceánica y circulación termohalina

En 1751 Henry Ellis, capitán de un barco de esclavos británico hizo un descubrimiento sorprendente cerca de 24°N. Usando un nuevo instrumento recientemente desarrollado por Stephen Hales, Ellis midió la temperatura del océano profundo y encontró que las aguas eran muy frías, una característica que luego se verificaría en todo el océano profundo (Figura 2.16). En la época fue muy sorprendente pues se pensaba que la radiación que reciben los océanos en superficie habría calentado las aguas profundas a través de la difusión de calor. La solución al problema fue encontrada por el conde Rumford cerca de 1800: las aguas frías descienden en los mares polares y se mueven hacia el ecuador por medio de corrientes profundas.

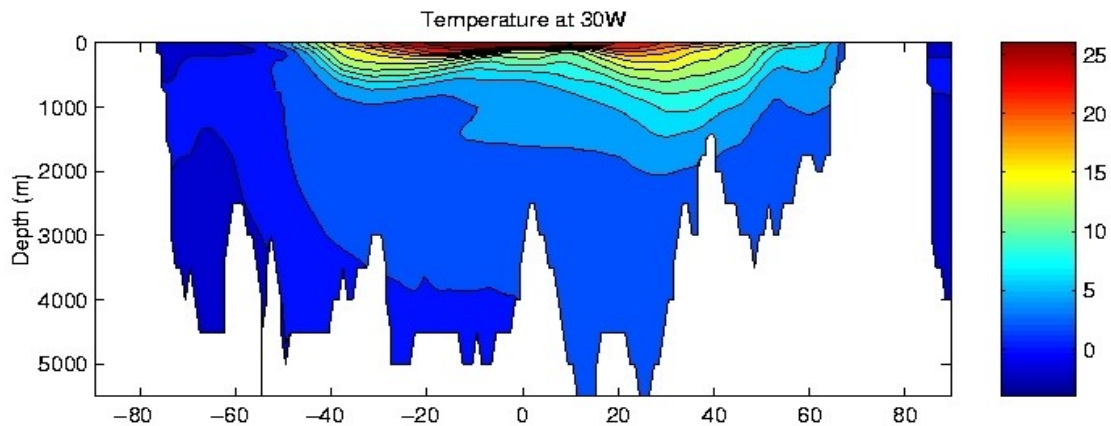


Figura 2.16 – Temperatura en una sección sur-norte del Atlántico.

En general, en latitudes medias el océano está estroficado verticalmente y se pueden diferenciar tres regiones: la capa límite superficial que tiene propiedades uniformes debido a turbulencia por acción de los vientos y flujos de calor, una zona de rápida disminución de la temperatura llamada termoclina y el océano profundo donde la temperatura varía relativamente poco (Figura 2.17). Es de resaltar que cerca del 75% de las aguas en los océanos tienen temperaturas entre 0 y 4°C.

La termoclina generalmente coincide con la haloclina (zona de rápida variación de la salinidad con la profundidad) y con la pycnoclina (zona de gran gradiente vertical de densidad).

Una razón importante de la existencia de aguas cálidas confinadas a la superficie es que el océano absorbe la radiación del sol. Mas del 50% de la radiación que llega a la superficie es absorbida en el primer metro de la columna de agua y aún en las aguas mas claras menos del 1% de la radiación incidente penetra hasta 100 m. En regiones costeras donde donde hay sedimentos en suspensión y alta productividad biológica el 99% de la radiación es absorbida en los primeros 10 m.

