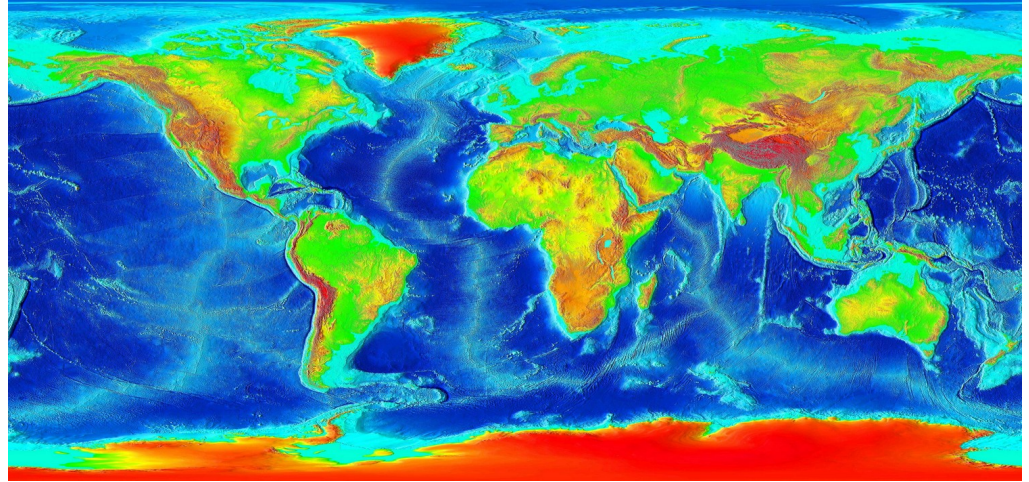


INTRODUCCIÓN A LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA

2025

OCÉANOS



Los océanos cubren el 71% de la Tierra y tienen una profundidad promedio de 4km

¿Por qué son importantes los océanos para el clima?

Efectos directos

- 97% del agua está en los océanos
- Principal fuente de vapor de agua para la atmósfera
- 71% de la superficie del planeta está cubierta por océanos:
 - Rol importante en el albedo (Si no está congelado tiene bajo albedo)
 - El océano recibe más del 50% de la energía que entra en el sistema climático



¿Por qué son importantes los océanos para el clima?

Efectos directos

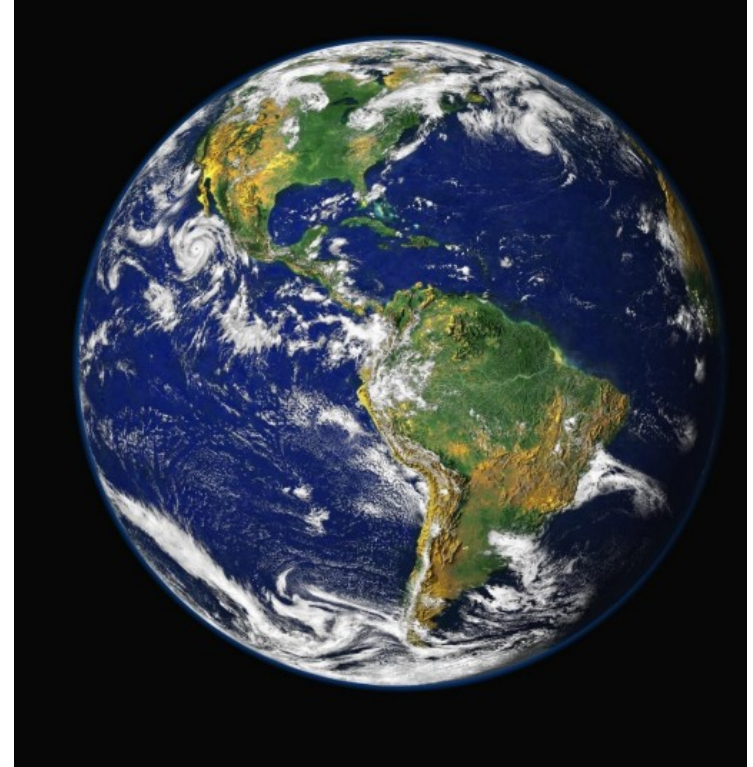
- Gran capacidad calorífica:
 - $Cp_{\text{aire}} = 1 \text{ J/g} \cdot \text{K}$, $Cp_{\text{agua}} = 4.18 \text{ J/g} \cdot \text{K}$
 - Almacén de energía del planeta
 - Inercia térmica: escalas de semanas a siglos.
 - Reduce amplitud de ciclo estacional.



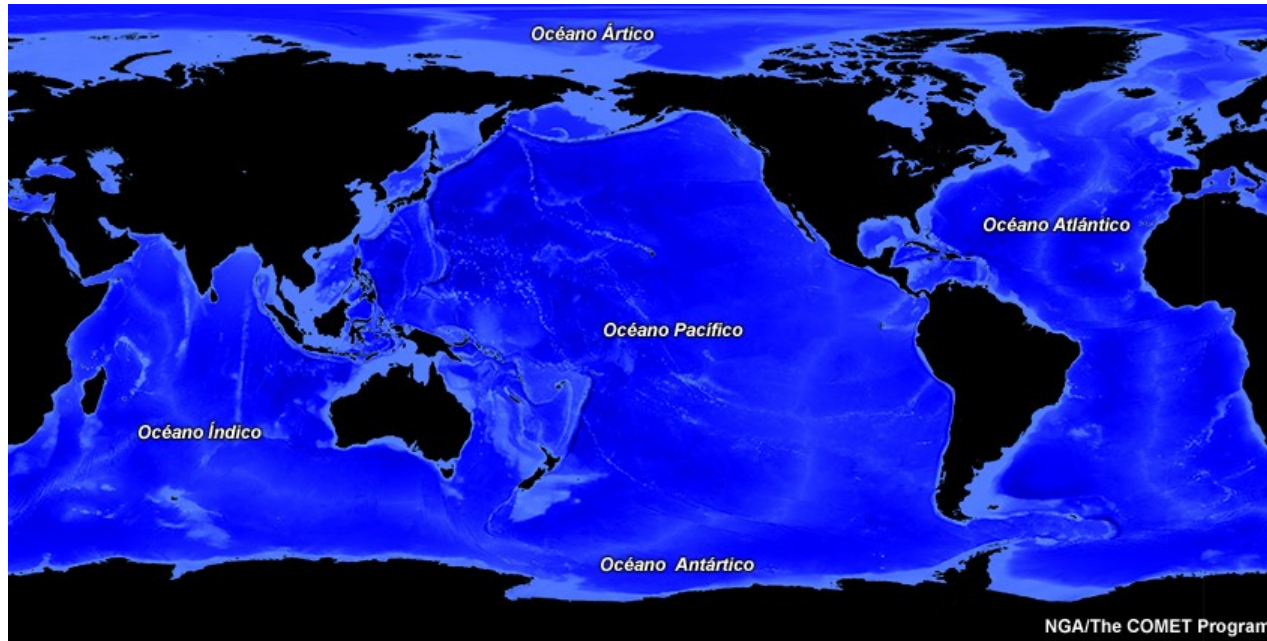
¿Por qué son importantes los océanos para el clima?

Efectos indirectos

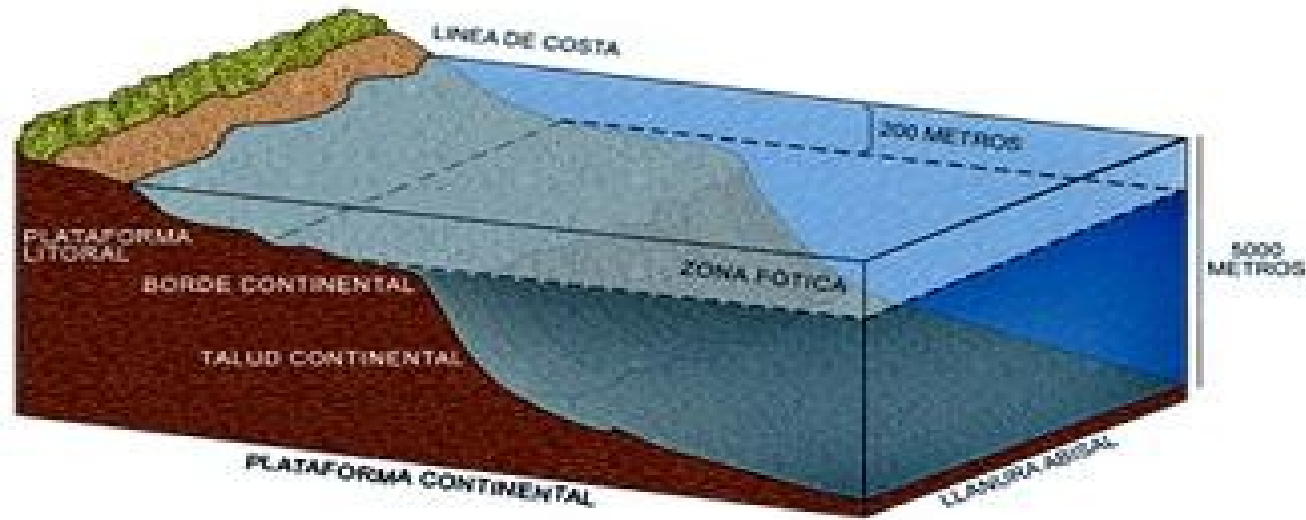
- Procesos químicos y biológicos:
 - Reservorio de elementos químicos para la atmósfera.
 - Intercambio de gases con la atmósfera:
 - rol en determinación de la composición química de la misma.
 - Ejemplo: El océano remueve CO₂ de la atmósfera.
- Rol en la formación de nubes:
 - Partículas de sal → núcleos de condensación de nubes (→ albedo)



Geografía



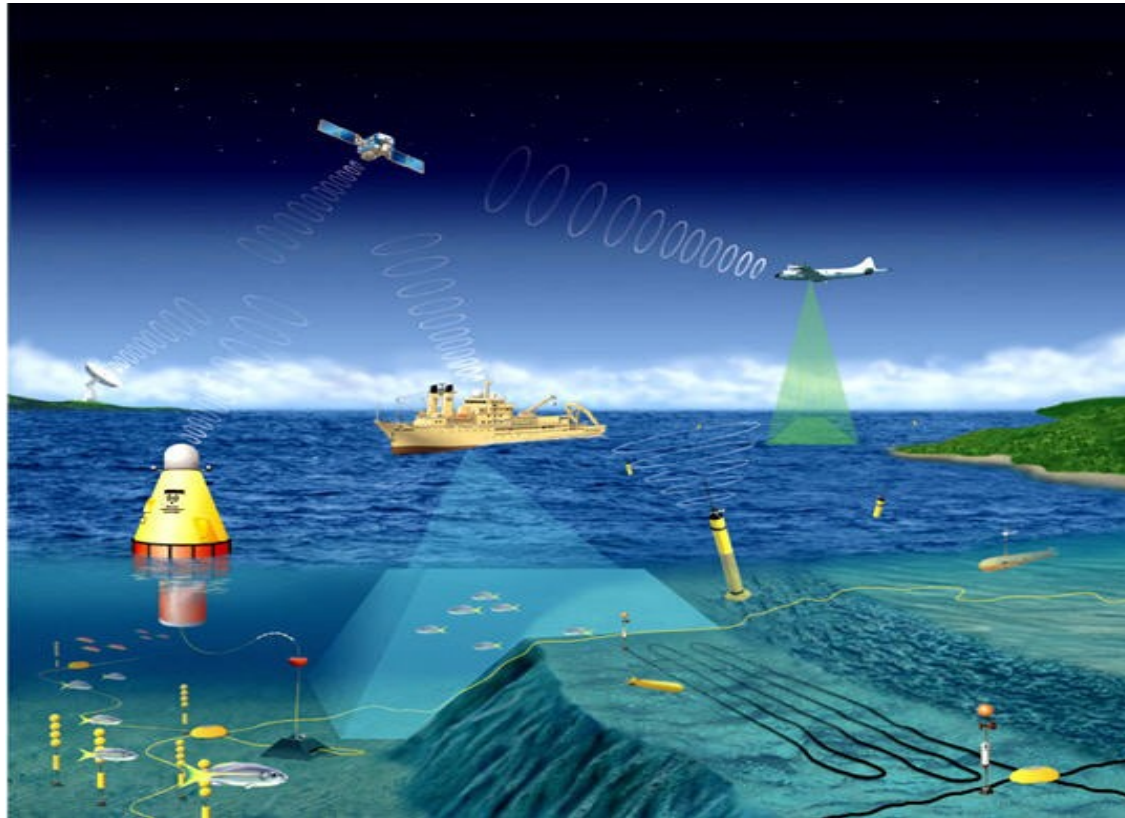
Las cuencas están atravesadas por dorsales



- Una cuenca oceánica comienza en la costa con la plataforma continental extendiéndose hasta una profundidad de 200 m.
- Puede variar en ancho desde unas decenas de m a más de mil km.
- Termina usualmente en forma abrupta dando lugar al talud, una zona de gran pendiente (entre 5% y 10%).
- El talud conecta con el fondo marino que tiene una pendiente típica de 0.01 a 0.1%.

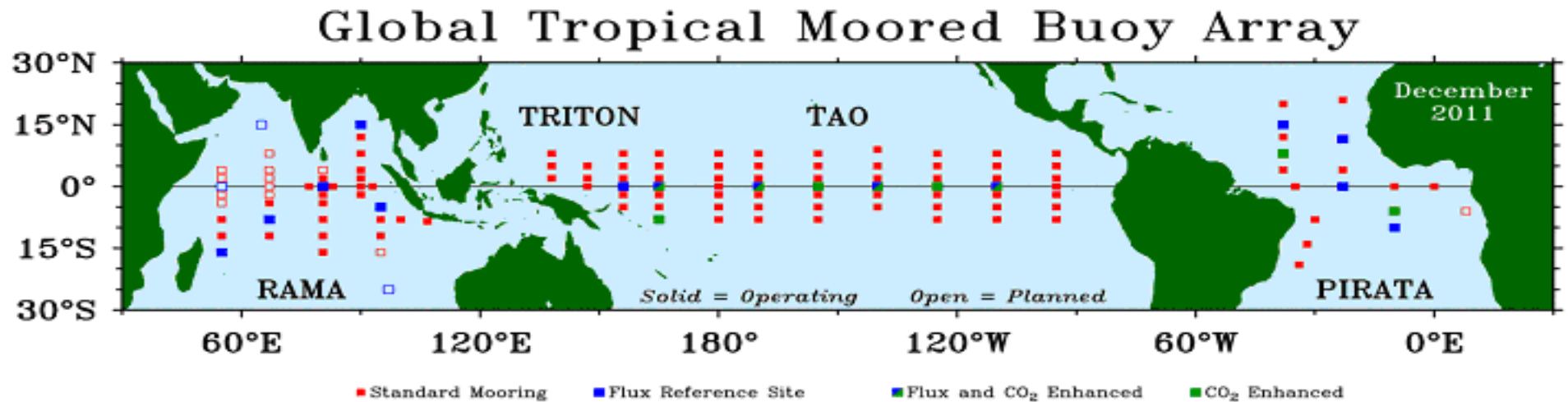
Métodos de estudio del océano

Sistema global de observación de los océanos



Métodos de estudio del océano

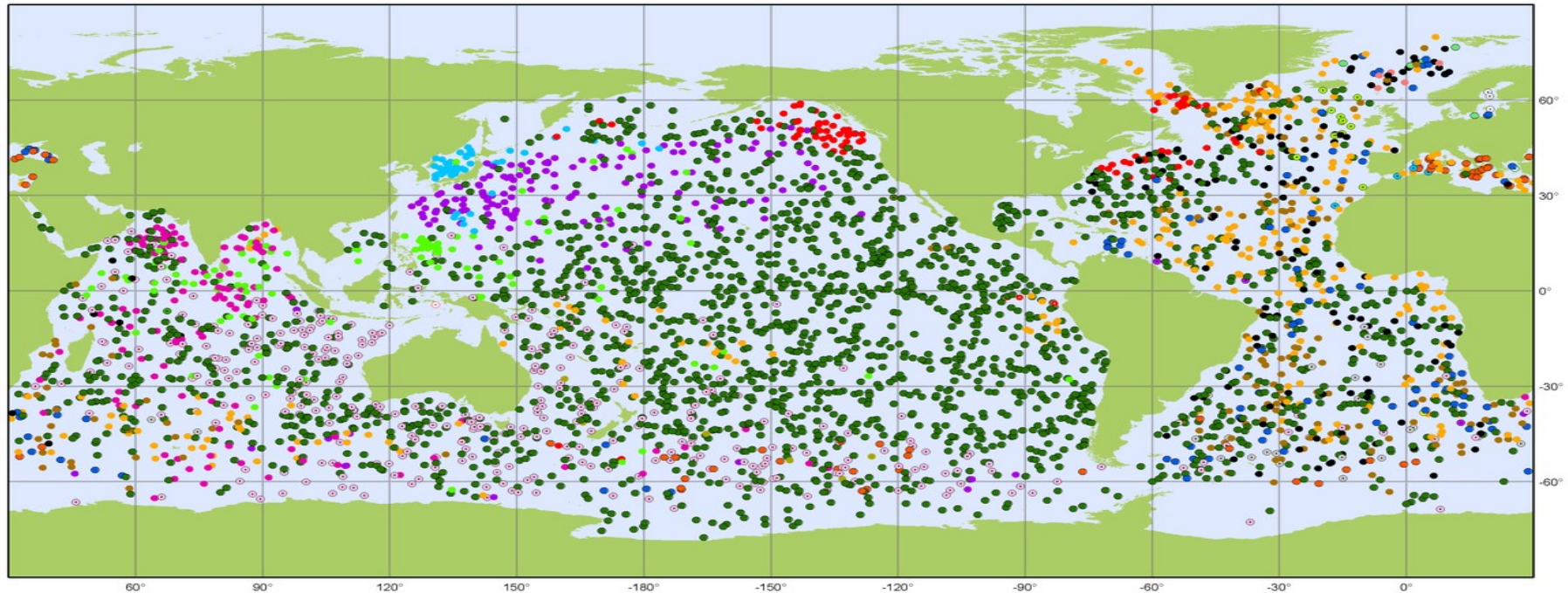
Sistema operativo de monitoreo continuo en los océanos tropicales
de boyas fondeadas.



TAO Project Office, NOAA/PMEL

Métodos de estudio del océano

Boyas Argo



Argo

National contributions - 3881 Operational Floats

February 2018

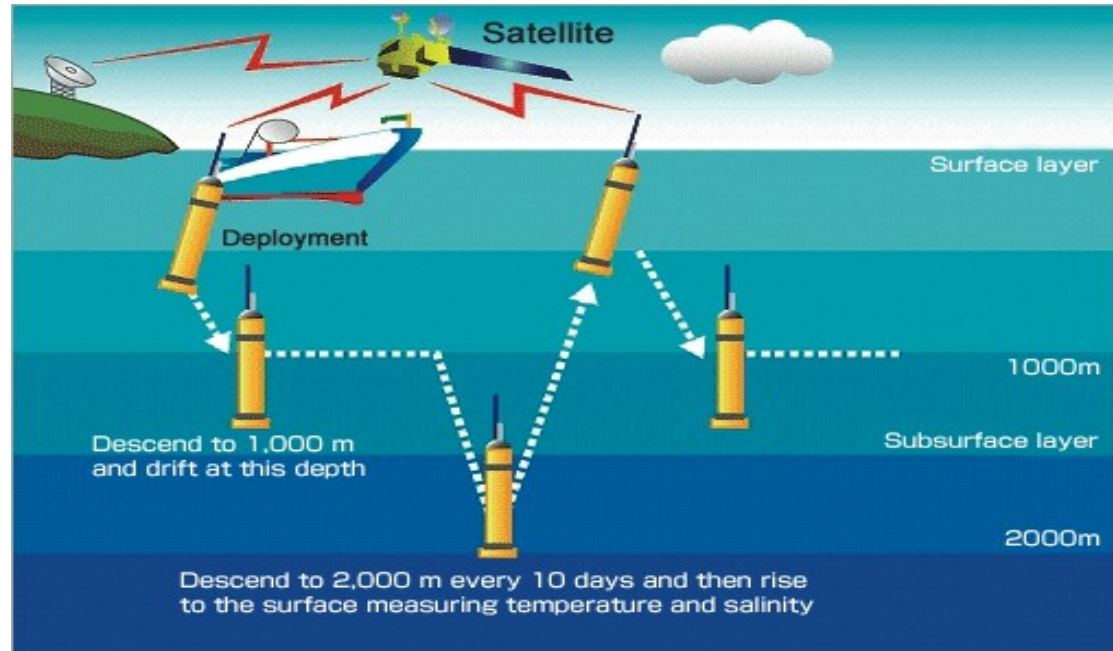
Latest location of operational floats (data distributed within the last 30 days)

● ARGENTINA (1)	● EUROPE (94)	● INDIA (124)	● KENYA (1)	● PERU (3)	● USA (2179)
● AUSTRALIA (361)	● FINLAND (3)	● INDONESIA (1)	● MEXICO (2)	● POLAND (5)	
● BRAZIL (3)	● FRANCE (277)	● IRELAND (12)	● NETHERLANDS (24)	● KOREA, REPUBLIC OF (53)	
● CANADA (87)	● GERMANY (142)	● ITALY (65)	● NEW ZEALAND (6)	● SPAIN (5)	
● CHINA (105)	● GREECE (2)	● JAPAN (156)	● NORWAY (7)	● UK (163)	