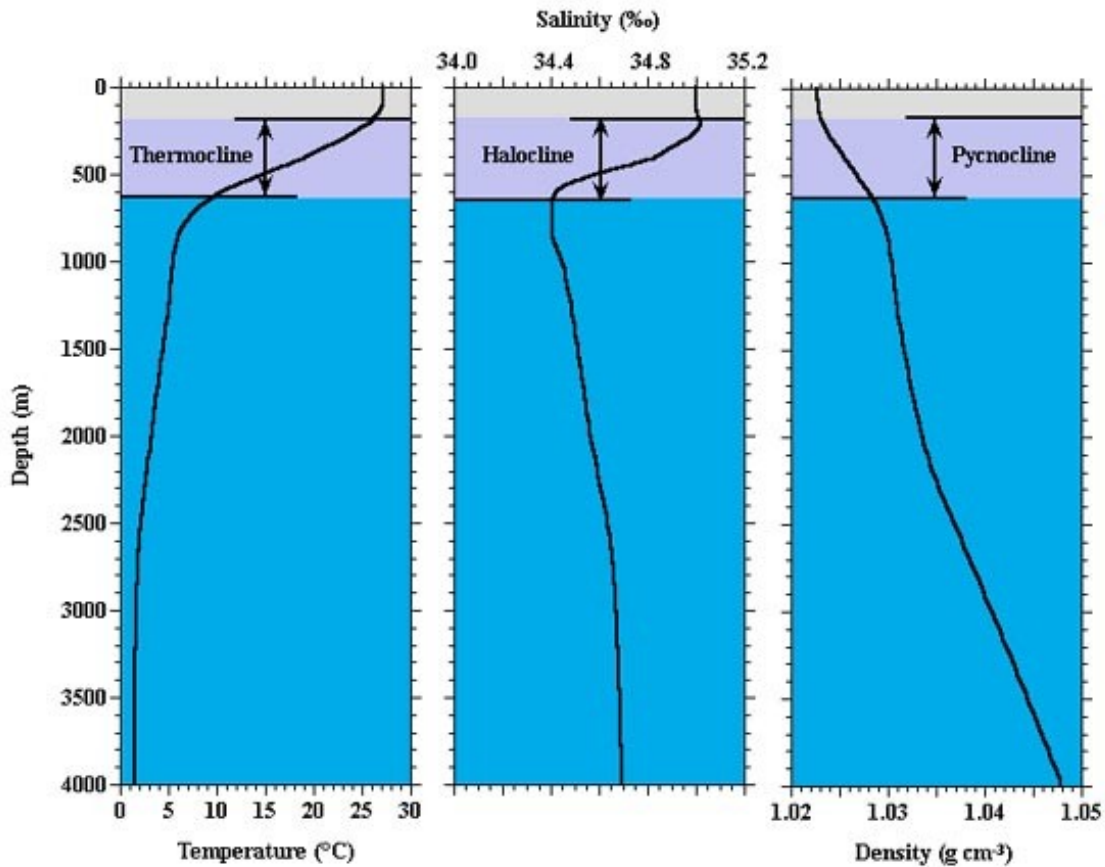


Figura 2.17 – Perfiles típicos de temperatura, salinidad y densidad en el océano abierto.

En oceanografía descriptiva se usa comúnmente el concepto de masa de agua, que en realidad se origina en meteorología. V. Bjerknes, un meteorólogo noruego, fue el primero en describir las masas de aire frías y secas que se forman en las regiones polares. Mostró que esas masas de aire se mueven hacia el sur, donde se encuentran con masas de aire mas cálidas y húmedas formando frentes. De forma similar masas de agua de diferentes T y S se forman en diferentes regiones del océano y están separadas por frentes.

Tomczak (1999) define las masas de agua como un cuerpo de agua con una historia común de formación y que tiene origen en una región definida del océano. En su región de formación las masas de agua son las únicas existentes; en otras regiones del océano las masas de agua se mezclan.

Las masas de agua se forman en la superficie (capa de mezcla) donde las propiedades (T, S) dependen de procesos de calentamiento, enfriamiento, lluvia y evaporación. Una vez que las aguas se hunden por debajo de la capa límite T y S solo pueden cambiar a través de la mezcla con otras masas de agua adyacentes. Como los procesos de mezcla en el océano son muy débiles la relación de T y S de una masa de agua se mantiene y las masas de agua pueden ser seguidas a grandes distancias de su región de formación.

Así, temperatura y salinidad son propiedades conservativas pues no hay fuentes de calor o sal en el interior oceánico. Otras propiedades, como el oxígeno son no conservativos pues puede cambiar por oxidación de materia orgánica y respiración.

La estructura de la temperatura de superficie fue mostrada anteriormente. La estructura espacial de la salinidad en superficie se muestra en la Figura 2.18. Esta distribución está acoplada en forma fundamental con los patrones de evaporación, precipitación y descarga de agua dulce por ríos y derretimiento de los hielos. El Atlántico subtropical es un área donde la evaporación excede la precipitación dando lugar a una salinidad relativamente alta. La salinidad promedio en el Atlántico es mayor que en el Pacífico (¿por qué?). En el océano Austral la salinidad es muy uniforme longitudinalmente.

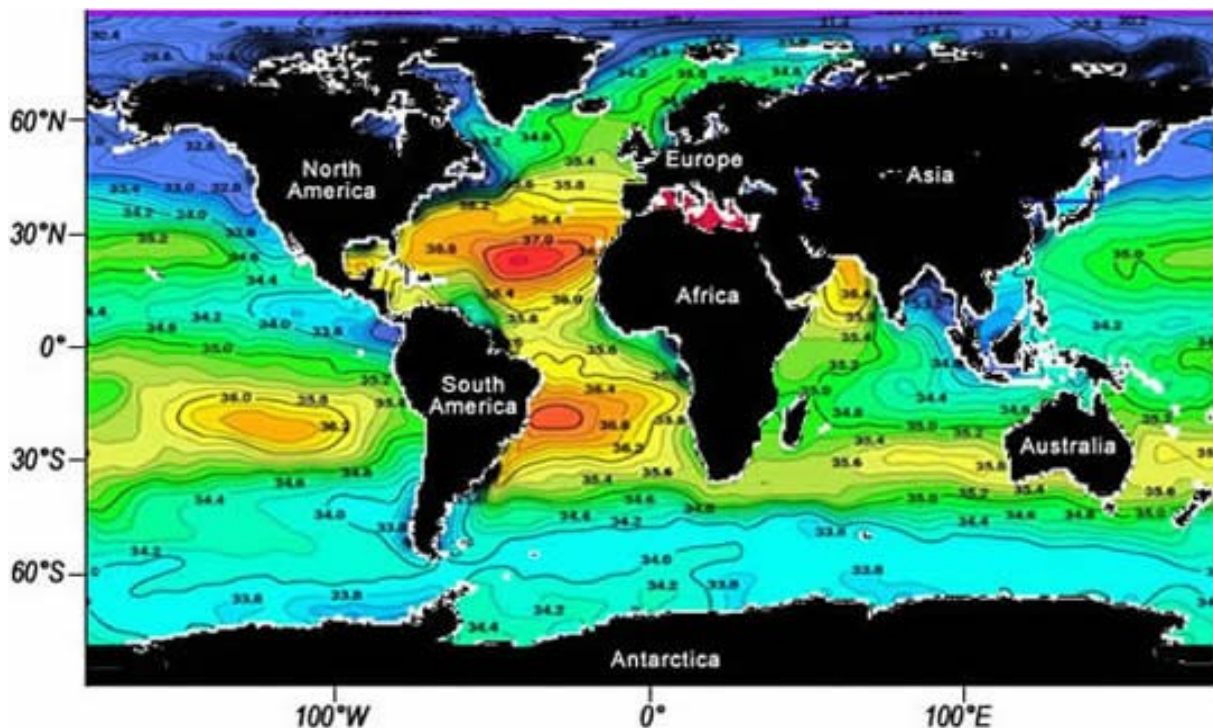


Figura 2.18 - Distribución de salinidad de superficie global oceánica promediada en el año.

A pesar de que la sal representa únicamente el 3% de la masa de los océanos, es de gran importancia pues afecta la densidad. En la ausencia de sal, aguas cálidas flotarían siempre sobre aguas frías. No obstante, si la densidad de las aguas cálidas aumenta por la adición de sal, estas se hundirían aún siendo mas cálidas que las capas inferiores. El efecto neto es la formación de aguas profundas (figura 2.19). Esto ocurre principalmente en latitudes altas donde la diferencia de temperaturas entre las aguas superficiales y las profundas es chica, de tal forma que una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan. Dos procesos pueden provocar este procesos de convección oceánica. Uno es la evaporación, que saca moléculas de agua pura, sin sal, dejando aguas oceánicas mas saladas. Esto ocurre

durante el invierno cuando masas de aire muy frías y secas se mueven del continente hacia un océano mas cálido, lo cual calienta el aire y absorbe humedad, provocando que las aguas superficiales se enfríen, se hagan mas salinas y se hundan. El otro proceso que aumenta la salinidad de las aguas es la formación de hielo: el hielo se forma únicamente con moléculas de agua, dejando las sales en el agua líquida, aumentando así la salinidad de los océanos.

En el hemisferio norte, la formación de aguas profundas ocurre únicamente en el Atlántico norte, en los mares de Labrador y de Groenlandia donde se forman las Aguas Profundas del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water, NADW). Luego, la NADW es transportada hacia el sur en profundidades medias como una corriente de contorno oeste, cruza el ecuador y conecta con las masas de agua del oceano Austral.