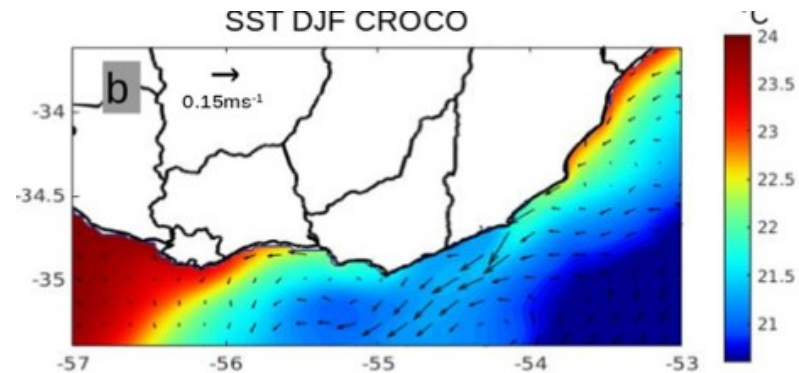
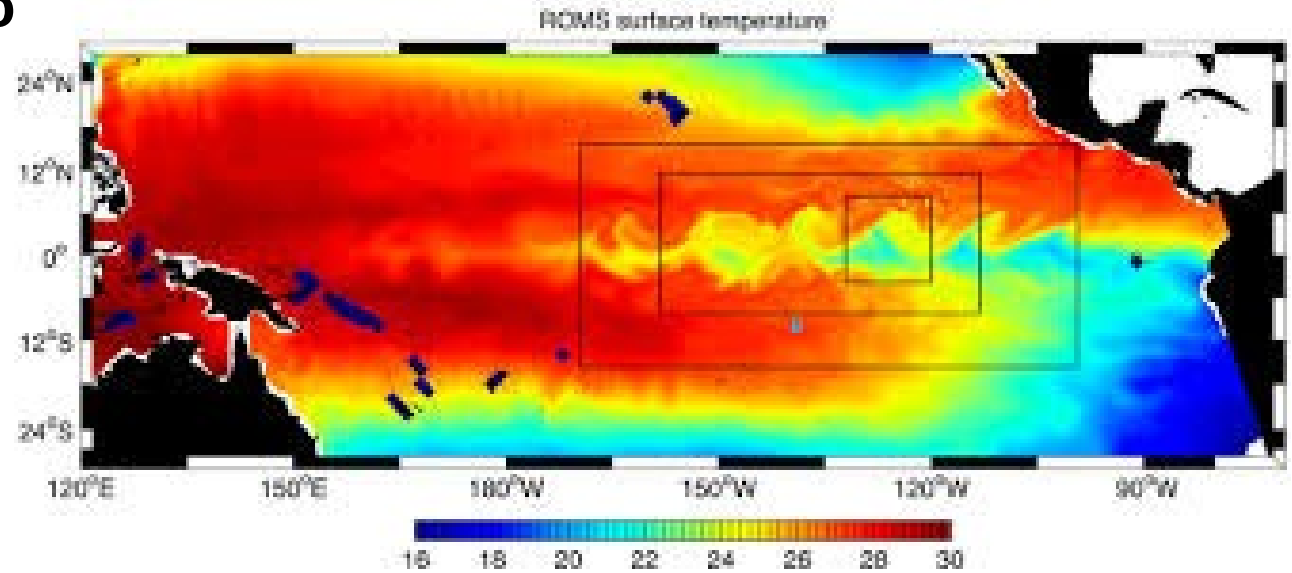
Métodos de estudio del océano

Sistemas de
boyas ARGO
T S nutrientes



Métodos de estudio del océano

Modelación
numérica



Propiedades del agua de mar

Ecuación de estado

T- temperatura

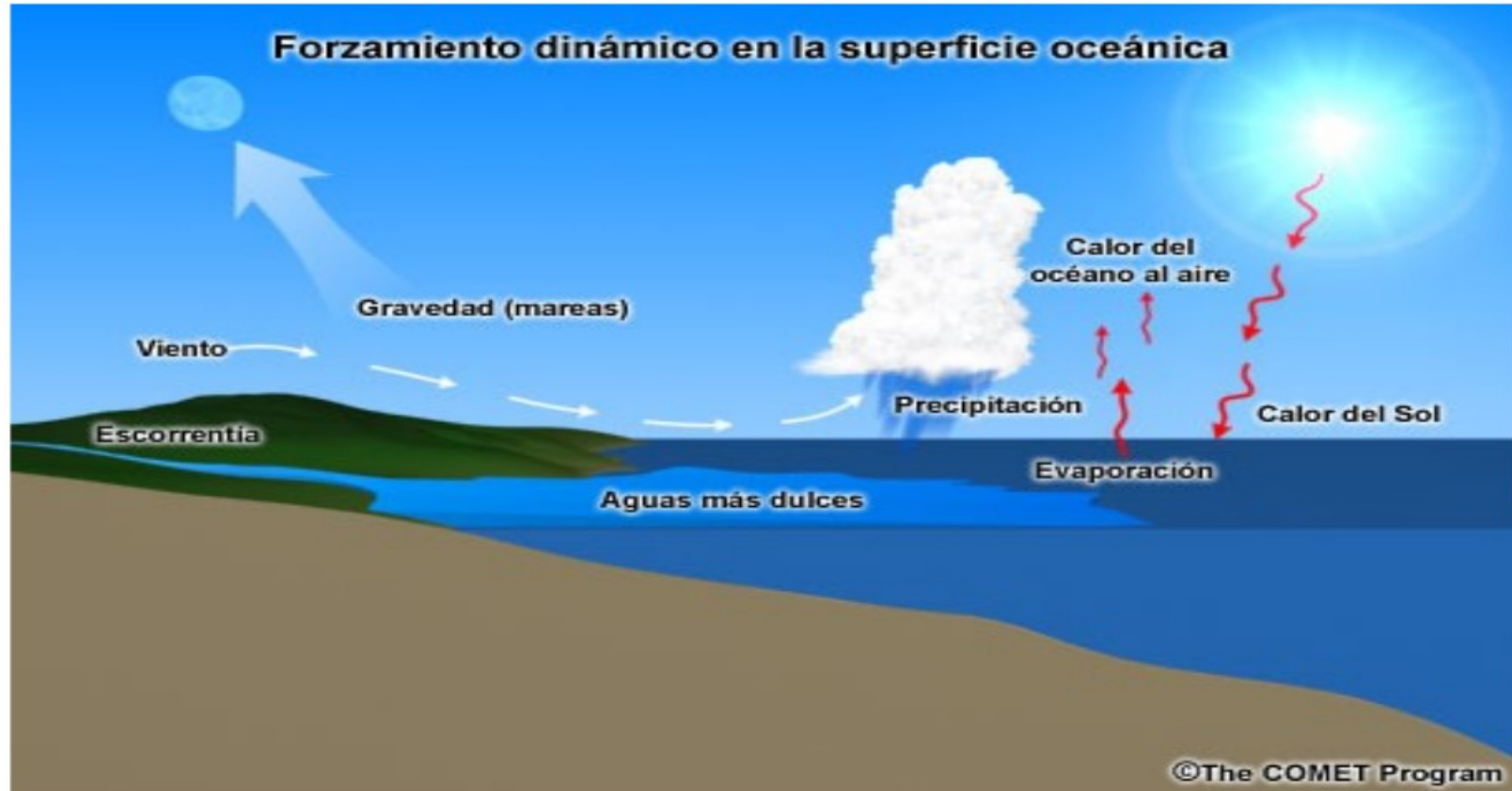
S – salinidad: medida de la cantidad de sal disuelta en el agua de mar.
Promedio: ~34.5.

La salinidad se mide en “practical salinity units” (psu) o sin unidades.

P – presión: a pesar de que el agua no es completamente incompresible usualmente consideramos que:

$\rho = \rho(T, S)$
 ρ aumenta con la salinidad y disminuye con la temperatura

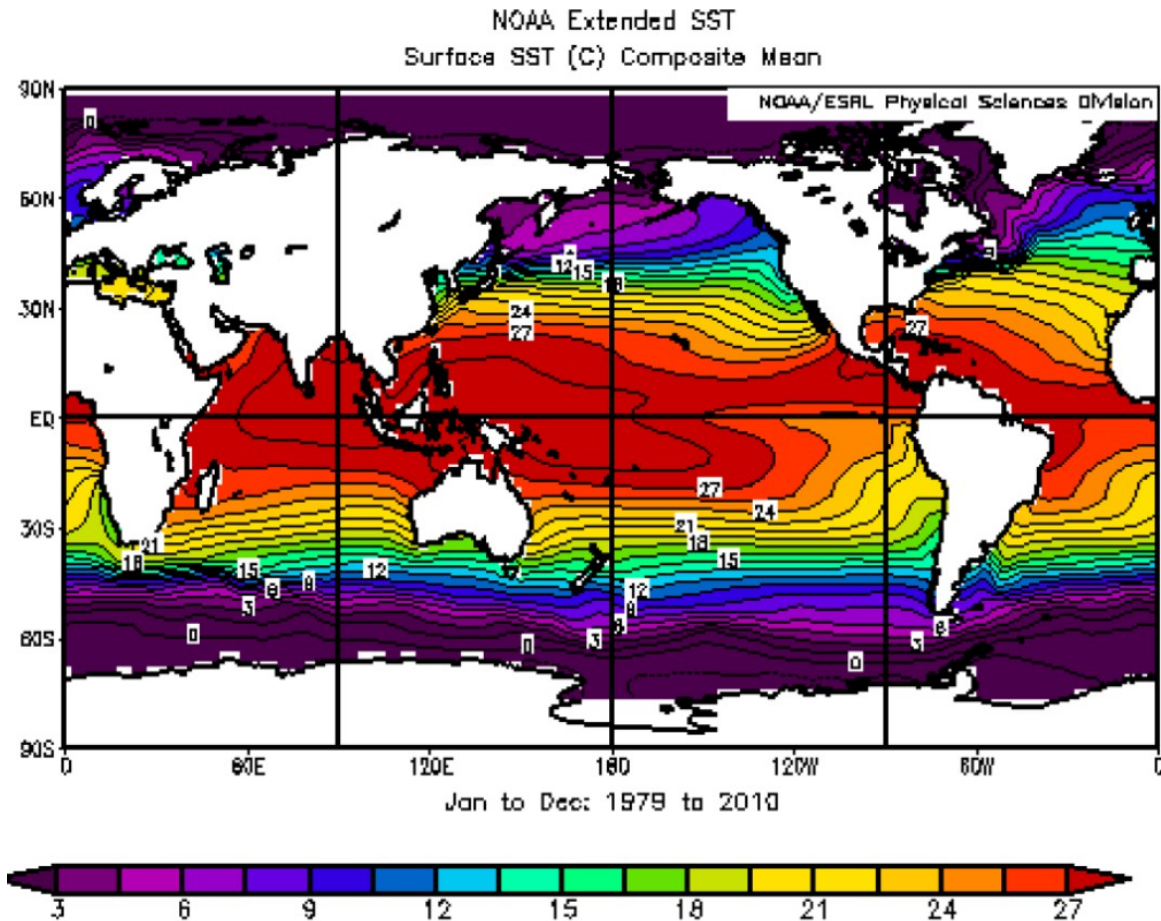
Forzantes del movimiento oceánico



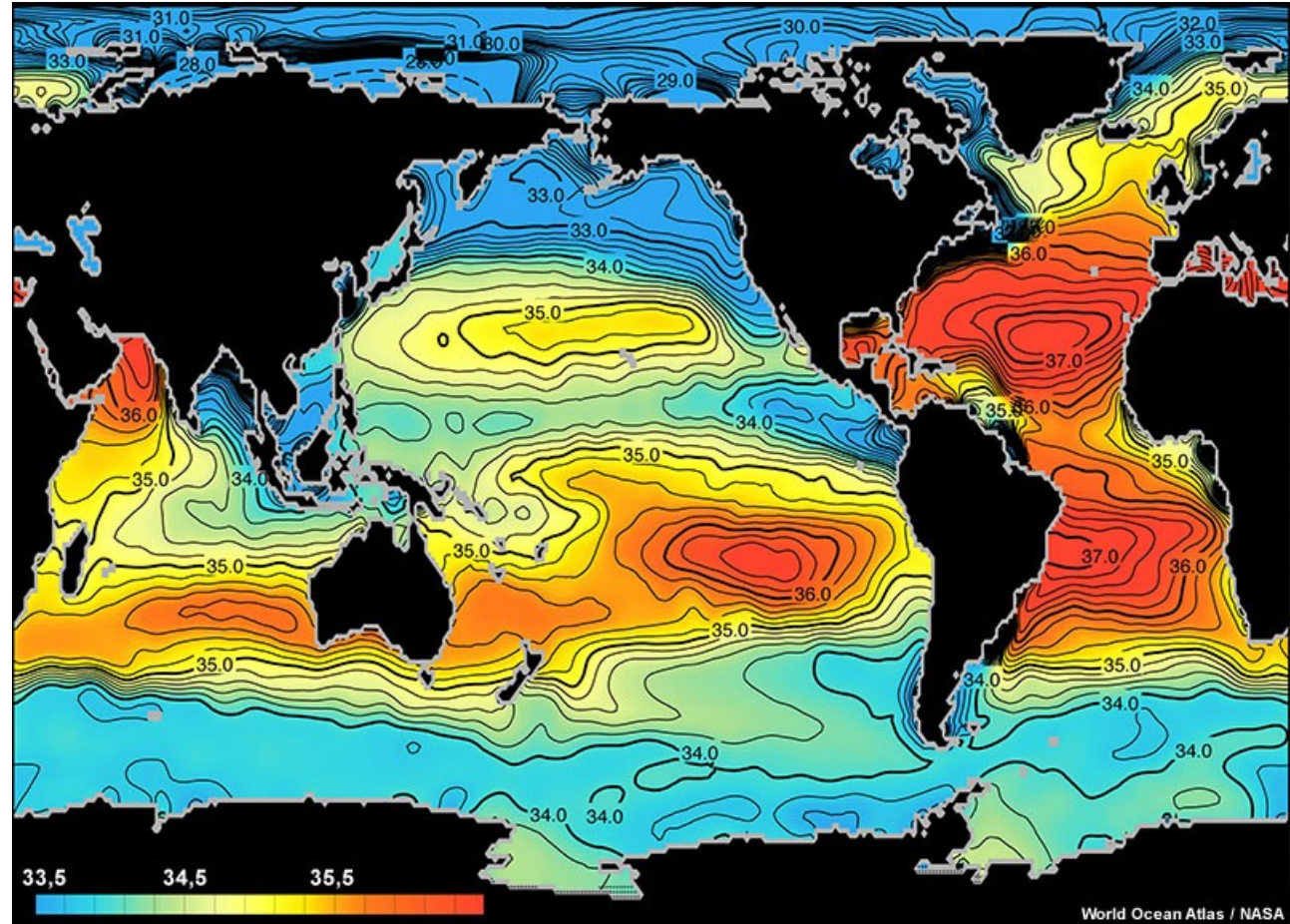
SUPERFICIE

SUPERFICIE

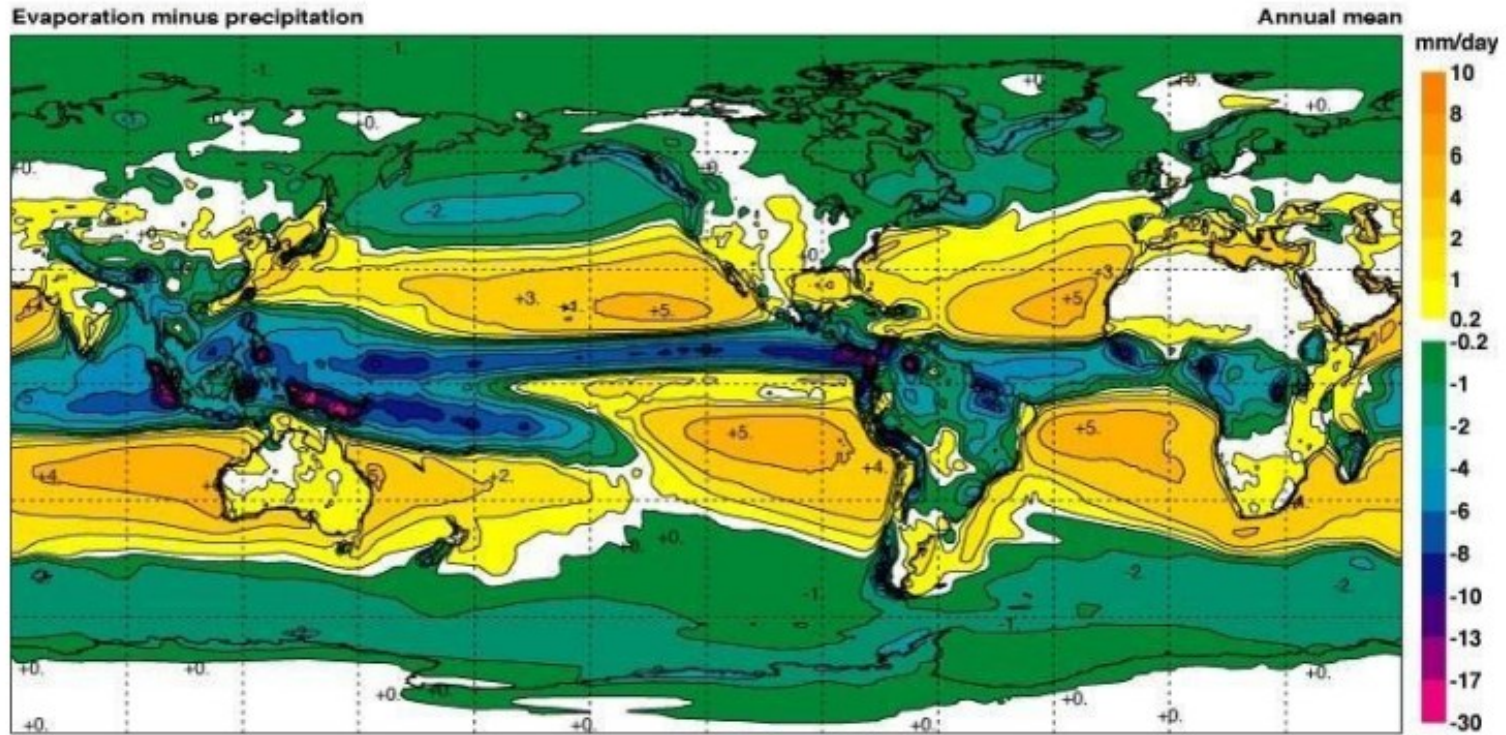
Temperatura de la superficie del océano (SST)