En el Pacifico norte no existe formacion de aguas profundas pues las aguas en superficie están relativamente diluídas. Por otro lado, existe formación de aguas profundas cerca del continente Antártico en los mares de Weddell y Ross. Las masas de agua que entran al Atlántico desde el sur se denominan Agua Antártica de Fondo (Antarctic Bottom Water, AABW) que fluye cerca del fondo oceánico y Aguas Antárticas Intermedias (Antarctic Intermediate Water, AAIW) que fluye en profundidades medias (figura 2.20). El flujo de NADW desde el norte es también compensado por un flujo de superficie de aguas provenientes del océano Indico y a través del estrecho de Drake. Los rangos de las propiedades que definen las masas de agua mencionadas se muestran en la Tabla 2.2.

Masa de agua	T (°C)	S (ppt)
North Atlantic Deep Water (NADW)	2.0 – 4.0	34.9 - 35.0
Antarctic Bottom Water (AABW)	-0.5 – 0	34.6 – 34.7
Antarctic Intermediate Water (AAIW)	3.0 – 4.0	34.2 – 34.3

Tabla 2.2

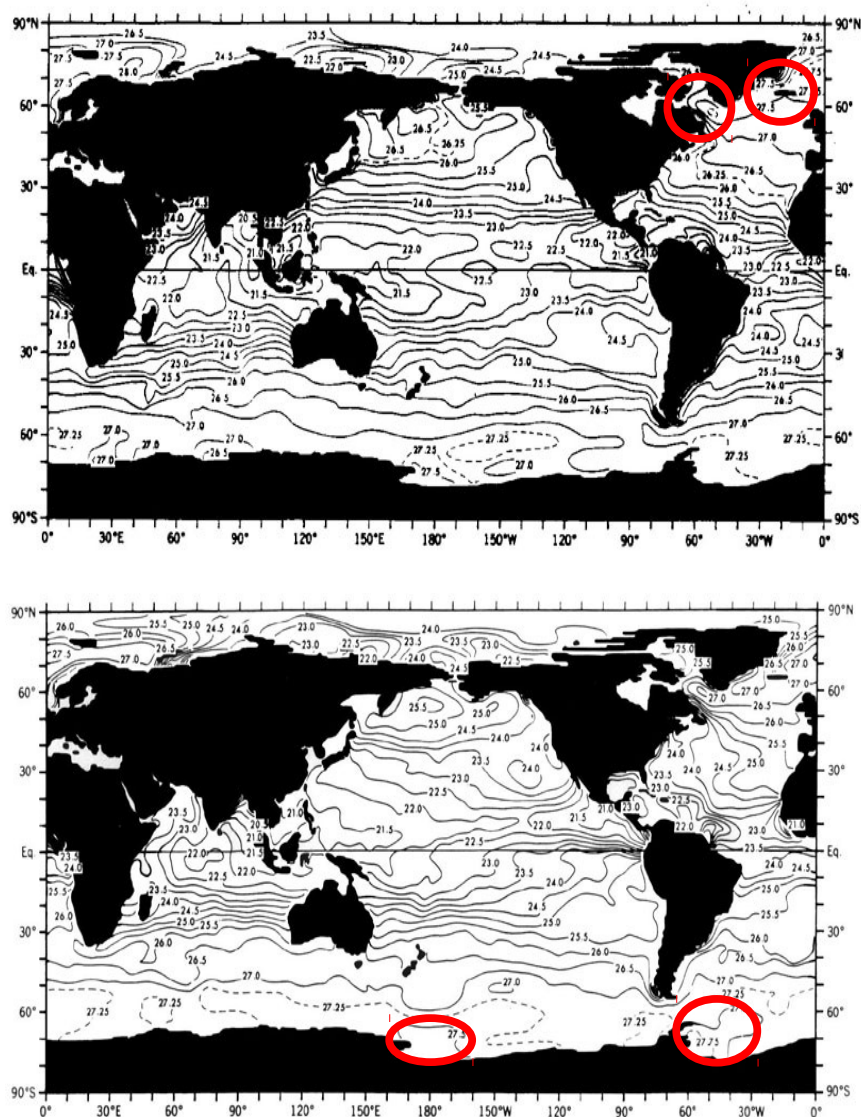


Figura 2.19 – Distribución de densidad superficial durante el invierno del hemisferio norte (arriba), y el invierno del hemisferio sur (abajo). Los círculos marcan la posición de los mares de Labrador y de Groenlandia en el Atlántico norte, y los mares de Ross y de Weddell cerca de la Antártida.

La figura 2.20 muestra un ejemplo de medida hidrográfica que cruza el oceano Atlántico de norte a sur (A16 del WOCE Atlas).

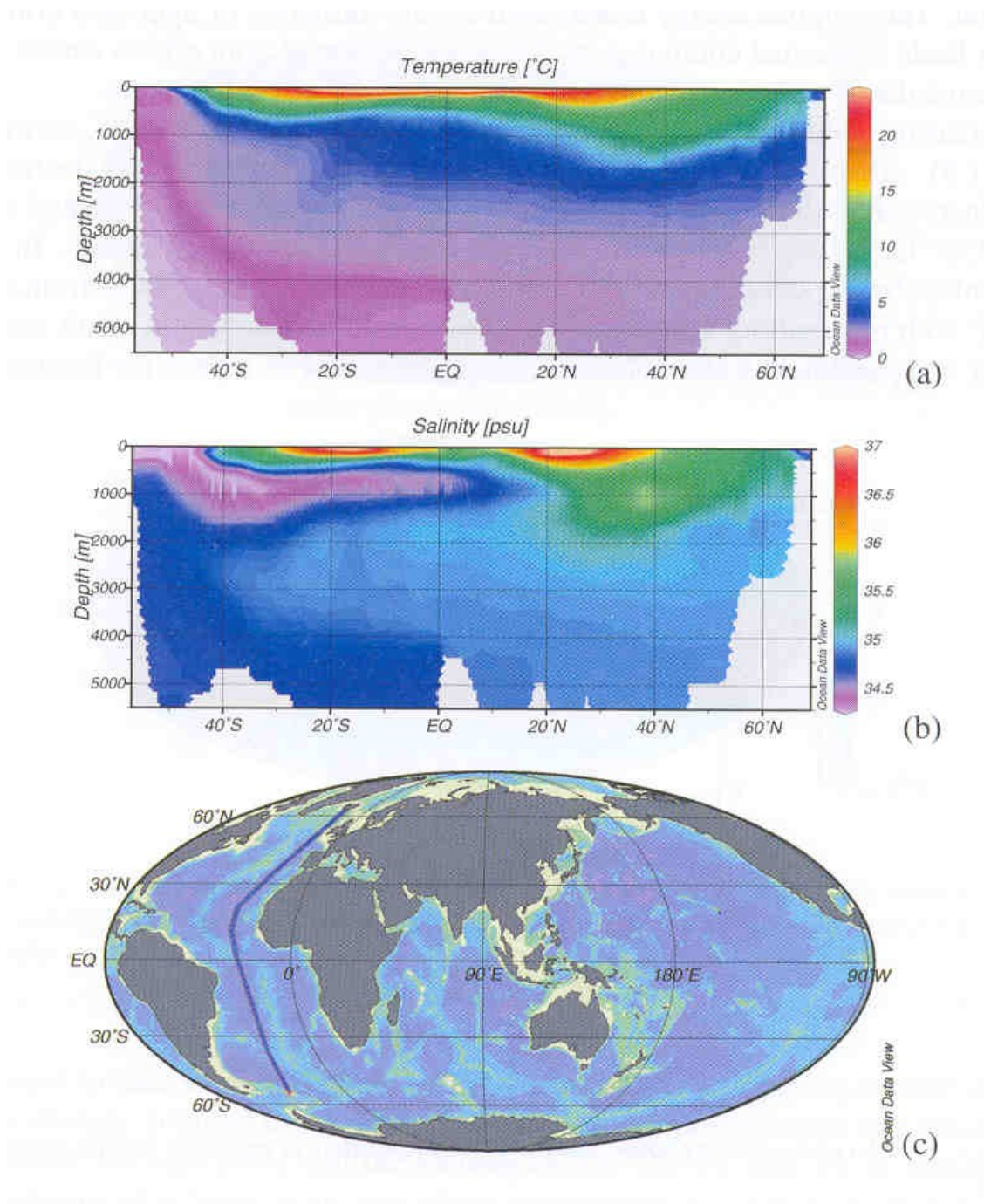


Figura 2.20 – Sección hidrográfica A16 WOCE Atlas.

De las figuras podemos notar las diferentes masas de agua mencionadas mas arriba. Se observa que la lengua de baja salinidad que caracteriza la AAIW cuyo origen es en la Antártida; la lengua que viene del Atlántico norte en capas profundas con salinidad cercana a los 35 psu (NADW) y las aguas en el fondo con salinidad uniforme al sur del Ecuador (AABW).