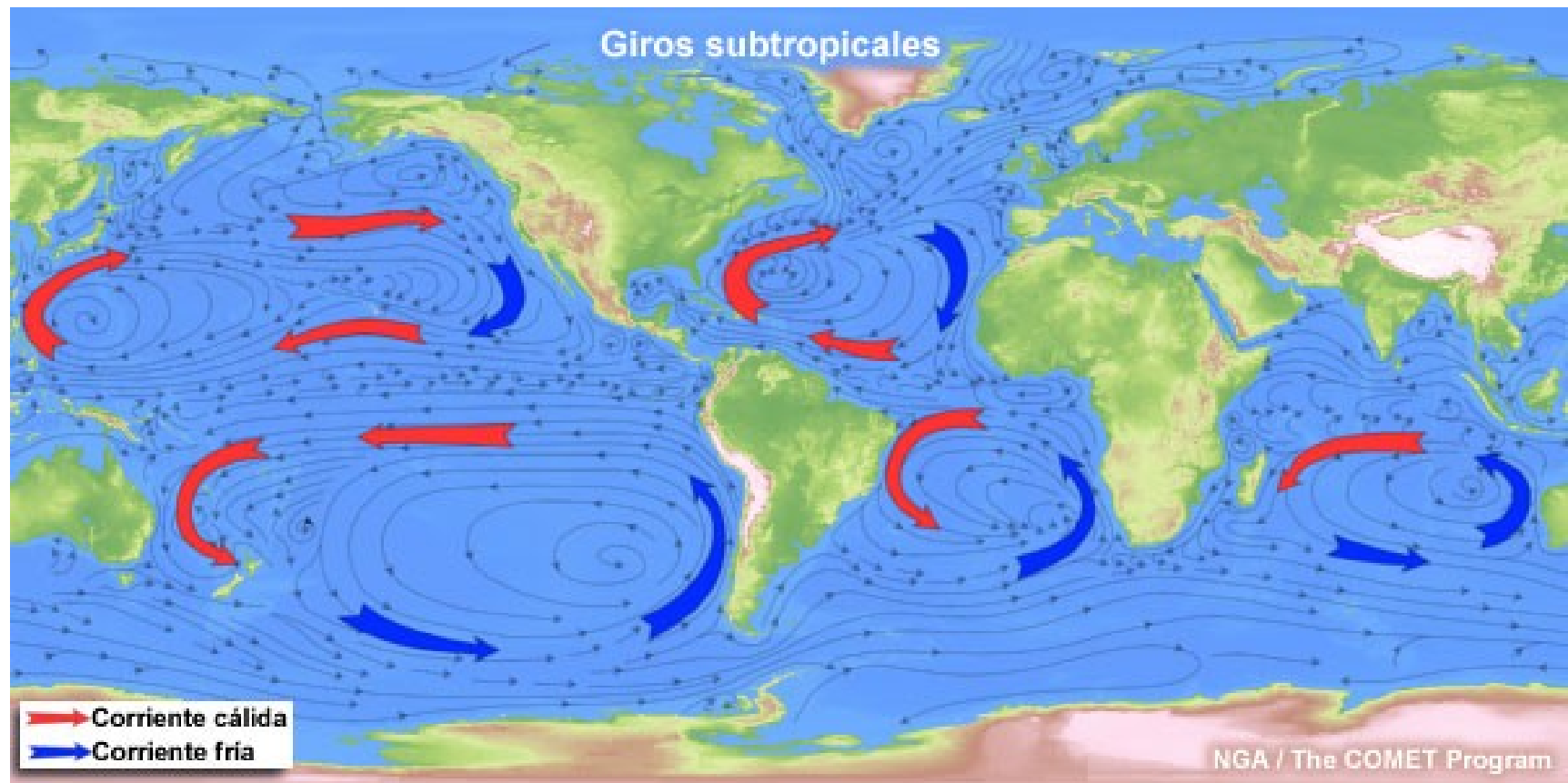


Distribución de la Salinidad en superficie

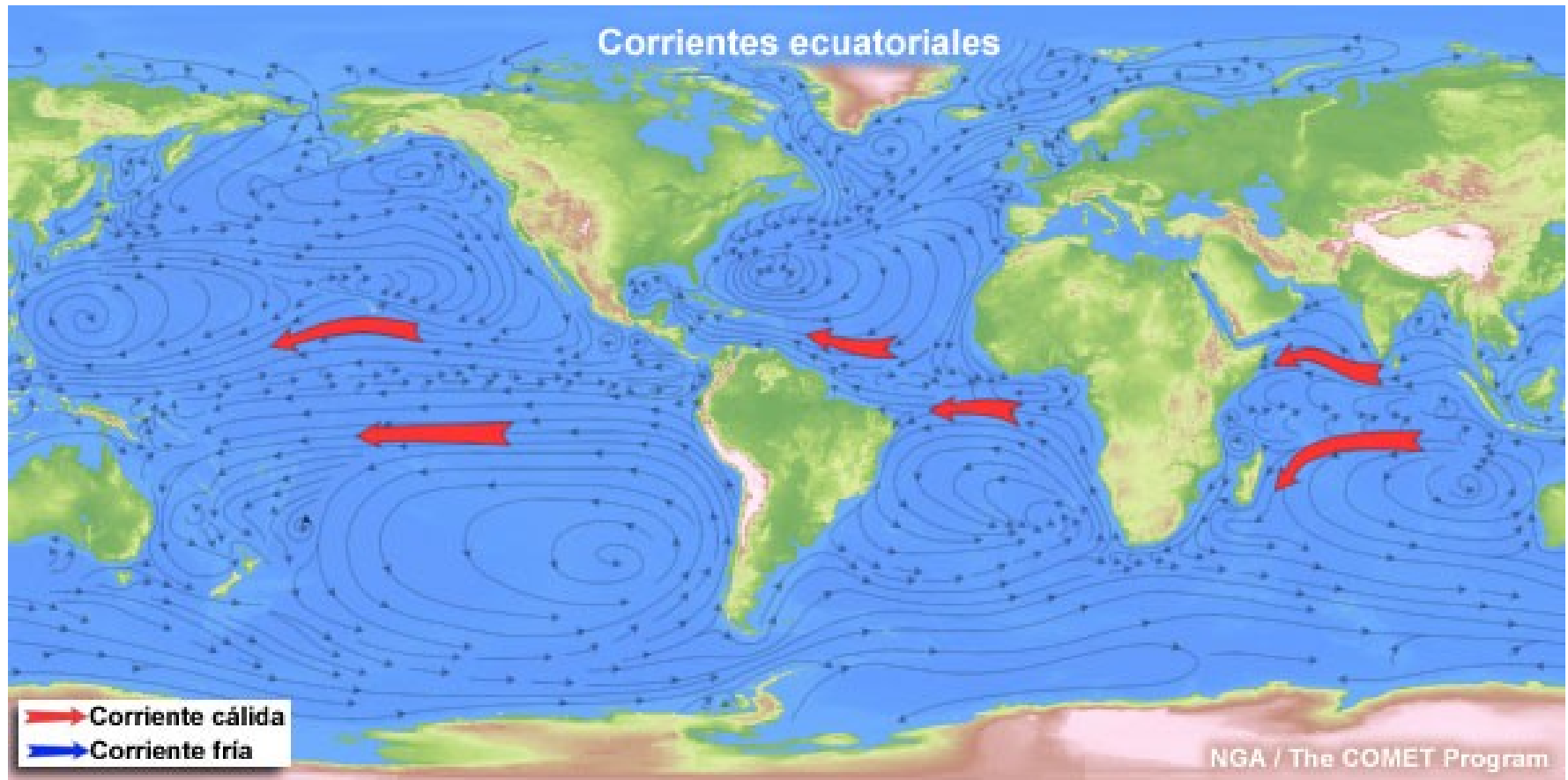


Evaporación-Precipitación





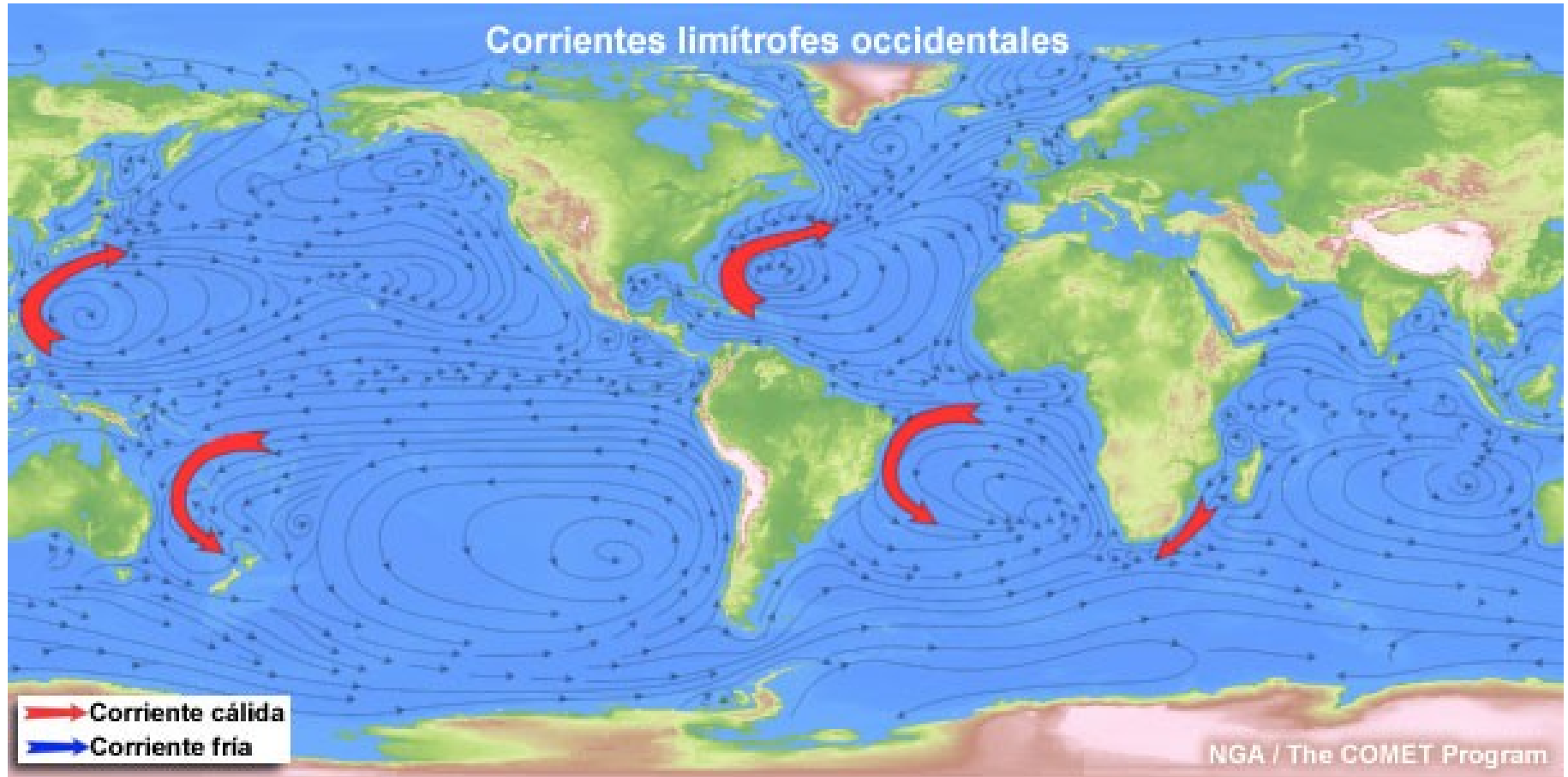
Circulación superficial



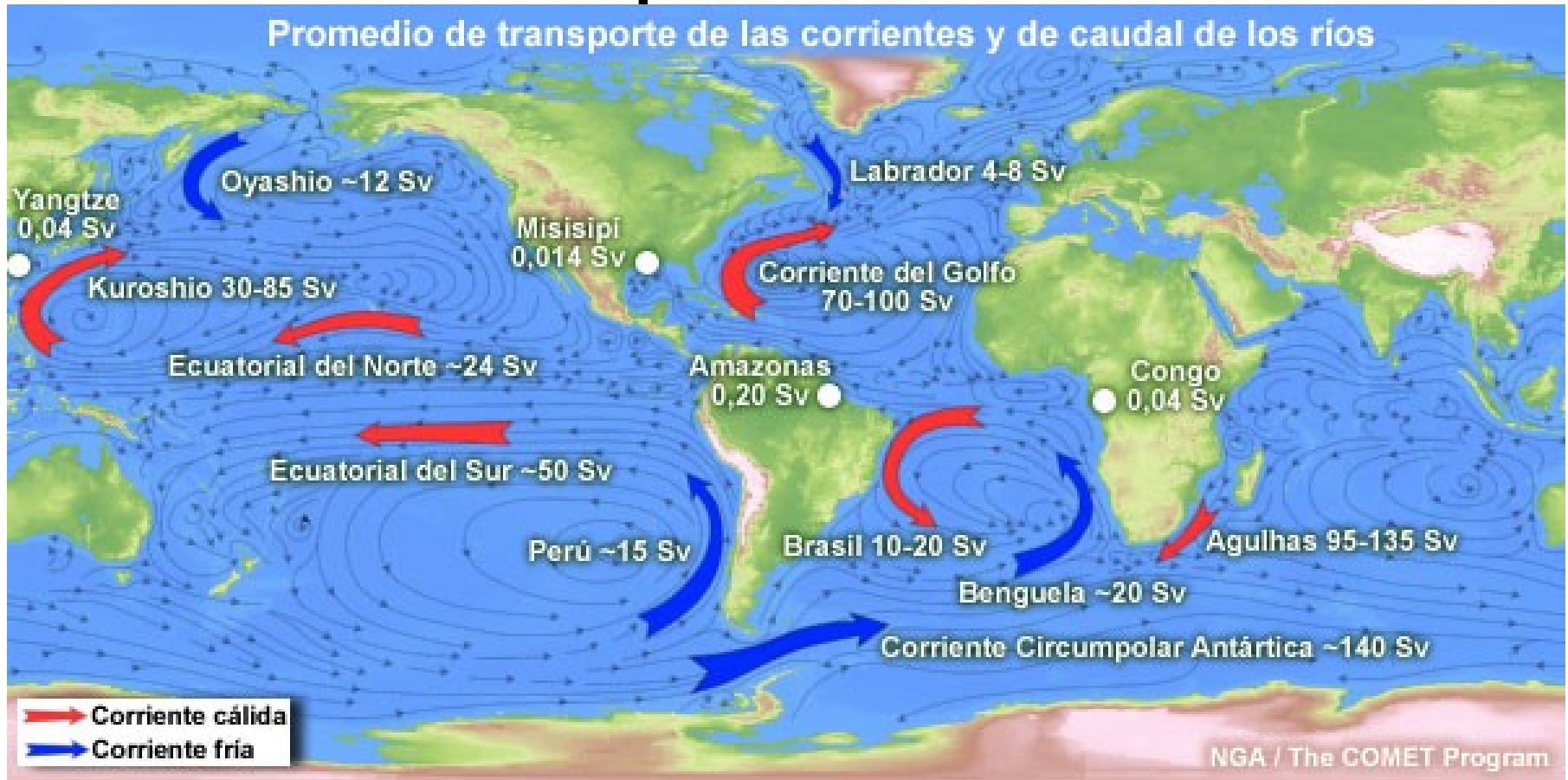
Circulación superficial



Circulación superficial



Circulación superficial



1 Svedrup (Sv) = 1.000.000m³/s

Circulación superficial

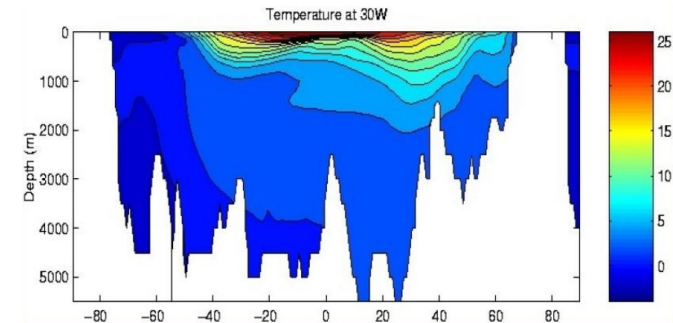
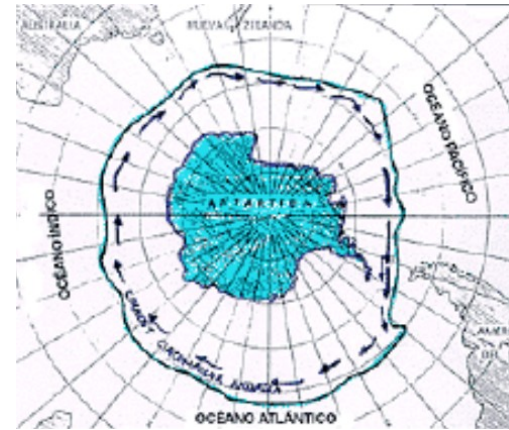
Confinada a capas superficiales.

Excepción: Corriente Circumpolar Antártica (CCA). Se extiende casi hasta el fondo oceánico.

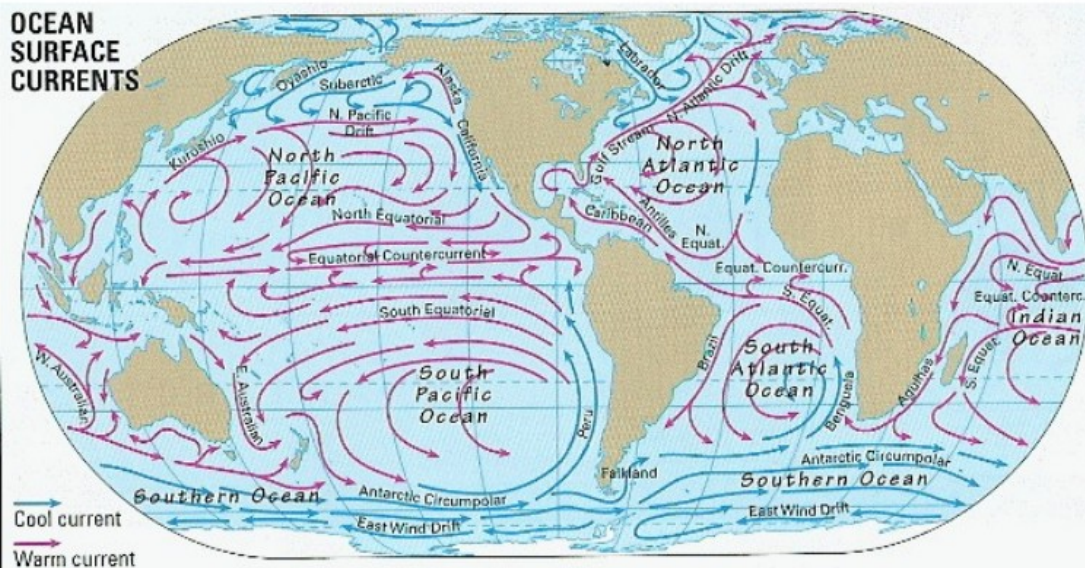
Motivos:

- Poca estratificación vertical → el forzante de los vientos penetra a mayores profundidades.
- Posibilidad de las parcelas de circunvalar la Antártida.

Lejos de la CCA, las aguas superficiales tienden a moverse en gigantescos giros inducidos por el estrés del viento en superficie.



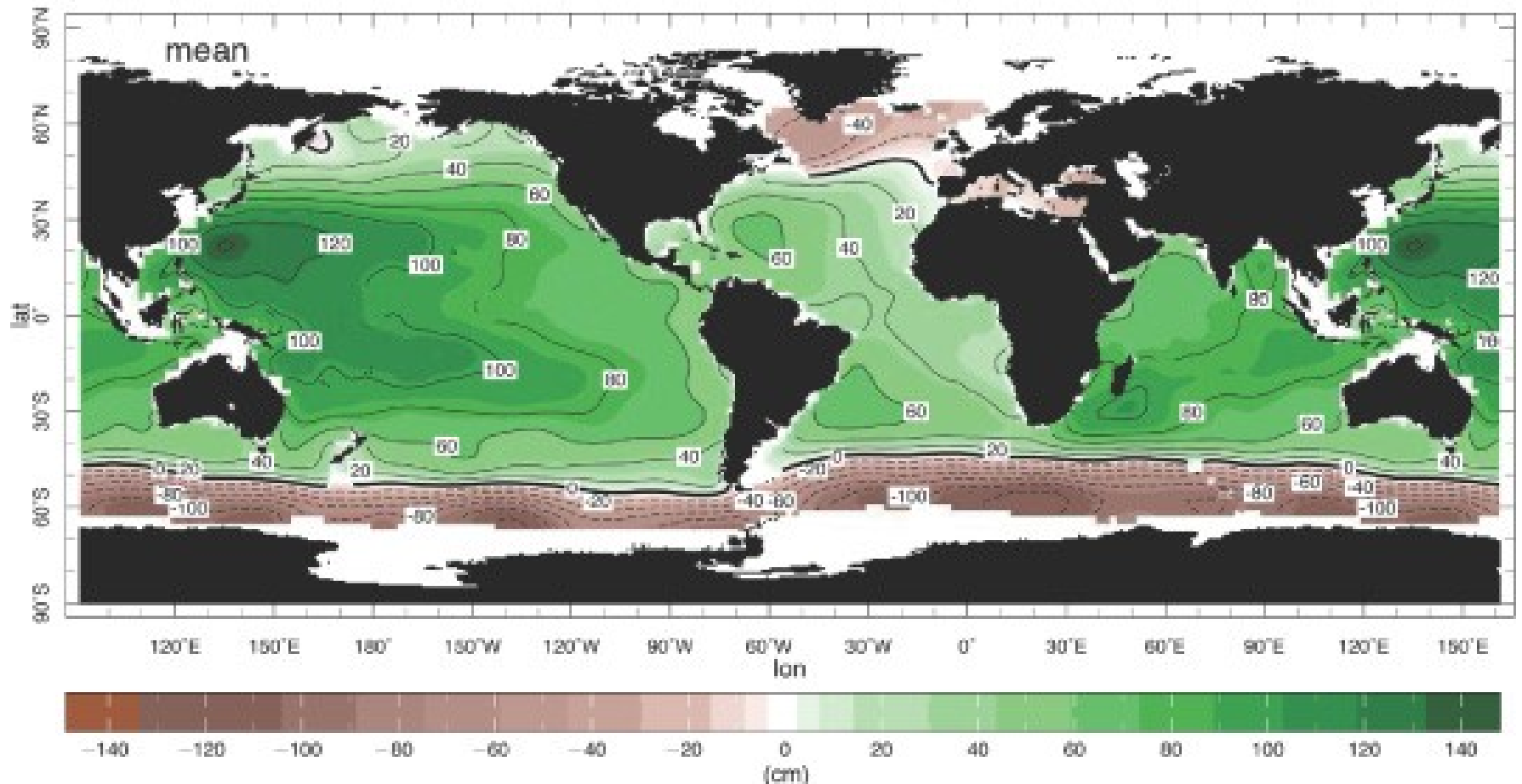
OCEAN SURFACE CURRENTS



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

Altura del nivel del mar



Corrientes geostróficas en superficie

- Para escalas mayores a días y a varias decenas de km, fuera de la capa límite, las corrientes están gobernadas por el equilibrio geostrófico en la dirección horizontal.
- Fuerza de Coriolis = Fuerza Gradiente de Presión (horizontal)

$$f_v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

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

Corrientes geostróficas en superficie

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

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

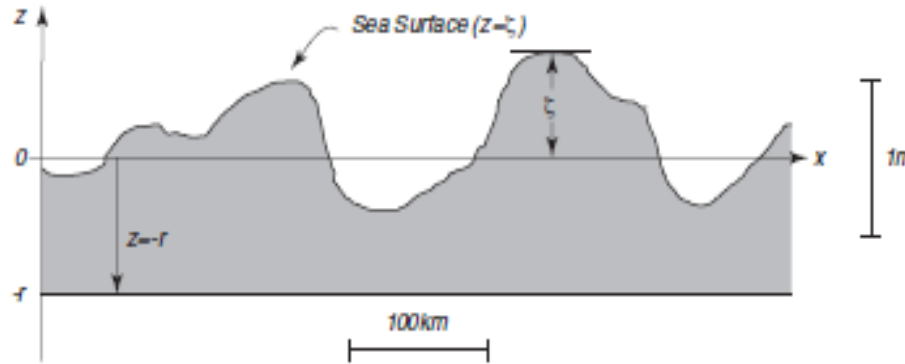
$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z}$$

En superficie esas ecuaciones se pueden escribir como

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$u = \frac{-g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

η = altura del nivel del mar



Conociendo variaciones en la altura del nivel del mar es posible calcular las corrientes geostróficas de superficie.

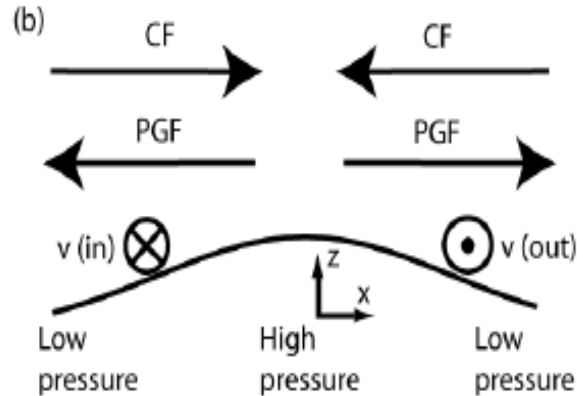
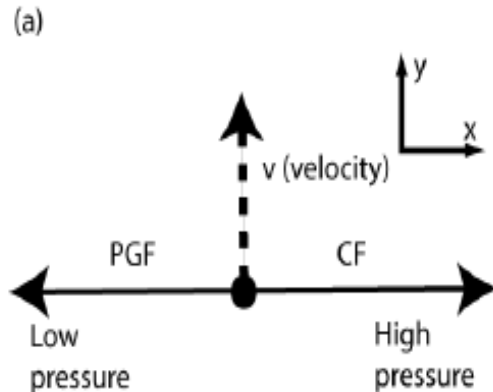
Los satélites proveen mediciones directas de las variaciones en la altura del nivel del mar. La altura del nivel del mar, a su vez, es una indicación de la presión.

Corrientes geostróficas en superficie

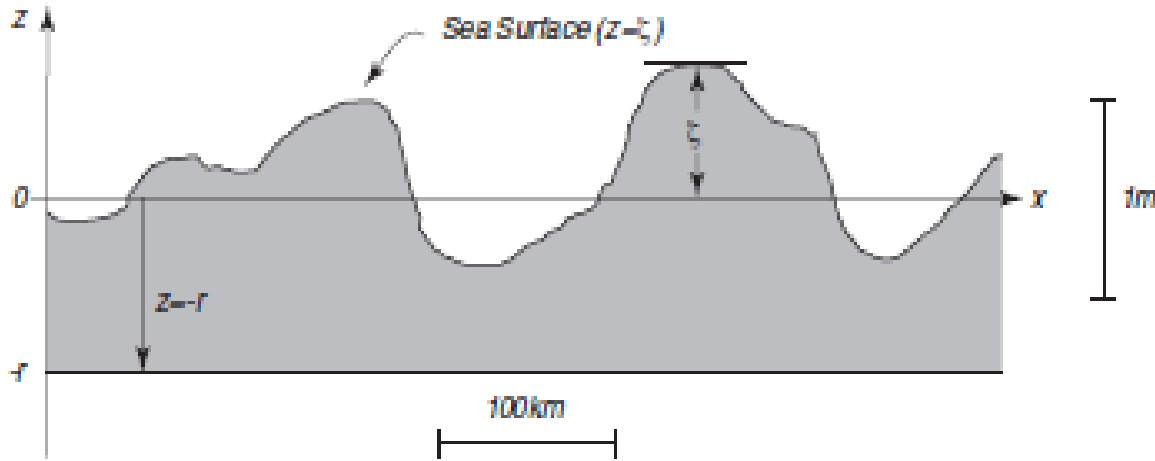
$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$u = \frac{-g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

La intensidad de las corrientes geostróficas es proporcional a la pendiente de la altura del nivel del mar en superficie.