Una descripción esquemática de la circulación termohalina sería la siguiente. Luego de hundirse en el Atlántico norte, las aguas profundas fluyen hacia el sur, atraviesan el ecuador, y se unen a la corriente circumpolar Antártica. Parte de esa corriente, a su vez, se bifurca hacia el océano Indico y luego hacia el océano Pacífico, donde ascienden y vuelven como aguas superficiales hacia el Atlántico norte (figura 2.21). Notar que el agua densa y fría que se hunde en latitudes altas se expande sobre el fondo oceánico y mantiene el océano profundo a temperaturas muy frías.

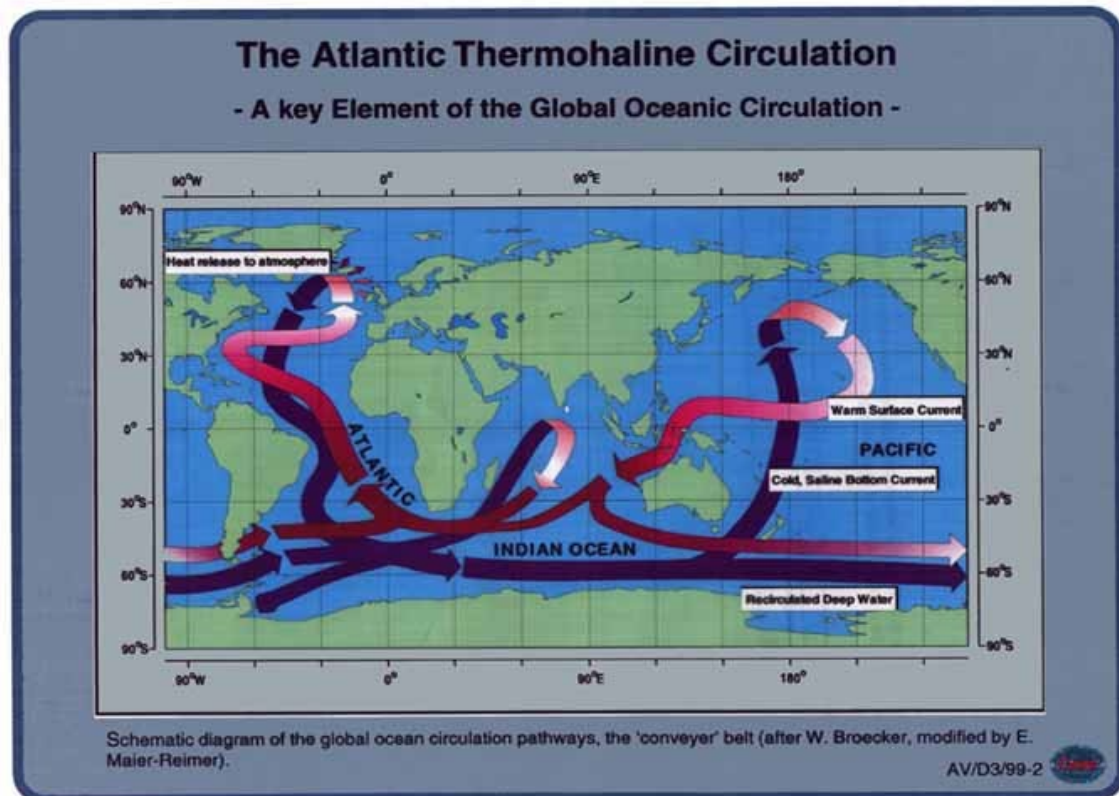


Figura 2.21 – Esquema de la circulación termohalina.

La velocidad de las corrientes que forman la circulación termohalina son muy pequeñas y difícil de medir, en particular las que ocurren en aguas profundas. Por ello, una parcela de agua tardaría al menos 1000 años en completar toda la circulación. Entonces, ¿cómo sabemos que existe esta circulación? La prueba mas clara viene de medir el contenido de carbono 14 en aguas profundas. El ^{14}C es creado en la atmósfera alta por los rayos cósmicos y entra al océano cuando éste absorbe CO_2 . Una vez en el océano el ^{14}C queda aislado y comienza a decaer. Conociendo su vida media podemos saber cuando fue la última vez que una parcela de agua estuvo en contacto con la superficie y asignarle una edad en el océano. Las parcelas ubicadas en los lugares de formación de aguas profundas serán las mas jóvenes. El oceanógrafo W. Broecker sintetizó todas las medidas de ^{14}C disponibles de aguas a 3000 metros de profundidad y construyó la siguiente figura 2.22 que muestra las edades de las parcelas de agua. Claramente, las aguas mas jóvenes se encuentran en el Atlántico norte y la

Antártida, y las aguas más viejas en el Pacífico norte, llegando a estar aisladas de la atmósfera 1750 años.