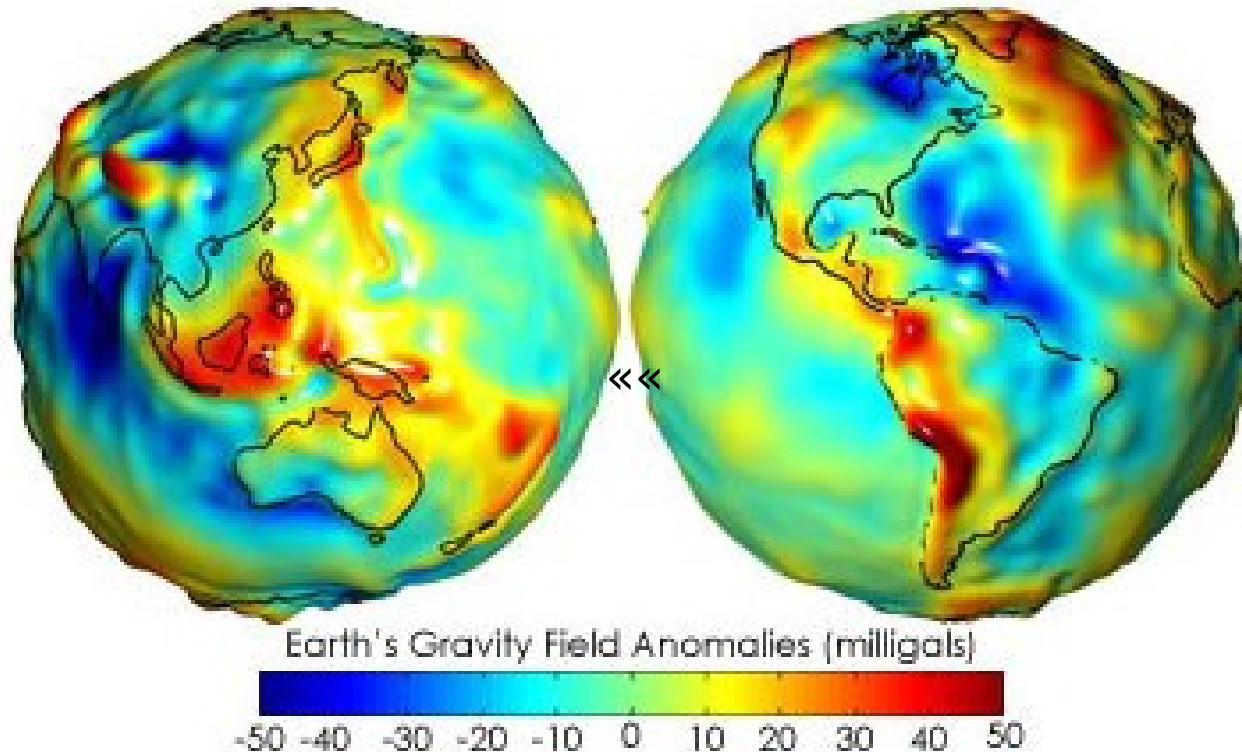
Corrientes geostróficas en superficie



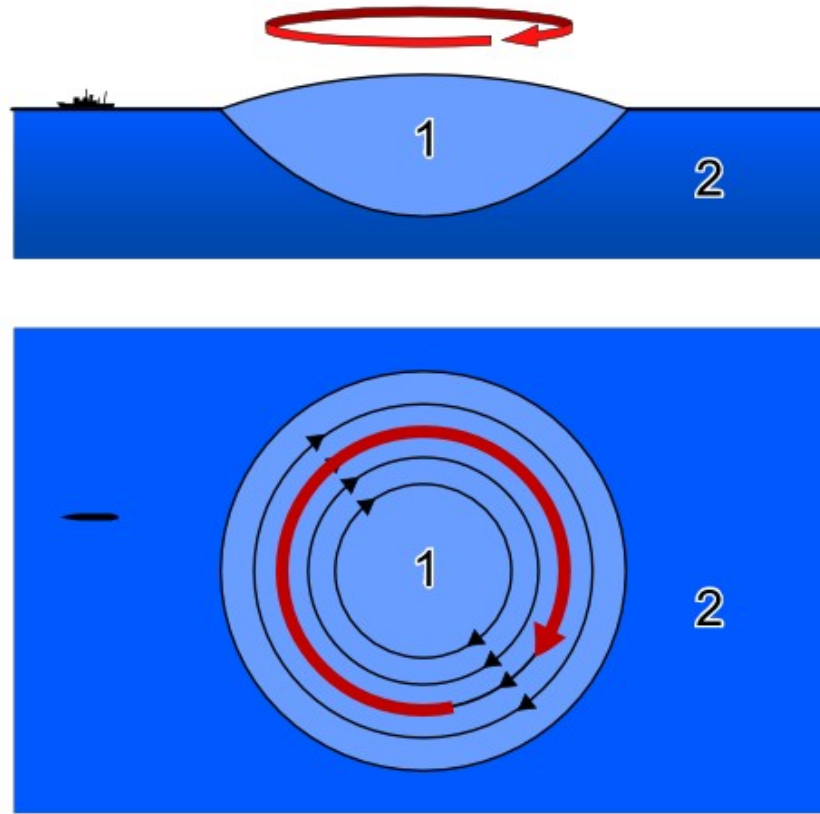
- La altura de referencia es el geoide y es aquella que tendría el océano en reposo.
- La topografía de la superficie aparece por mareas, corrientes y el efecto barométrico inverso (topografía dinámica).
- Estas variaciones son 1/100 de las ondulaciones del geoide.

Corrientes geostróficas en superficie

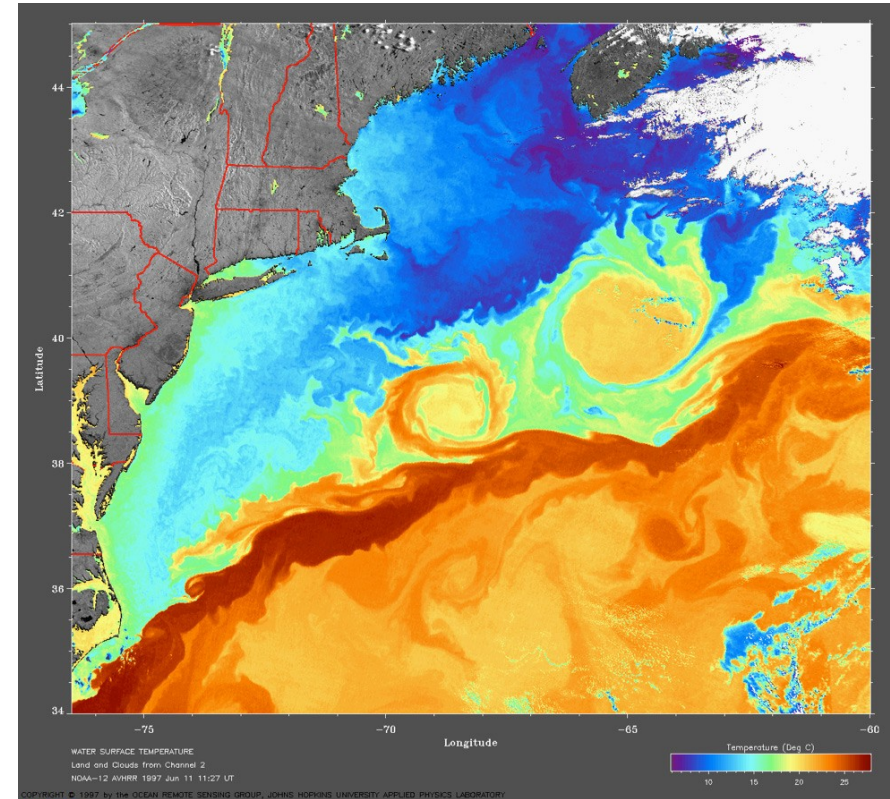
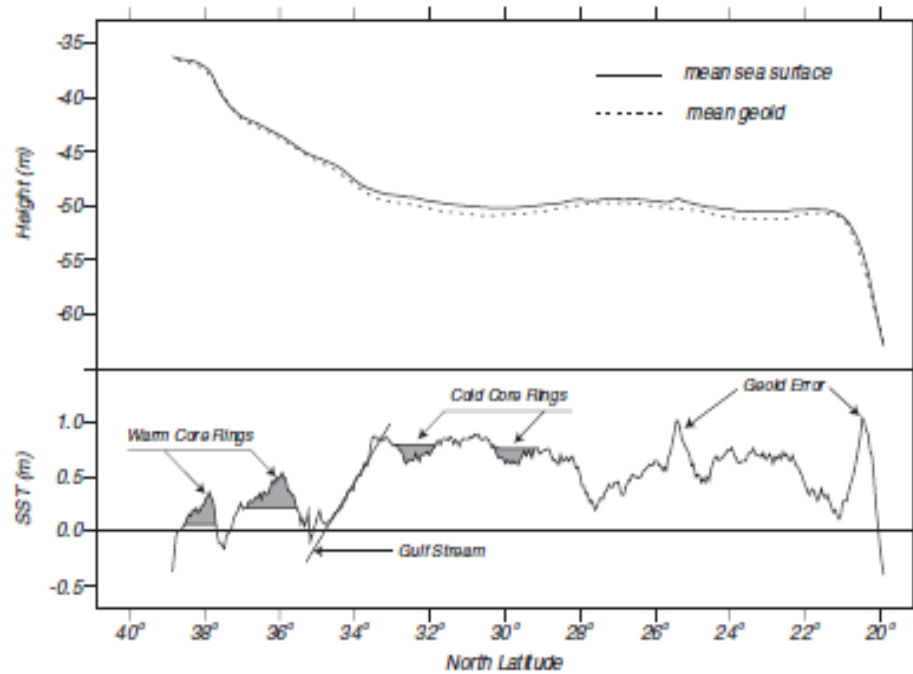
La forma de la superficie esta dominada por variaciones locales en el campo gravitatorio. La influencia de las corrientes es mucho menor. Por ello es necesario sistemas de altimetría muy precisos para medir las variaciones en la altura del mar debido a las corrientes



Corrientes geostróficas en superficie

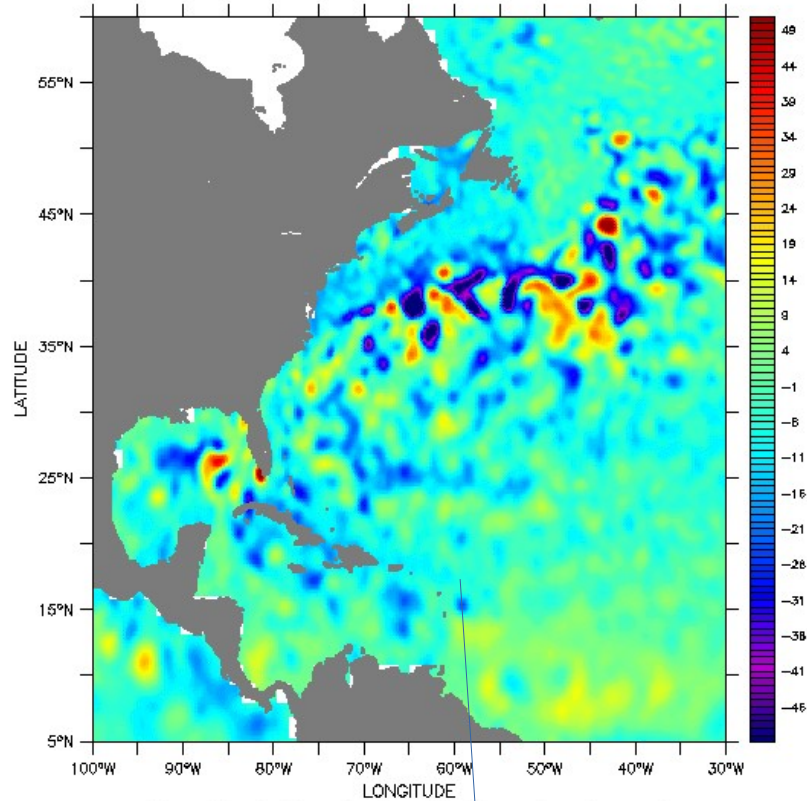


Corrientes geostróficas en superficie

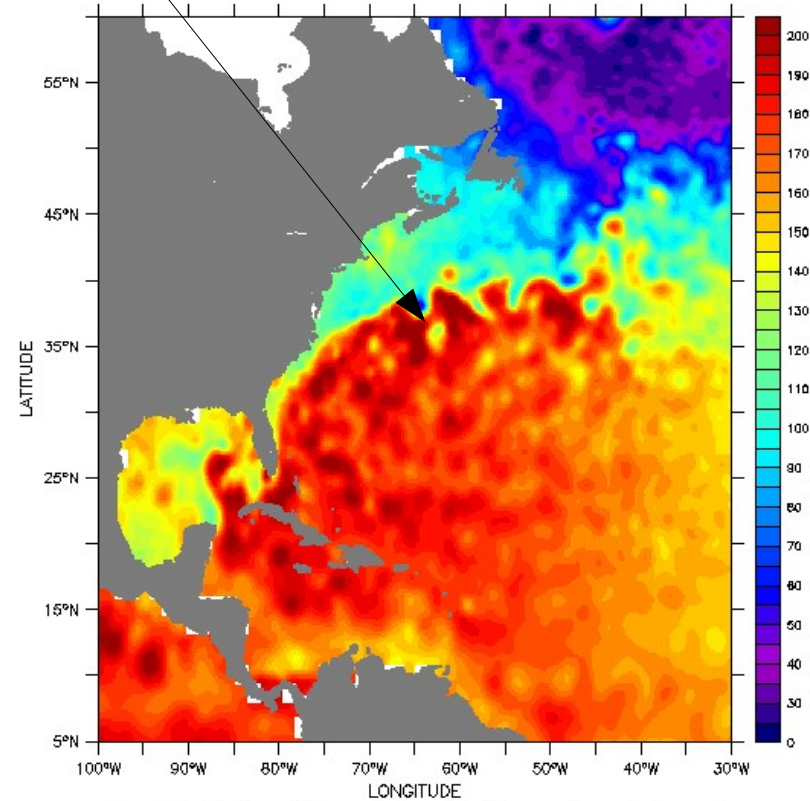


Corrientes geostróficas en superficie

Gran pendiente asociada a la corriente del Golfo.



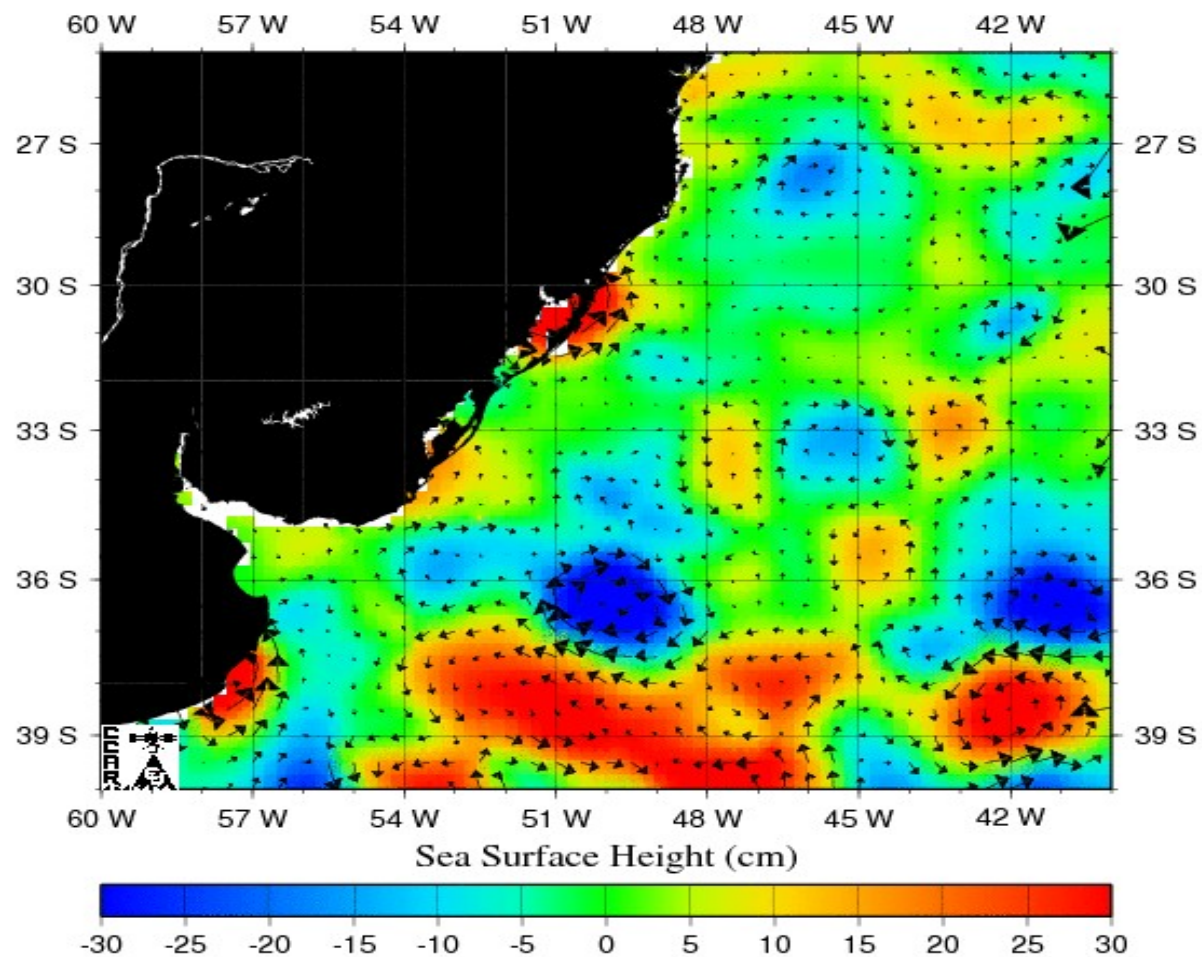
Maps of Sea Level Anomalies Merged (cm) from mslla oer h merged



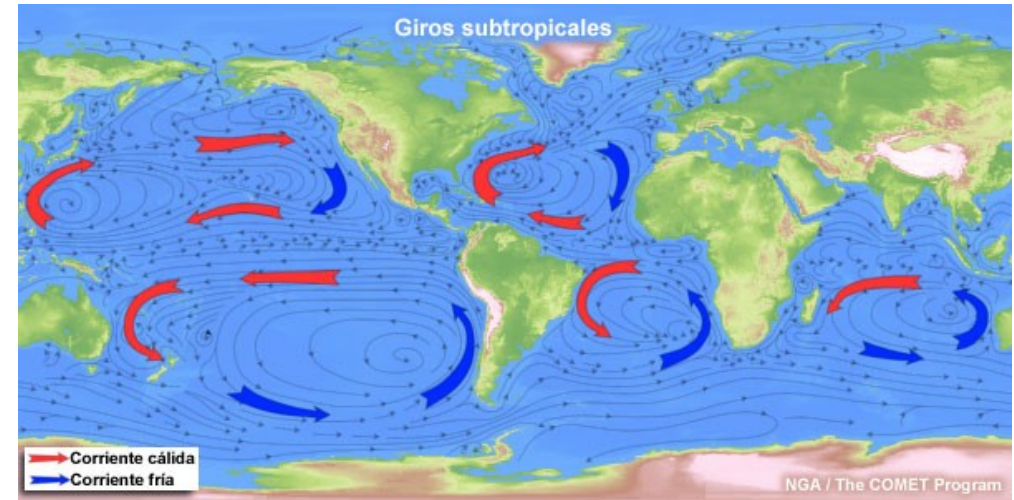
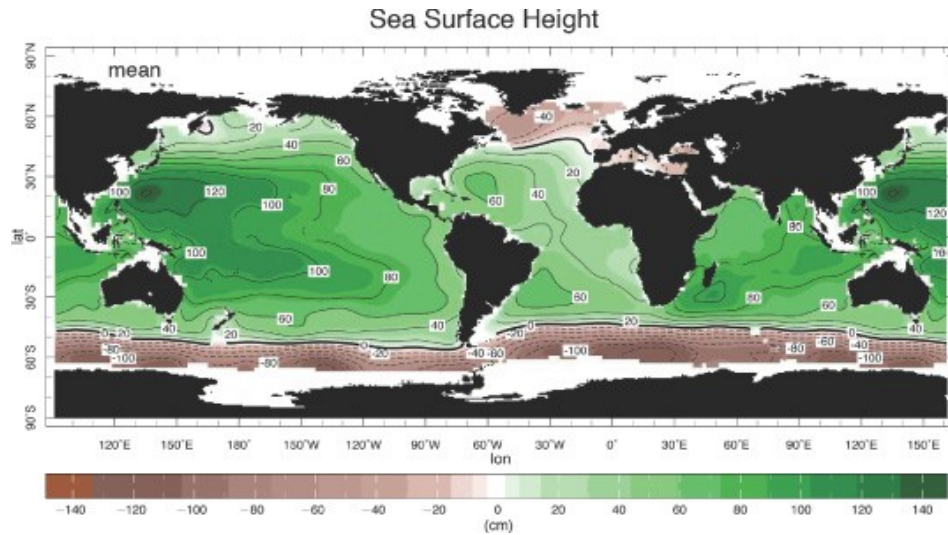
Maps of Absolute Dynamic Topography Merged (cm) from madt oer_abs h merged

Anomalias (desviaciones) de altura de nivel del mar con respecto a la climatología (promedio).

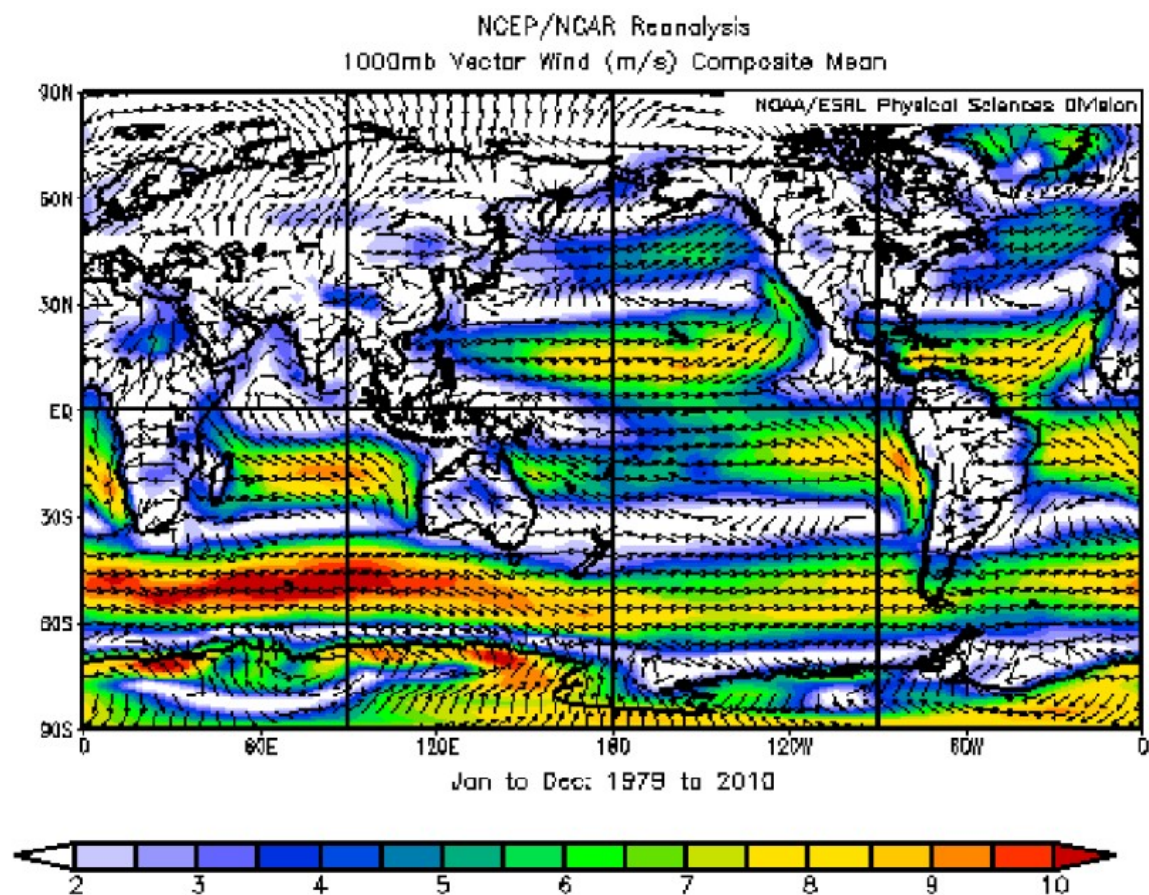
Real-Time Mesoscale Altimetry - May 1, 2012



Corrientes geostróficas en superficie

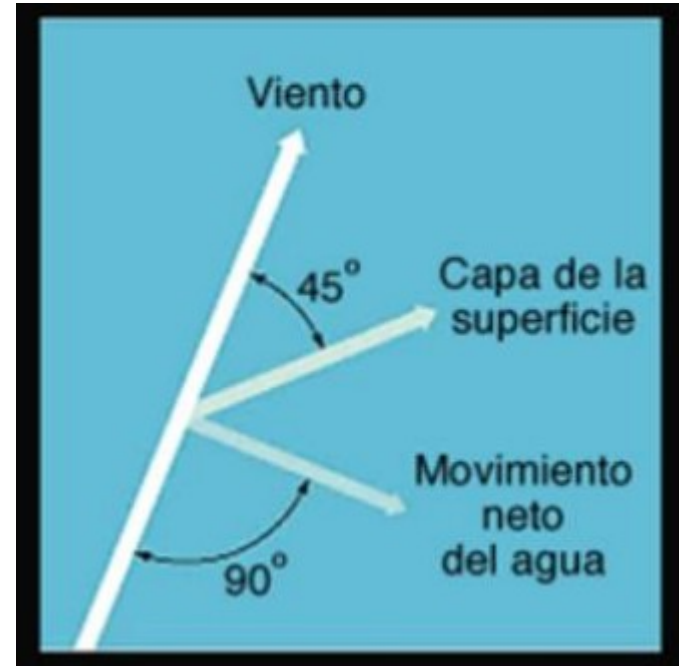
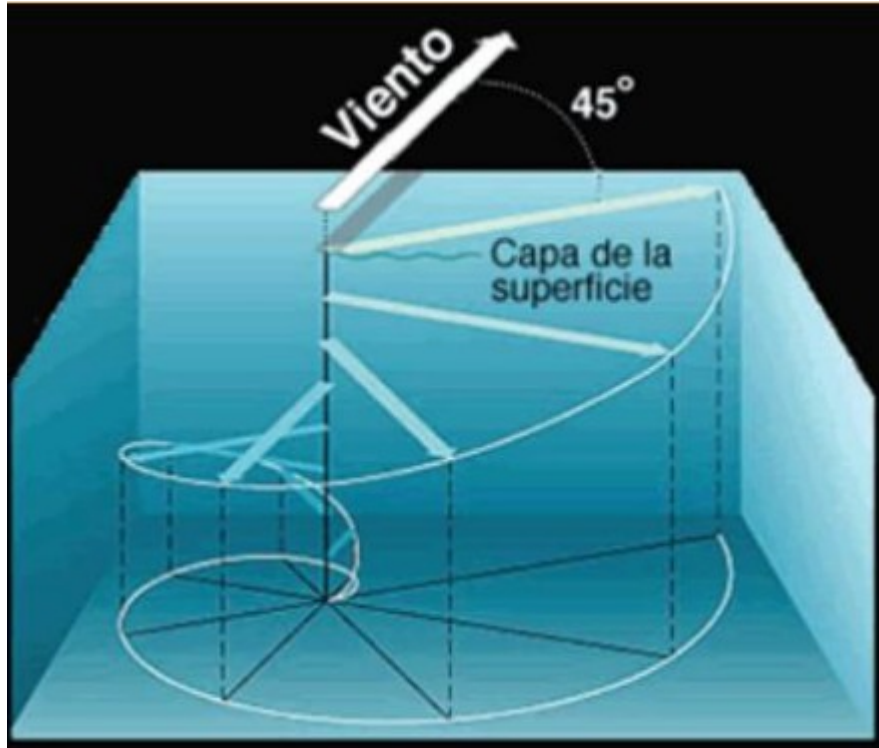


¿Cuál es el rol de los vientos?



Los vientos fuerzan al océano

Dinámica de Ekman



Dinámica de Ekman

Hemisferio Norte:

El agua se mueve 90° hacia la derecha que el viento (como en el dibujo).

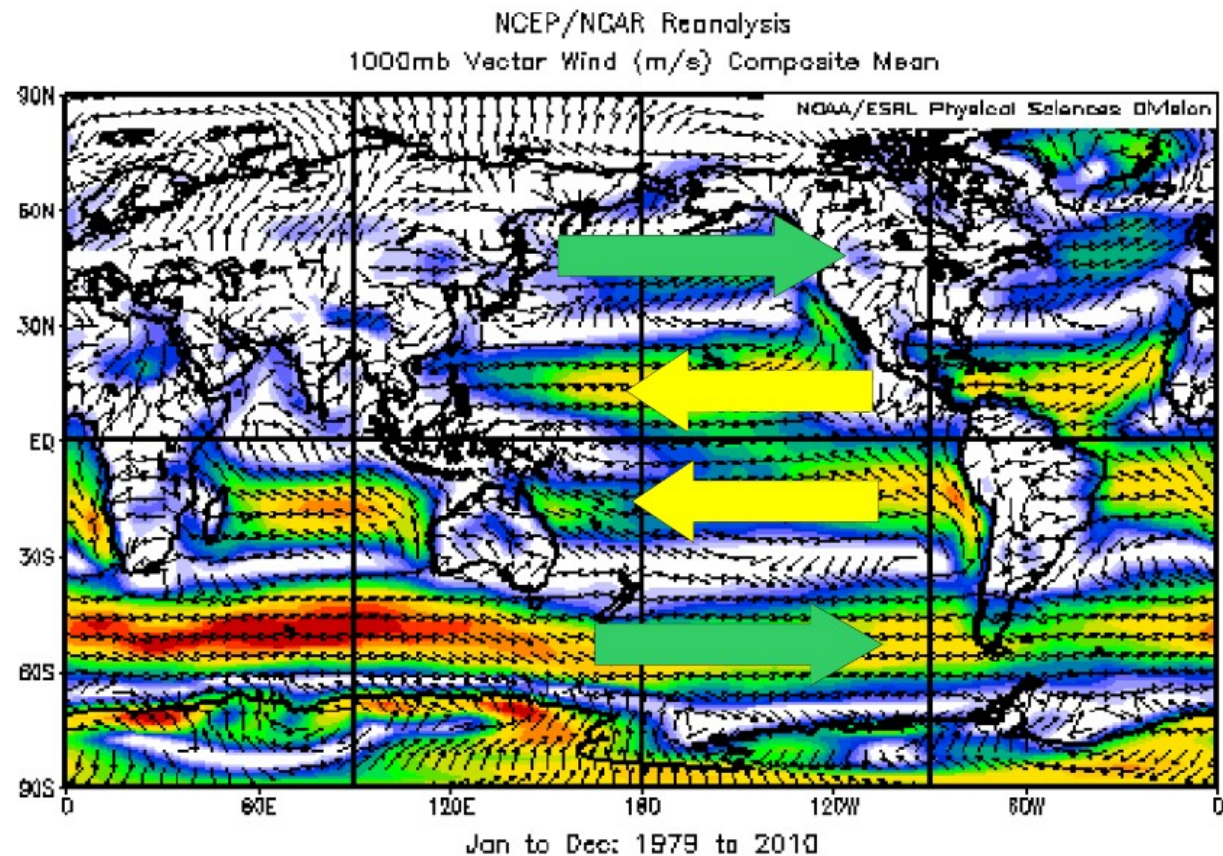


Hemisferio Sur:

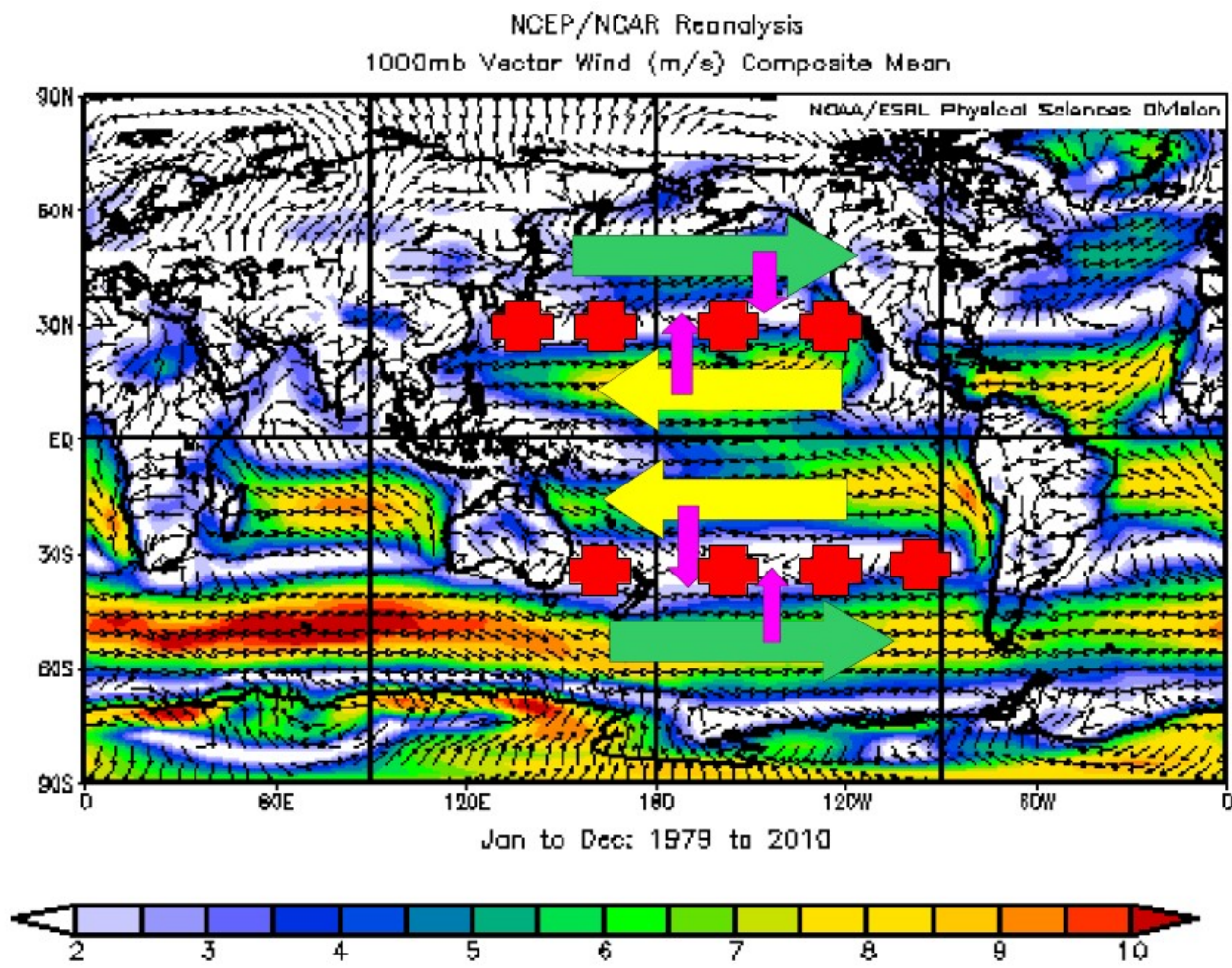
El agua se mueve 90° hacia la izquierda del viento.



Dinámica de Ekman



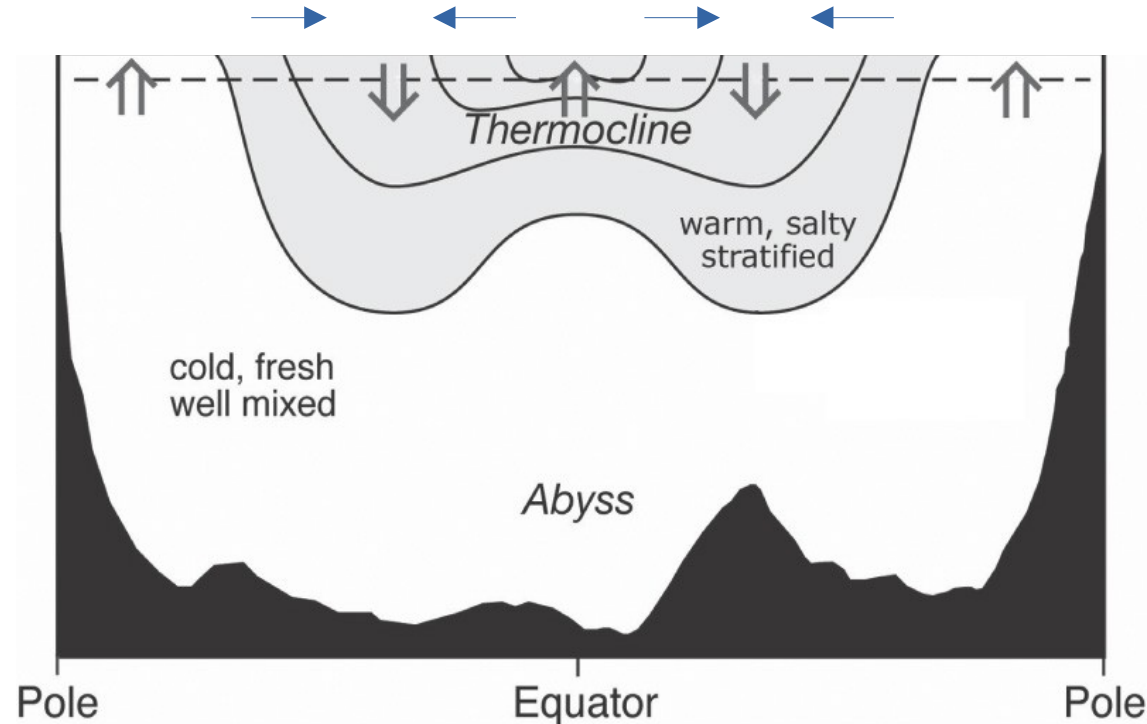
Dinámica de Ekman



Dinámica de Ekman

Parte del agua que se hunde fluye hacia el Ecuador por debajo de la superficie, en la Termoclina conservando la misma temperatura y salinidad.

Una vez que el agua llega al Ecuador, aflora, es calentada por la radiación solar, y es llevada de vuelta hacia los polos, completando la circulación.



Dinámica de Ekman

El resto del agua que se hunde en 30° participa en Giros subtropicales que viajan hacia el polo en corrientes como la corriente del Golfo o del Brasil, antes de retornar a la región de hundimiento

Dinámica de Ekman

En la capa límite el balance fundamental está dado por:

Fuerza Coriolis= FGP + Fricción

$$\begin{aligned}\frac{d u}{d t}-f v &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}+F R_x \\ \frac{d v}{d t}+f u &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}+F R_y \\ \rho g &= \frac{-\partial p}{\partial z}\end{aligned}$$

Dinámica de Ekman

Dividimos a las componentes en una geostrófica y una ageostrófica

$$u = u_g + u_a$$
$$v = v_g + v_a$$

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

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

Para la componente geostrófica vale el equilibrio geostrófico $FC = FGP$

$$-f v_g = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad f u_g = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y};$$

Para la componente ageostrófica hay un equilibrio entre $FC = FR$ (balance de Ekman)

$$-f v_a = FR_x = A_v \frac{\partial^2 u_a}{\partial z^2};$$

$$+f u_a = FR_y = A_v \frac{\partial^2 v_a}{\partial z^2}$$

A_v es el
coeficiente de
mezcla vertical

Para la componente ageostrofica

$$u_a = \frac{A_v^2}{f^2} \frac{\partial^4 u_a}{\partial z^4}$$

$$u_a = C e^{\lambda z}$$

Entonces

$$\lambda = \pm (1 \pm i) \frac{1}{d} \quad d = \sqrt{(2 A_v / |f|)}$$

Imponiendo condiciones de borde

$$\frac{\partial u_a}{\partial z} = \frac{\tau}{\rho A_v}, \quad z = 0$$

$$u_a(z \rightarrow -\infty) = 0$$

En la superficie la variación de la velocidad con la profundidad está dado por el esfuerzo de los vientos

Al alejarnos de la superficie la velocidad ageostrófica disminuye y solo queda la geostrófica en profundidad

Si $\tau = \tau_y$ entonces la solución es

$$u_E(z) = \frac{\sqrt{2}}{\rho f d} e^{z/d} \left[-\tau_y \sin\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) \right]$$

$$v_E(z) = \frac{\sqrt{2}}{\rho f d} e^{z/d} \left[+\tau_y \cos\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) \right]$$

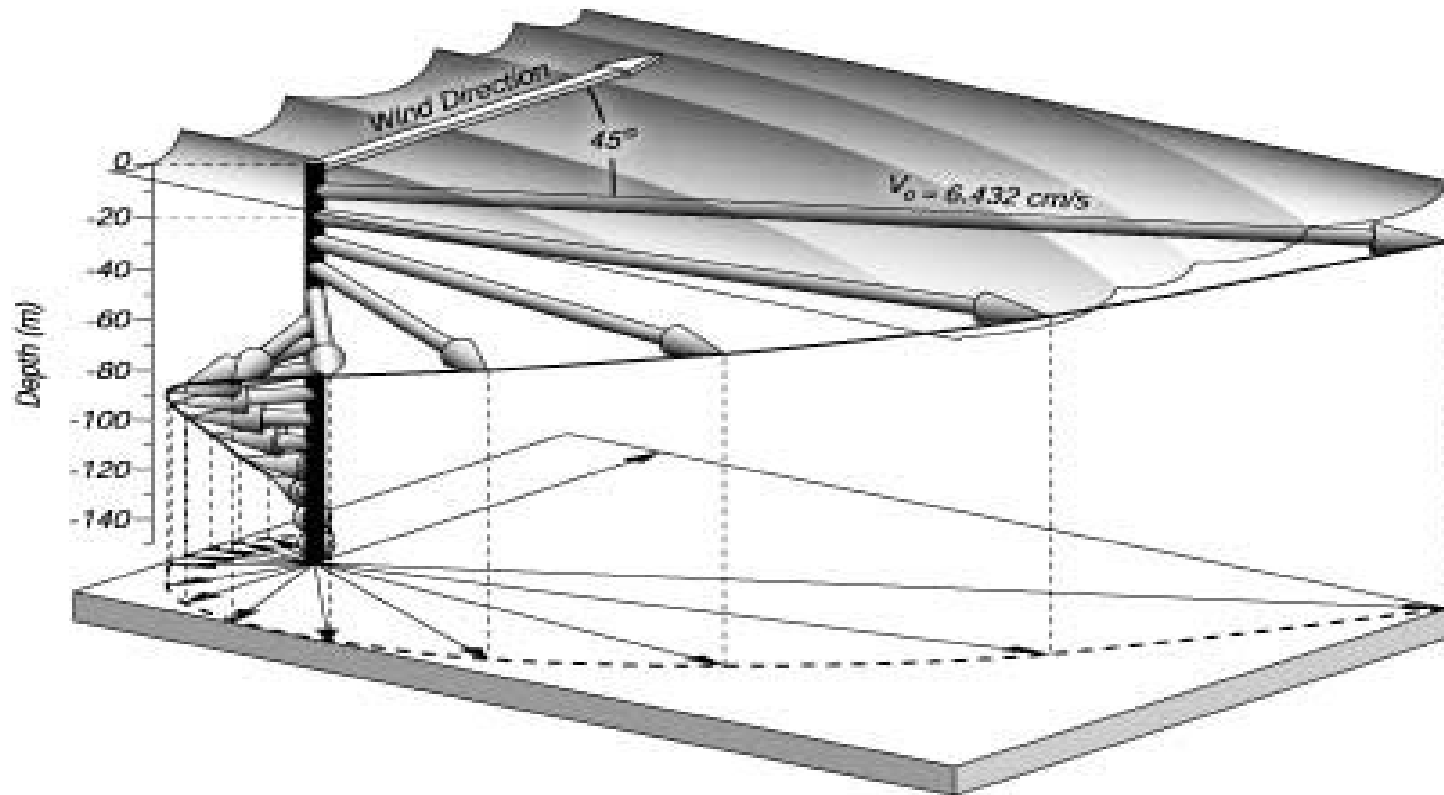
Corrientes de Ekman

$$d = \sqrt{(2 A_V / |f|)}$$

Profundidad de la capa de Ekman

A la corriente ageostrófica que cumple el balance $FC = FR$ se le denomina corriente de Ekman.

Espiral de Ekman (H.N.)

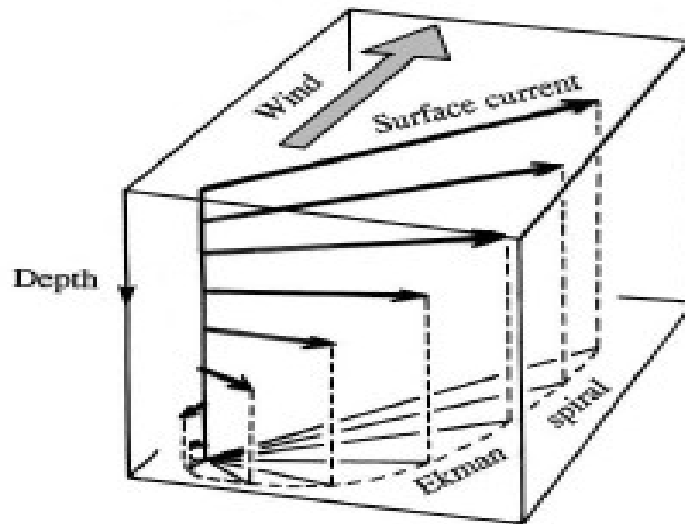


- Transporte de Ekman

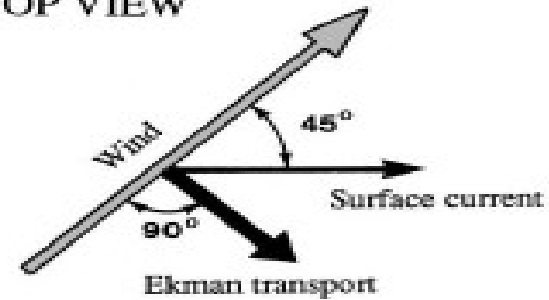
$$U_E = \int_{-\infty}^0 u_E(z) dz = \frac{1}{\rho f} \tau_y$$

$$V_E = \int_{-\infty}^0 v_E(z) dz = \frac{-1}{\rho f} \tau_x$$

No depende de A_v !