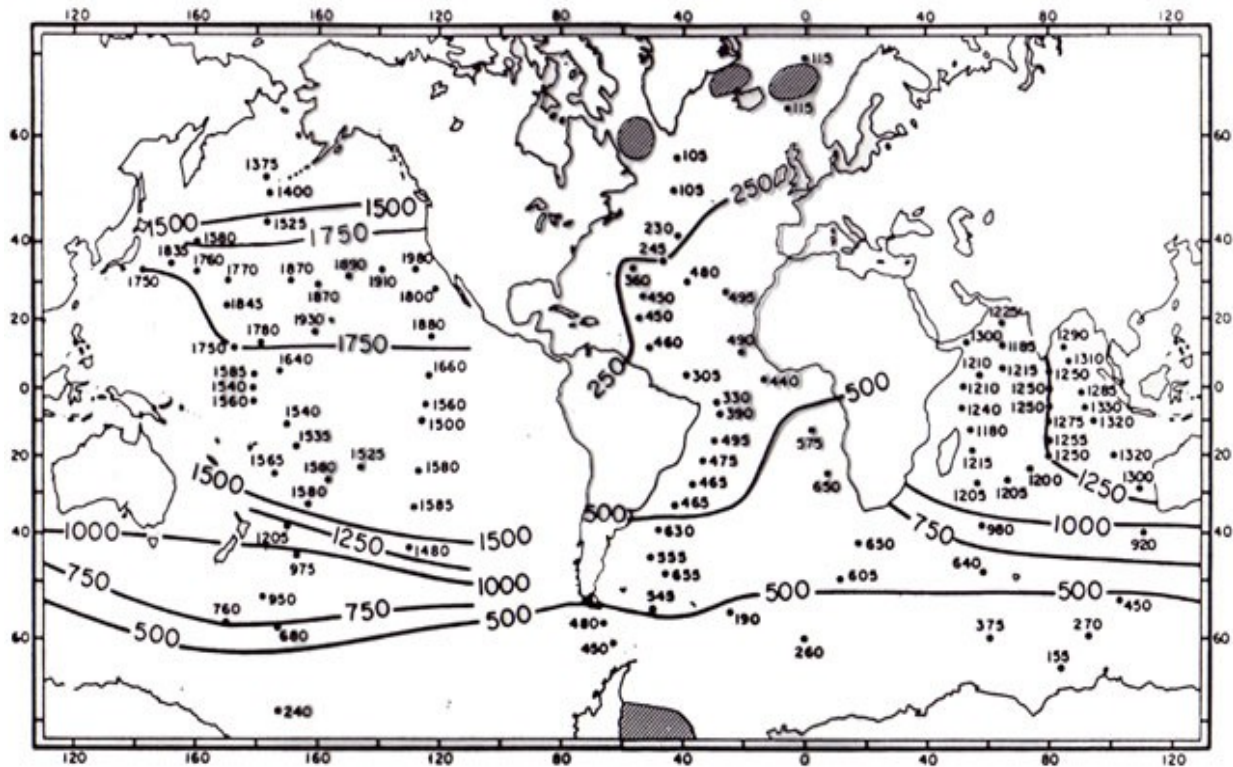


Figura 2.22 – Edades del agua a 3 km de profundidad basadas en ^{14}C .

Más evidencia en favor de la existencia de esta circulación viene de la distribución de nutrientes. La concentración de nutrientes es mínima en el Atlántico norte ya que ahí el agua recién llegó de la superficie donde los nutrientes son consumidos por el fitoplankton. Contrariamente la concentración de nutrientes es máxima en el Pacífico norte pues a lo largo de su camino las corrientes profundas son enriquecidas de nutrientes de la descomposición de materia orgánica que se muere y hunde.