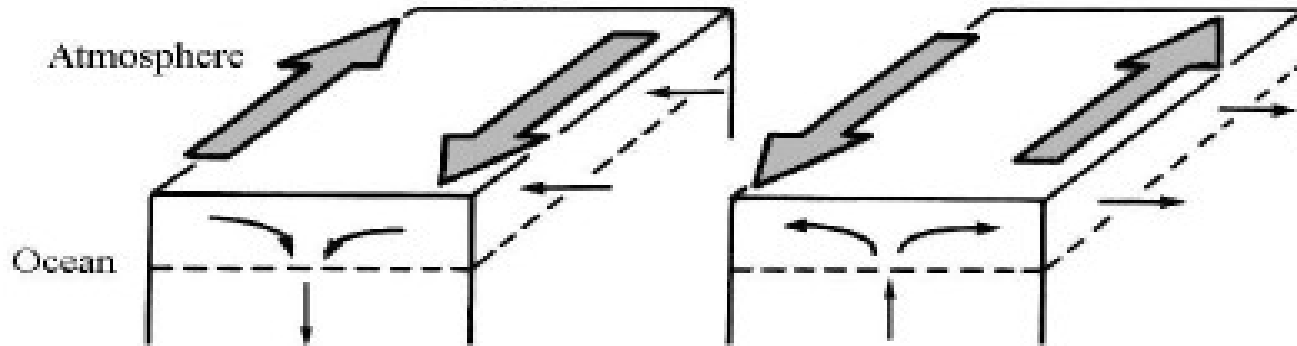
TOP VIEW



Dinámica de Ekman

Bombeo de Ekman

Si el viento varía espacialmente el transporte de Ekman también lo y habrá convergencia/divergencia en la capa lo cual induce movimientos verticales.



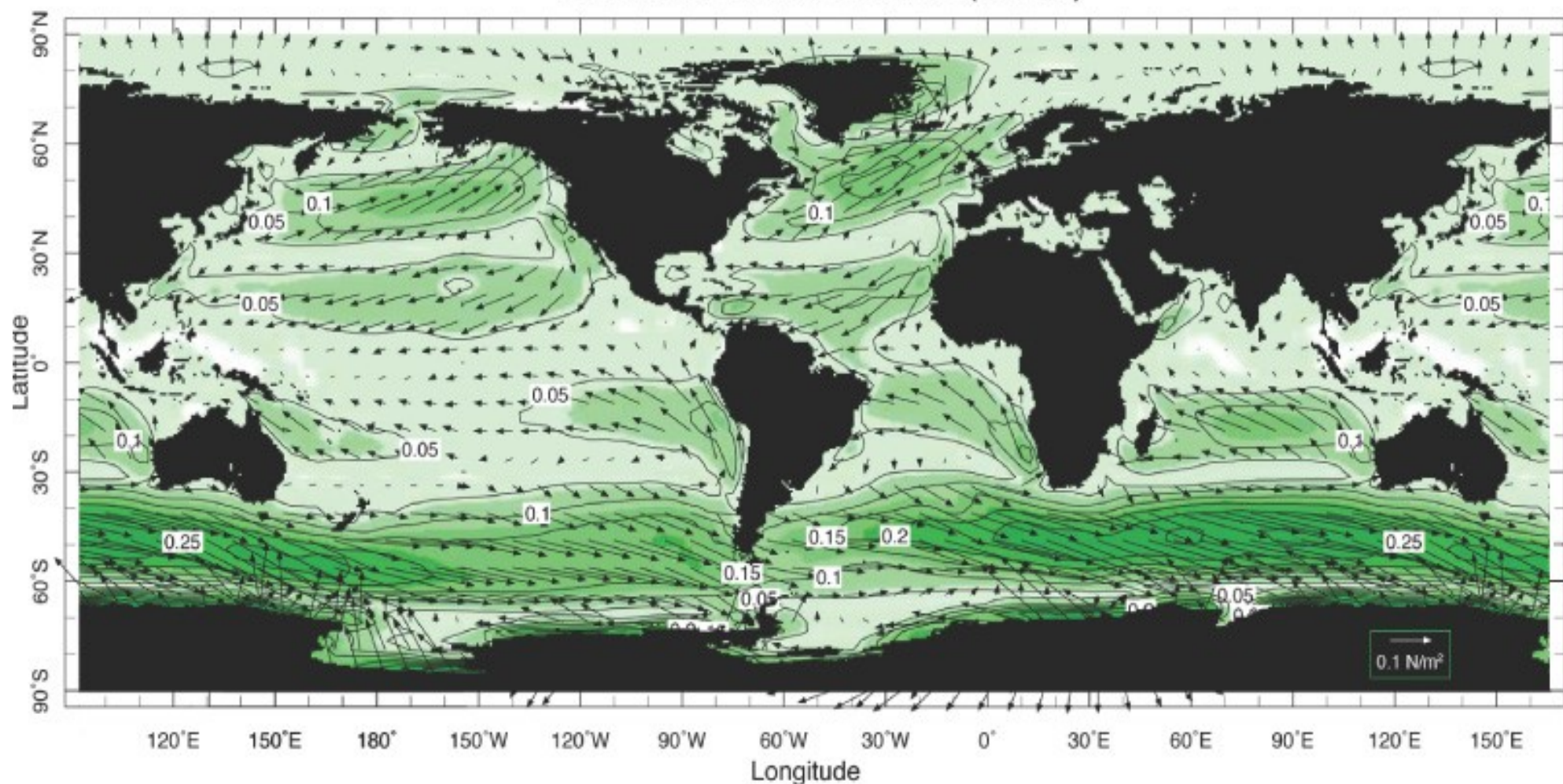
Divergencia horizontal del transporte de Ekman

$$\nabla \cdot \mathbf{U}_E = \left(\frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \right) = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{\rho f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{\rho f} \right) \right]$$

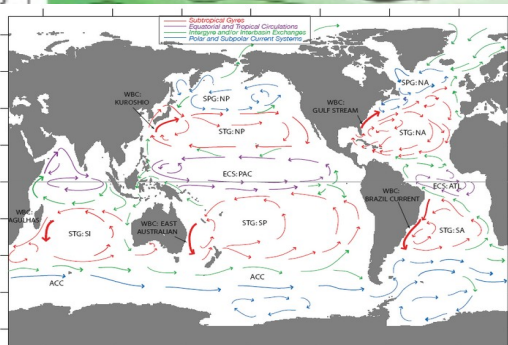
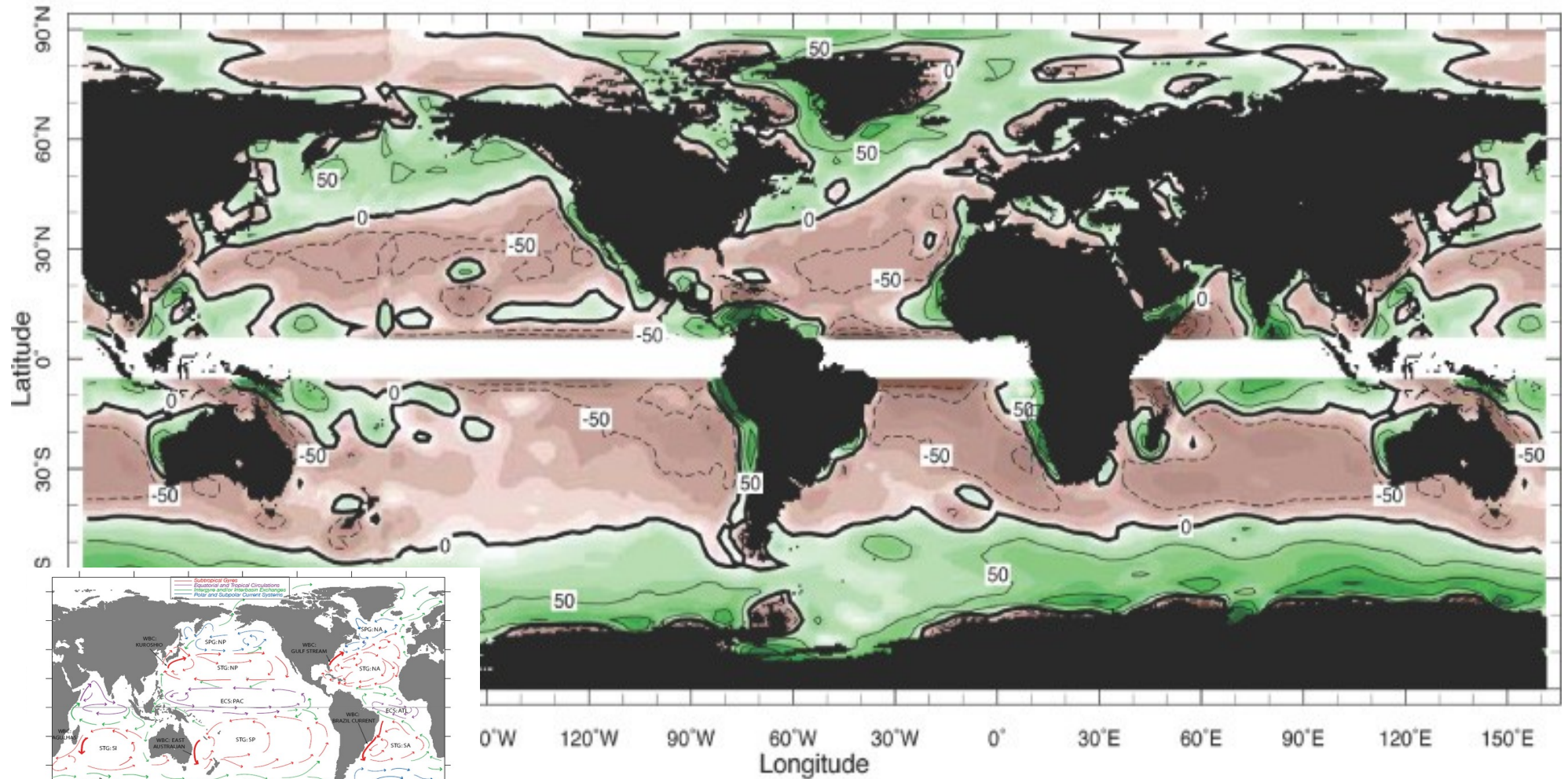
Por continuidad obtenemos el “bombeo de Ekman”

$$w_E = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{f} \right) \right]$$

Surface Wind Stress (N/m^2)



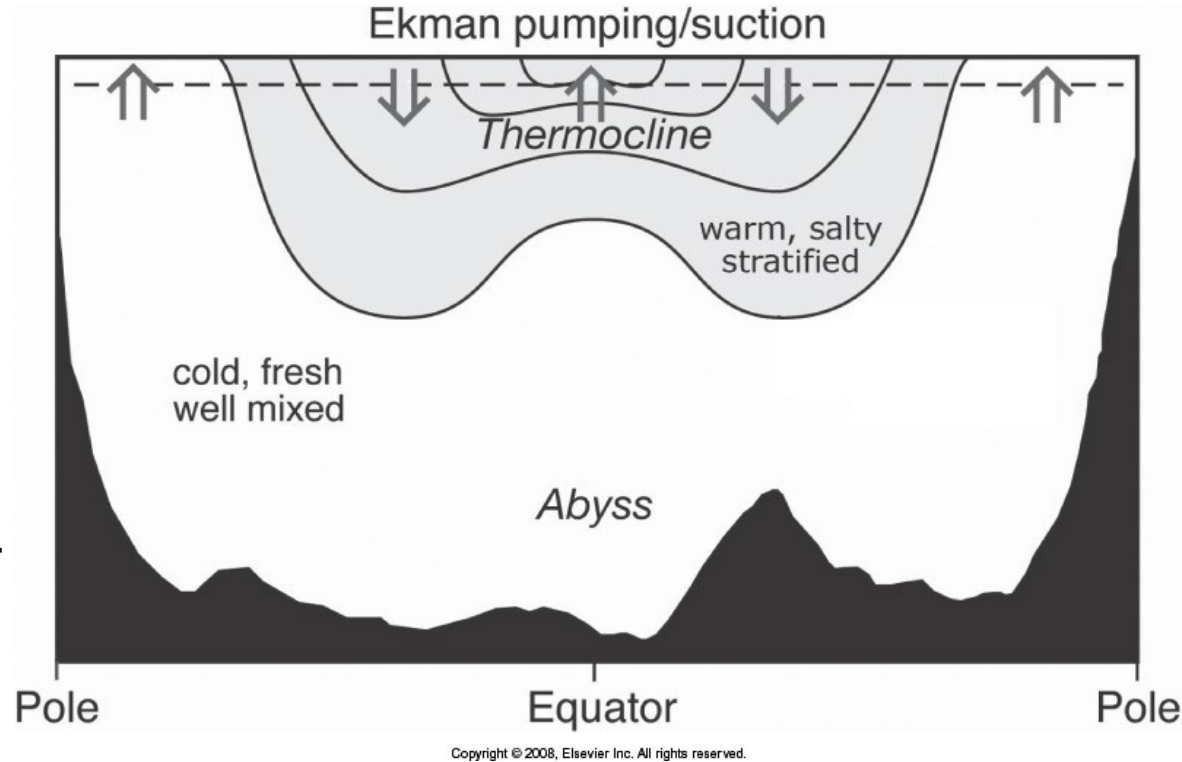
Ekman Pumping (m/y)

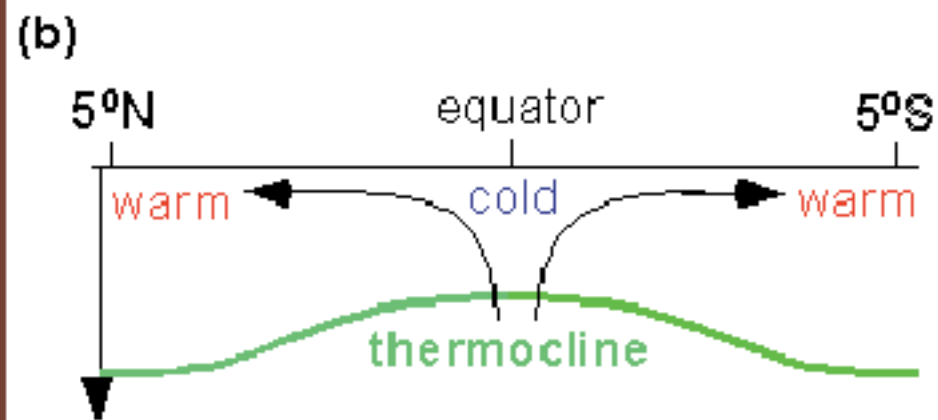
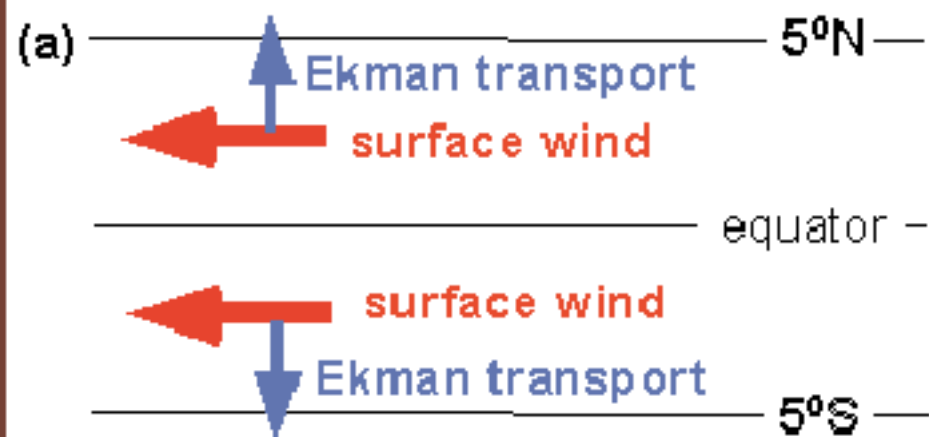


Dinámica de Ekman

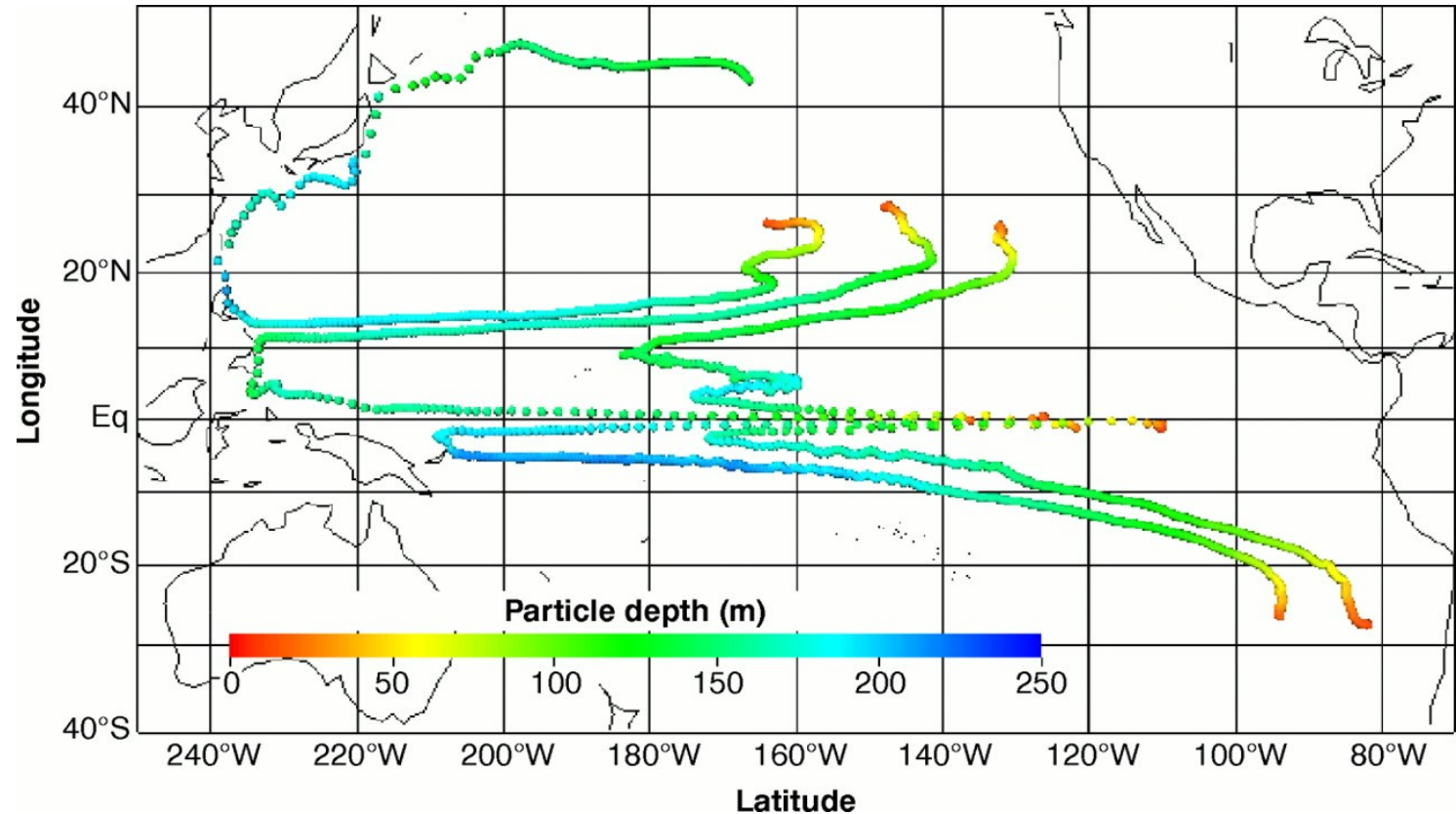
Parte del agua que se hunde fluye hacia el Ecuador por debajo de la superficie, en la Termoclina conservando la misma temperatura y salinidad.

Una vez que el agua llega al Ecuador, aflora, es calentada por la radiación solar, y es llevada de vuelta hacia los polos, completando la circulación.