El agua que se hunde es densa por su alta salinidad y su baja temperatura. Si la salinidad es suficientemente alta, el agua se hundirá aún si su temperatura aumenta un poco. Por lo tanto, la manifestación atmosférica del calentamiento global podría ser enlentecida si los océanos absorben el calor y lo guardan en capas profundas. La capacidad calorífica del agua es tan grande que aún un pequeño aumento de temperatura en el océano profundo puede representar un gran sumidero de calor. No obstante, para que este sumidero funcione, el calentamiento de las aguas superficiales debe ser gradual, pues sino, las aguas superficiales se volverían tan poco densas que aún siendo salinas no podrían hundirse. La evolución del contenido de calor en el océano muestra que éste ha absorbido grandes cantidades de calor en los últimos 30 años (Figura 2.23).

La sensibilidad de la circulación termohalina a perturbaciones – qué se requiere para que la circulación se detenga o comience a funcionar en forma diferente – no se conoce. Este es un tema de gran actividad de investigación mundial actual. Para determinar esto los científicos se basan en modelos climáticos numéricos y en el estudio de climas pasados – paleoclimas. Existen muchas conjeturas sobre el papel de la circulación termohalina en la historia climática terrestre, y ha captado la imaginación de la gente de tal manera que Hollywood le hizo su propia película (“El día después de mañana”).

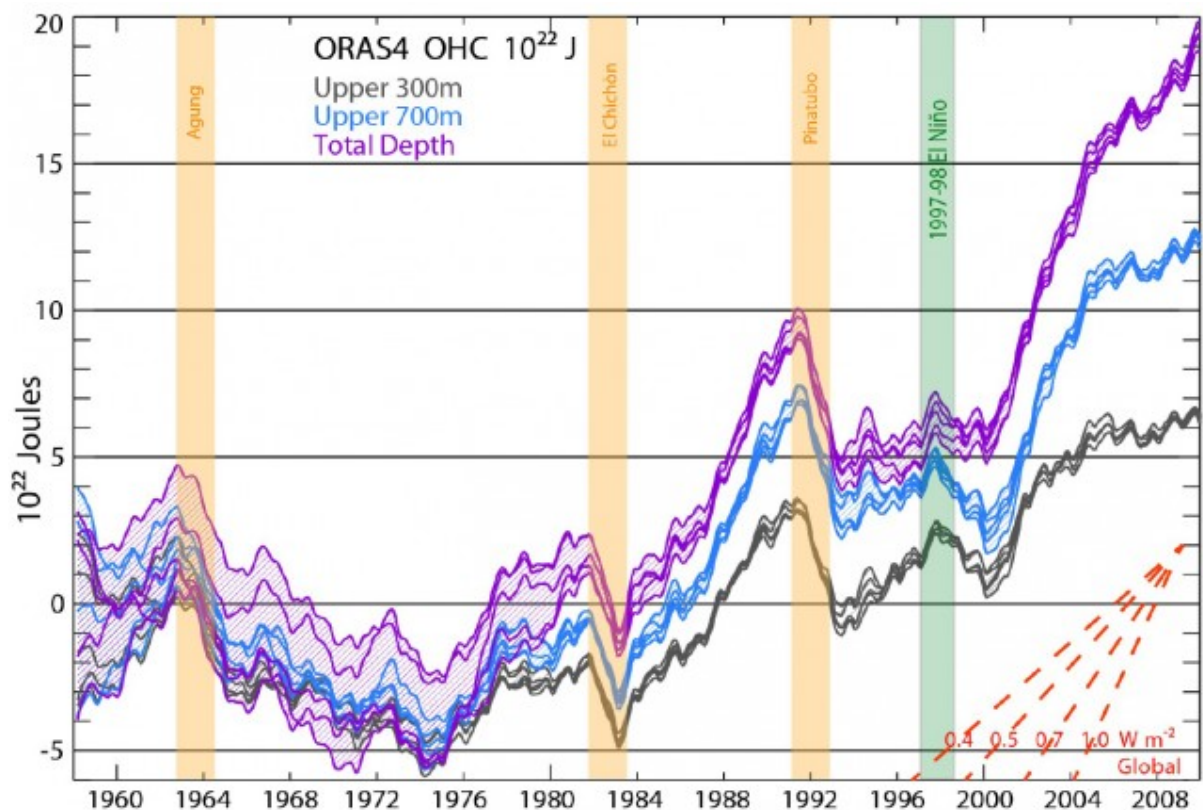


Figura 2.23 – Evolución del contenido de calor oceánico en los últimos 55 años para diferentes profundidades (Balsameda et al 2013).