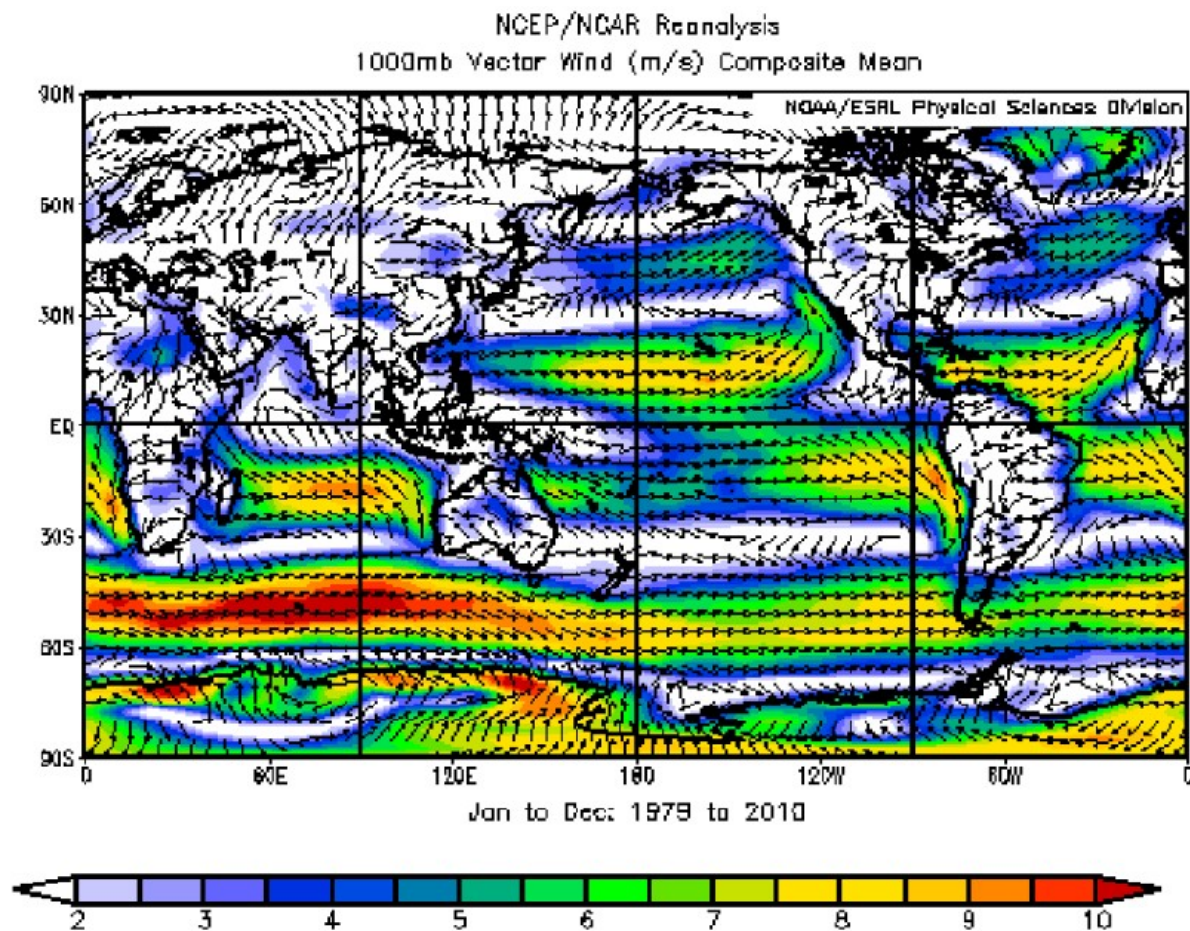




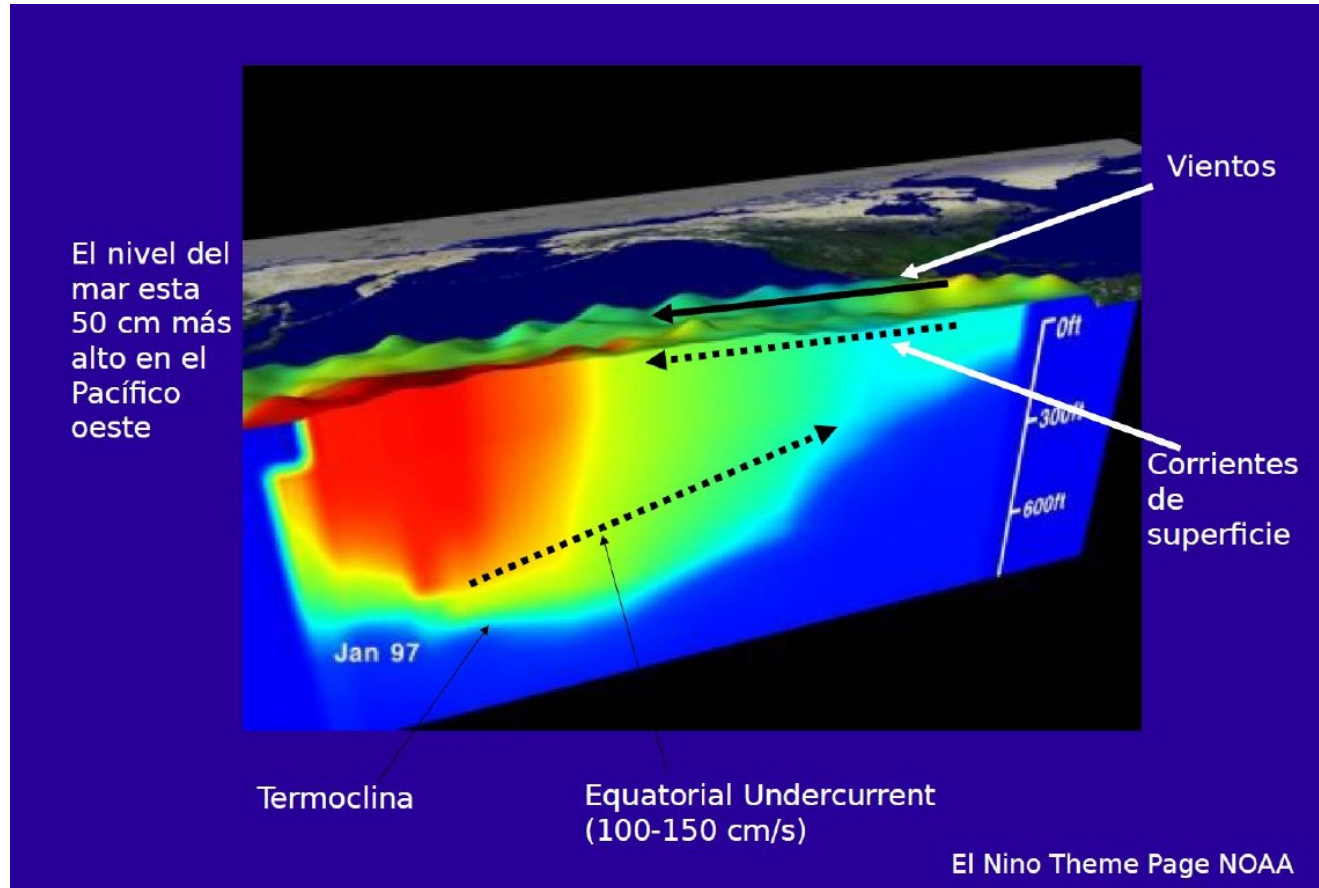
El agua se hunde en 30° y se mueve hacia el ecuador a unos 200 m de profundidad. Llega a la costa oeste, se mueve hacia el este y aflora en la región central y este.



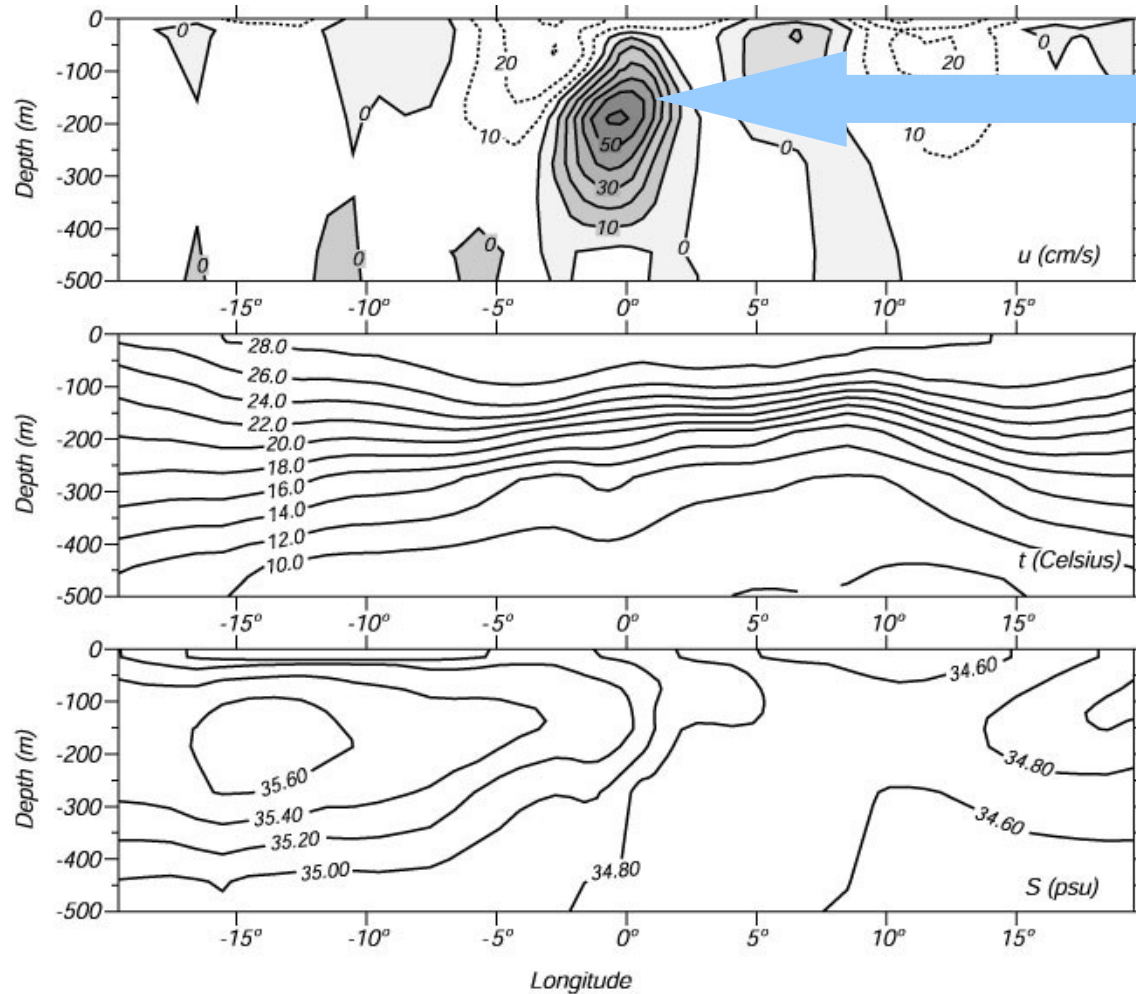
Los vientos en superficie



Pacífico ecuatorial

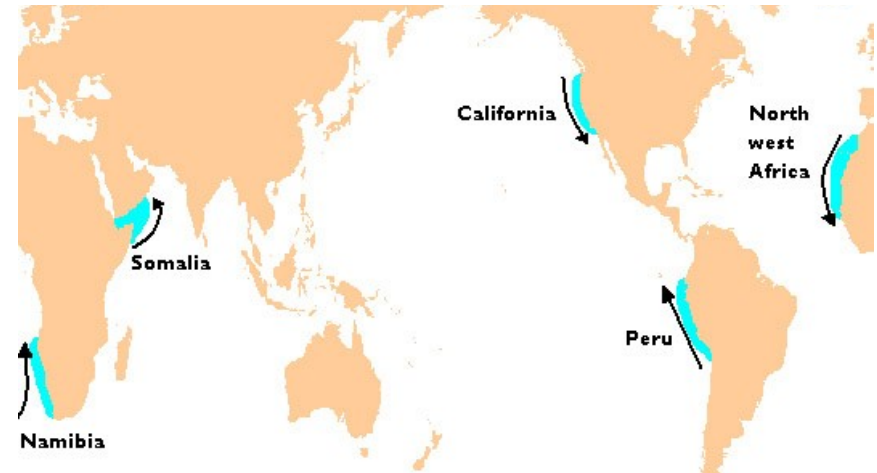
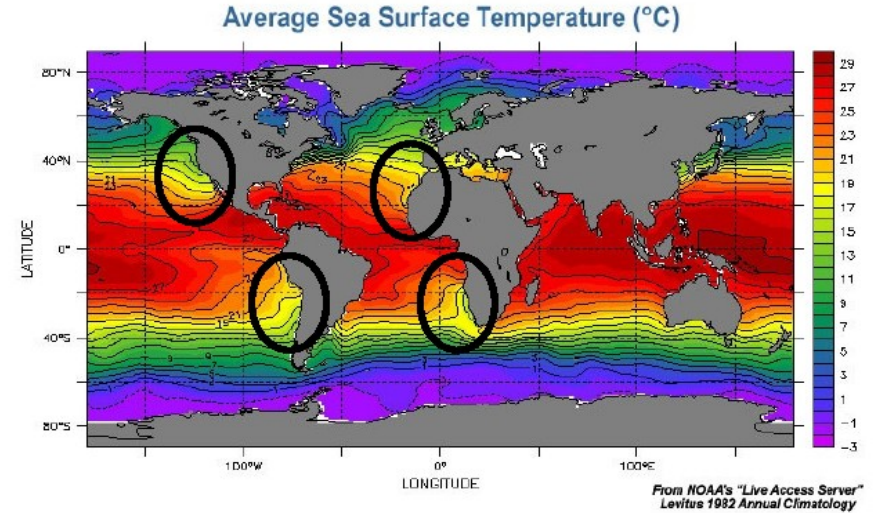
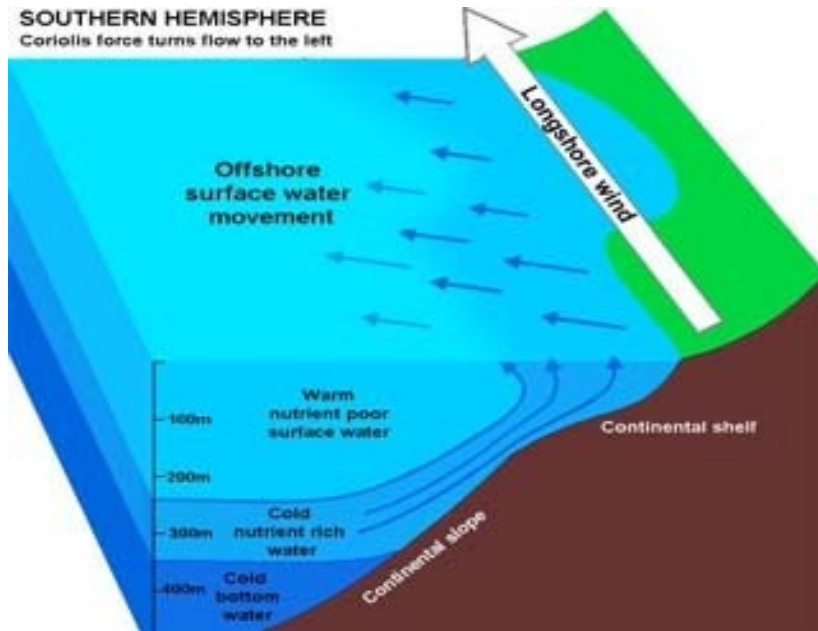


Corte longitudinal en el Pacifico

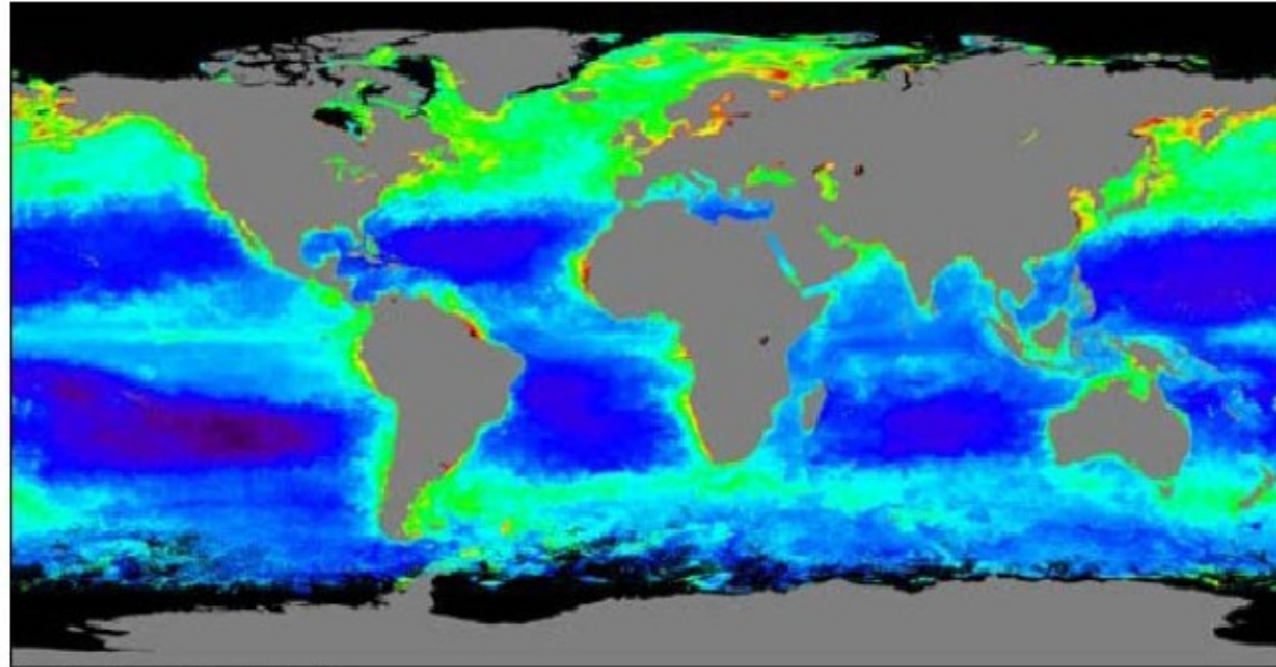


Corriente
Subsuperficial
equatorial

Afloramientos costeros



Afloramientos costeros

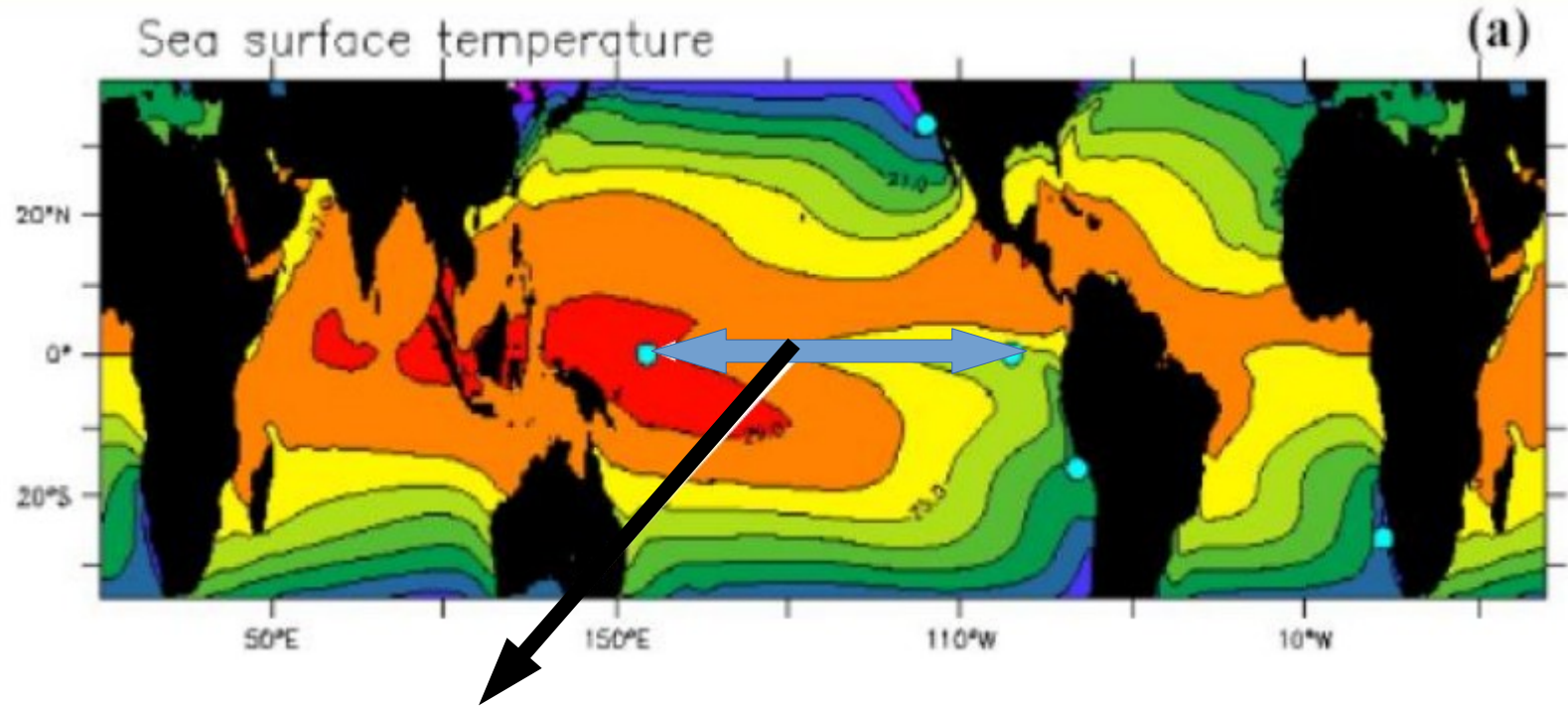


March 21 - June 20, 2006

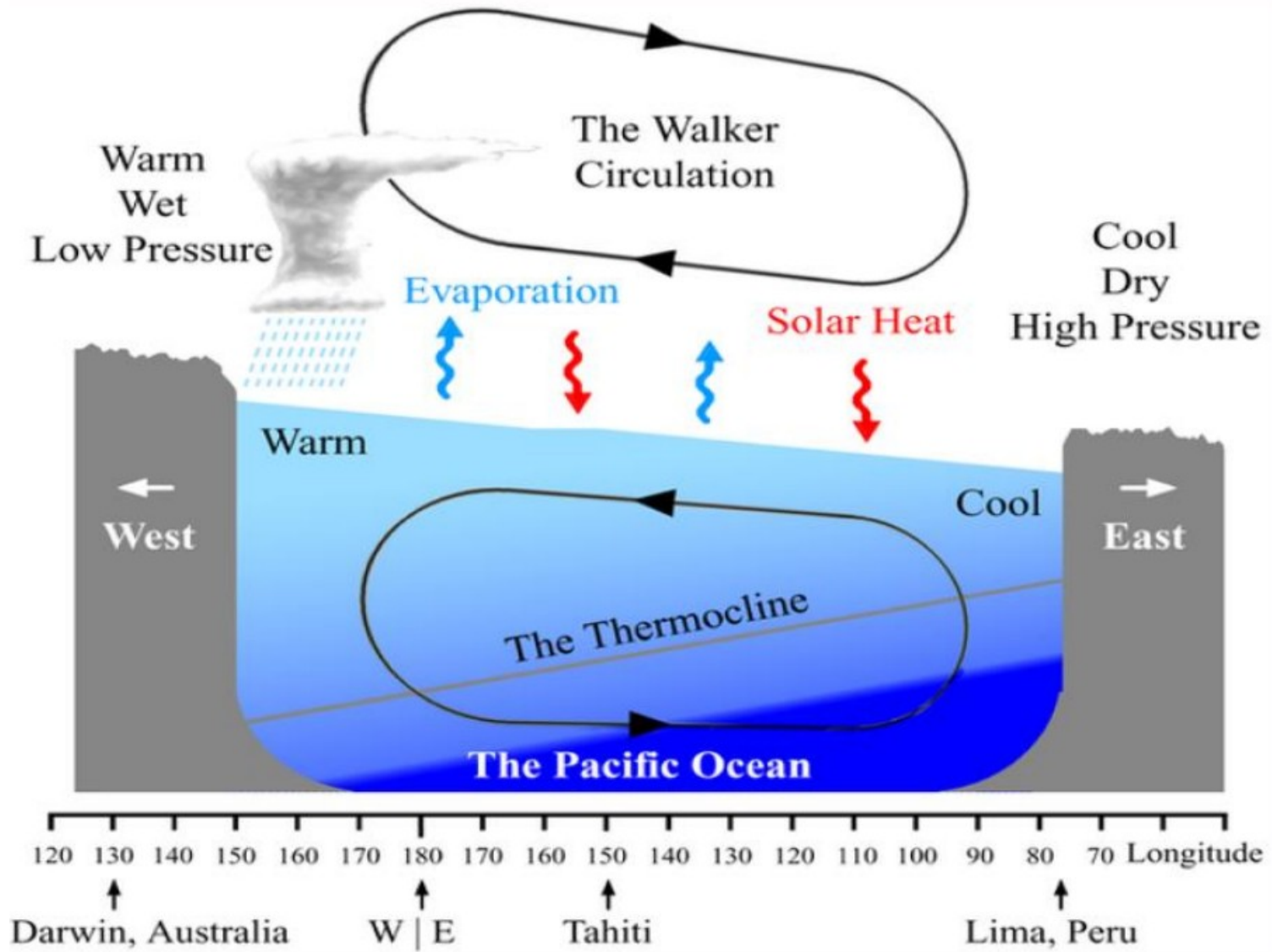


Fenómeno El Niño – Oscilación Sur (ENSO)

Celda de Walker



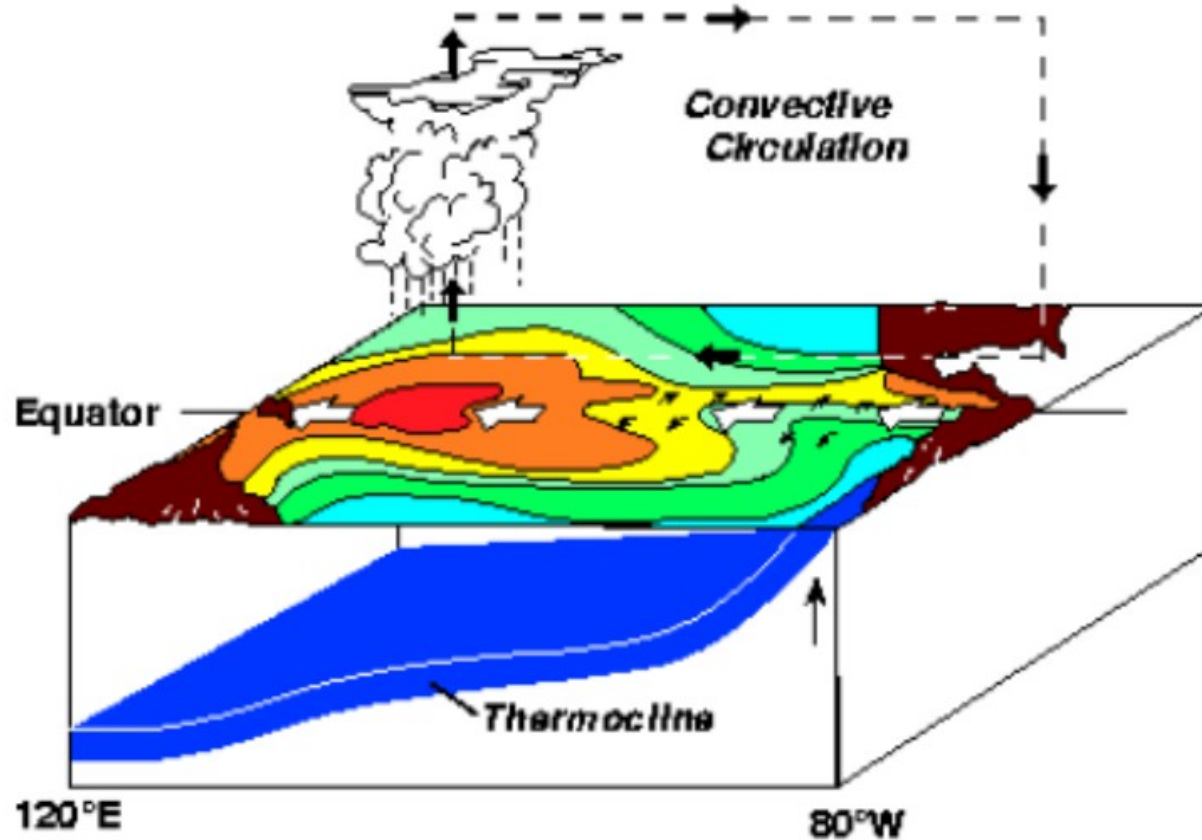
Gradiente de temperatura



ENSO El Niño Oscilación Sur

- Es un sistema de interacción océano – atmósfera en el Pacífico Ecuatorial.
- Su estado cambia cada año debido a cambios en la TSM.
- El Niño: TSM del Pacífico tropical E más cálida que lo usual.
- La Niña: TSM en el Pacífico tropical E más fría que lo usual.
- El tiempo entre sucesivos El Niño/La Niña es irregular, aprox 3 y 7 años.
- No todos los El Niño/La Niña son iguales en intensidad.
- Aunque El Niño/La Niña son caracterizados por anomalías de TSM, se asocian con anomalías de viento, presión, nivel del mar y precipitación.
- Tiene efectos a nivel global: Dichos efectos dependen de la región del mundo y de la época del año.

Normal Conditions



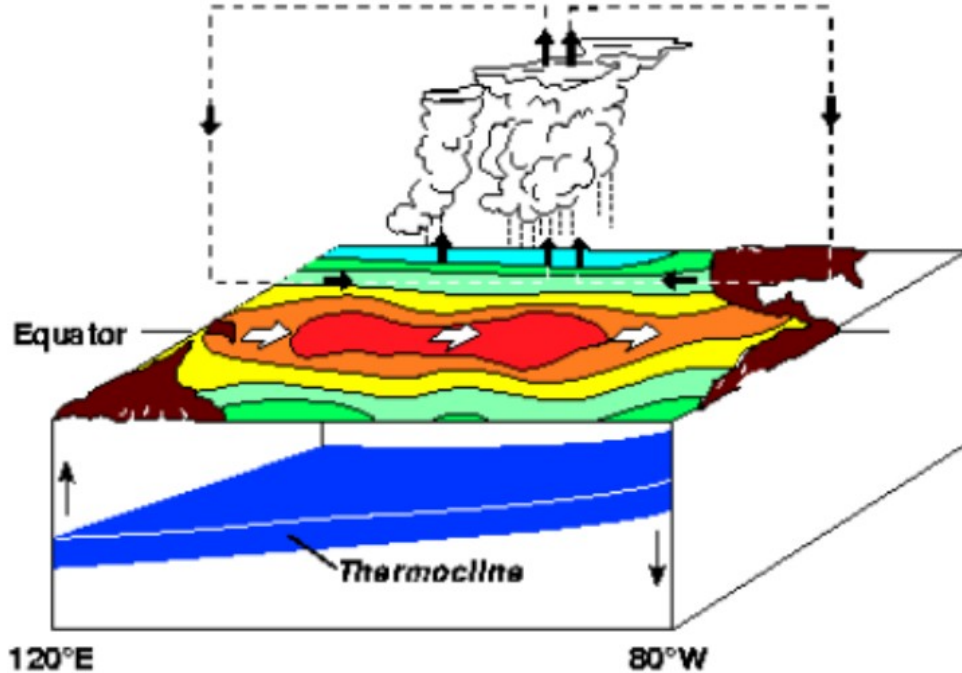
Alisios soplando hacia el W

Apilamiento de aguas cálidas en el pacífico W

Afloramiento de aguas frías en el Pacífico E

Altura del nivel del mar 0.5m mayor en las costas del Pacífico W

El Niño Conditions



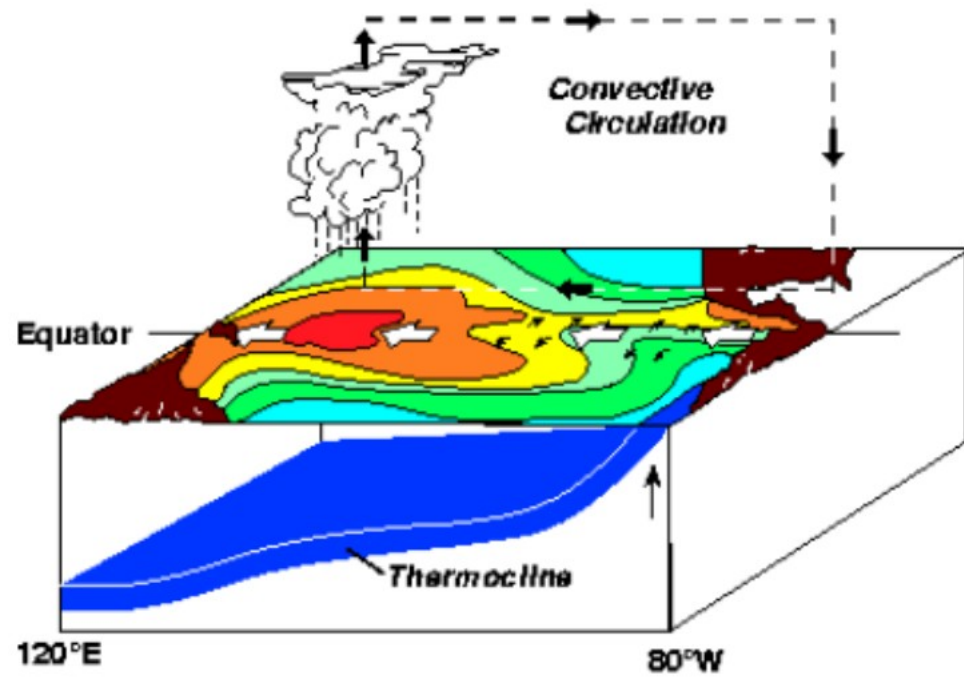
Debilitamiento de alisios en la parte central y W del Pacífico

Desplazamiento del agua cálida hacia el E
→ hundimiento de la termoclina en el E y ascenso en el W.

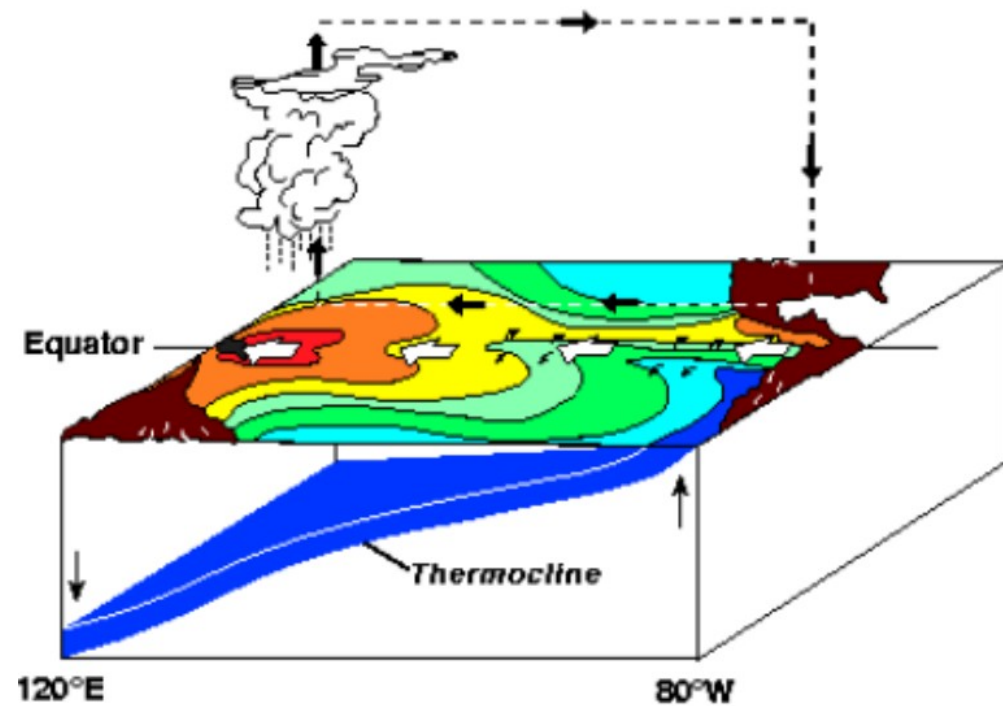
Hundimiento termoclina → inhibe afloramiento → calentamiento aguas superficial Pacif E → disminución producción pesquera.

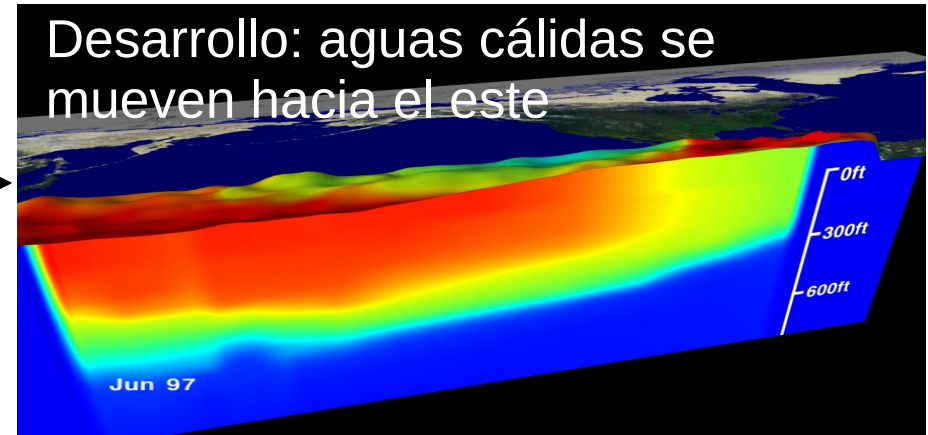
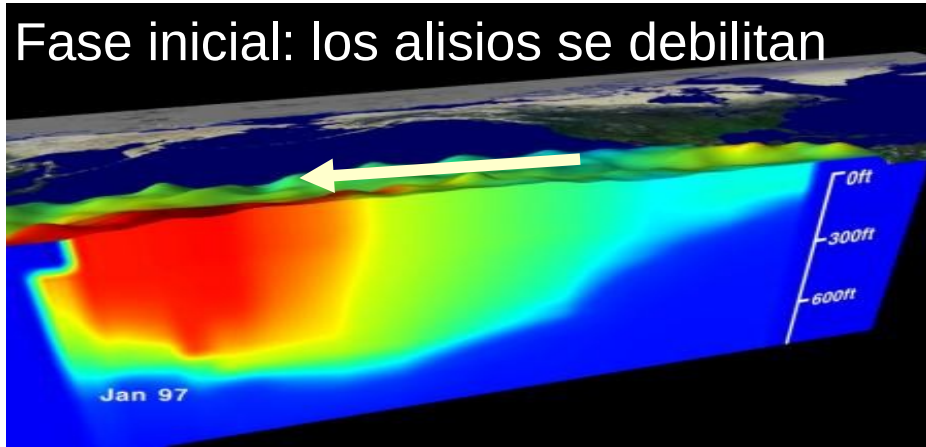
Las precipitaciones siguen al agua cálida hacia el este.

Normal Conditions



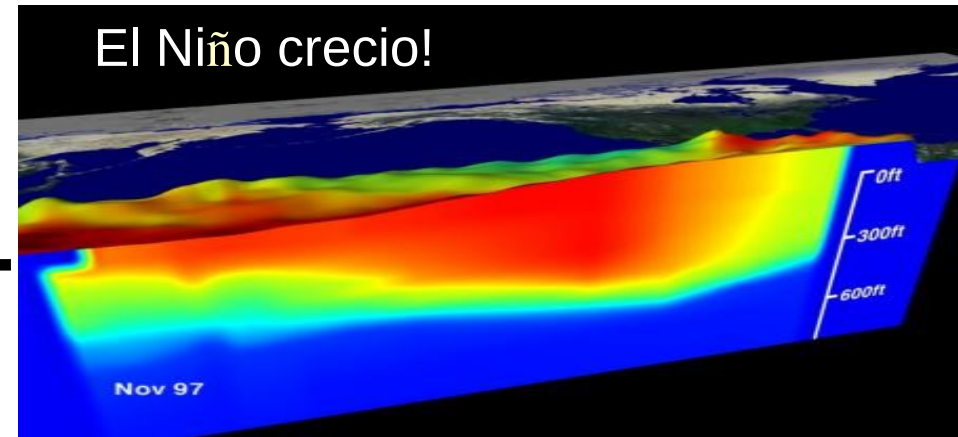
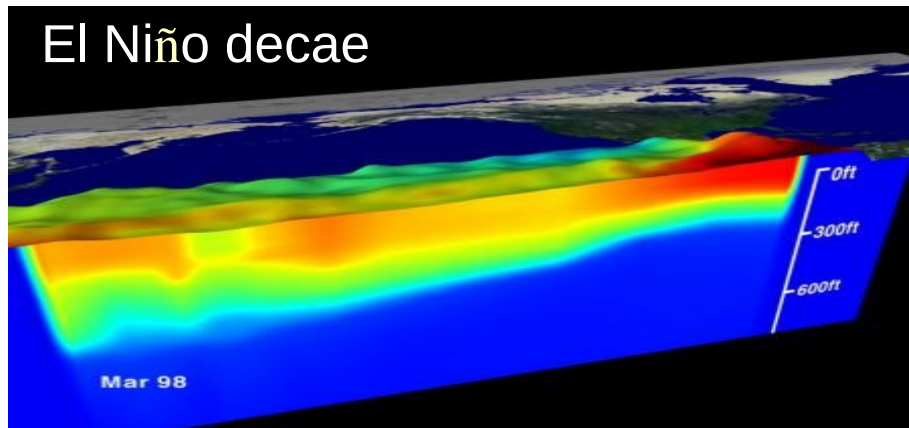
La Niña Conditions





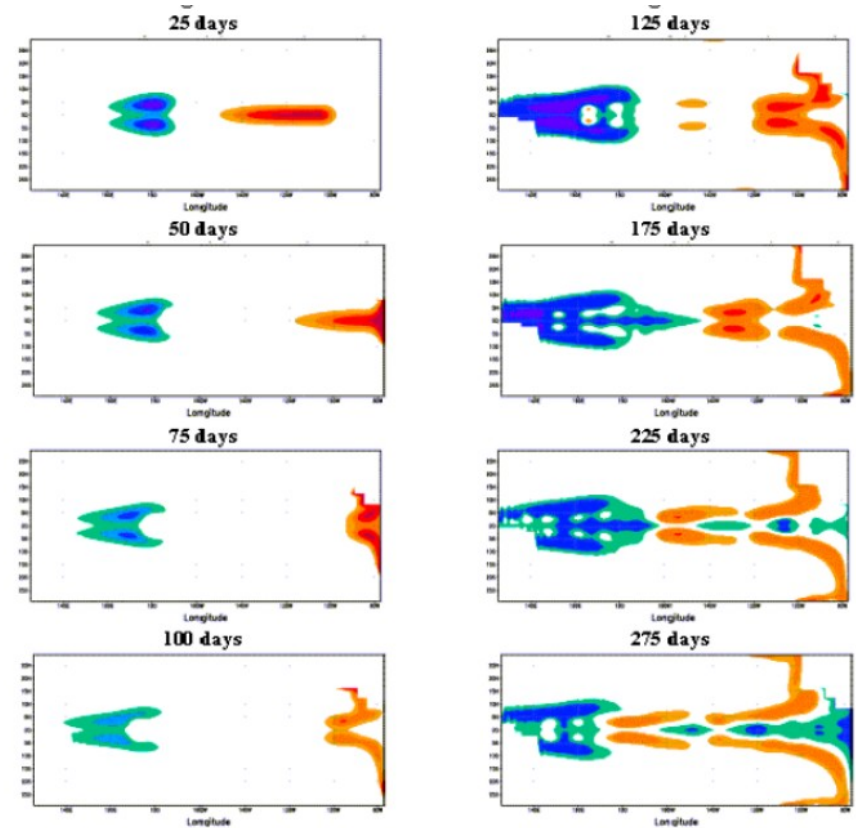
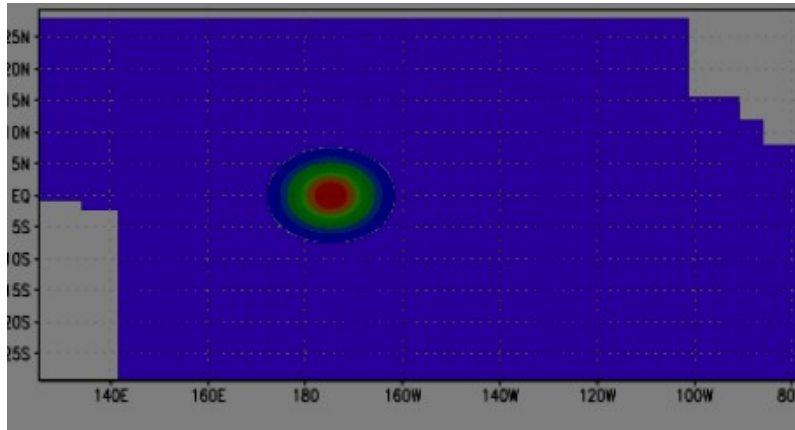
El Niño 1997-98

Las variaciones interanuales de TSM se pueden ver como una distribución horizontal de las aguas cálidas sobre la termoclina en respuesta a vientos más debiles.



Cuando los alisios se debilitan generan una respuesta retardada

El estado del océano no depende solamente de los vientos en ese instante -> tarda en ajustarse.

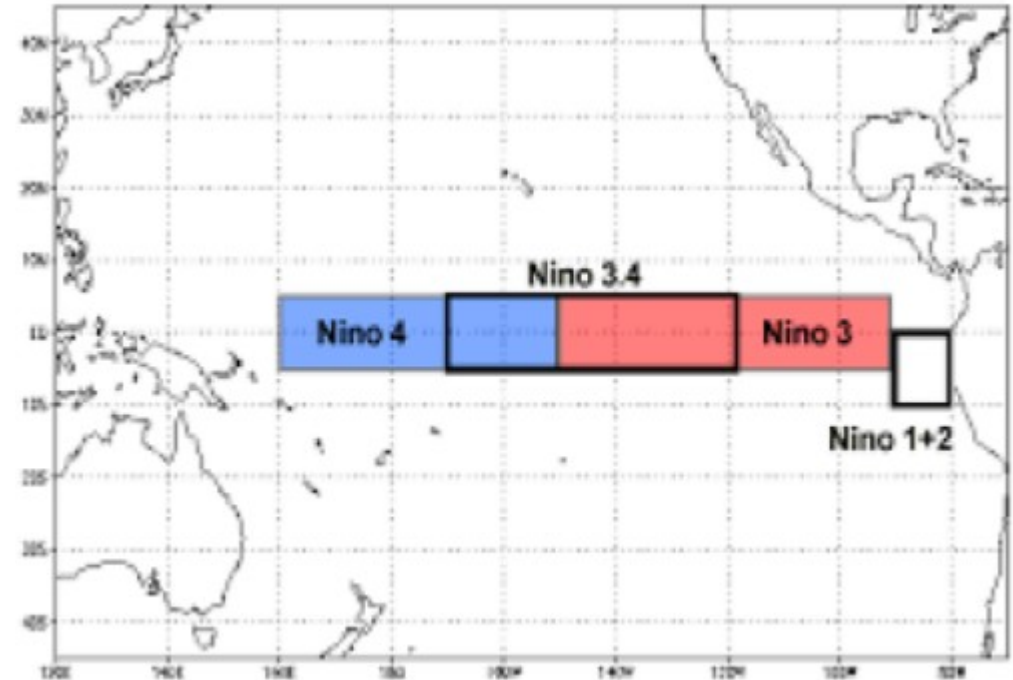


Lista de años Niño/Niña

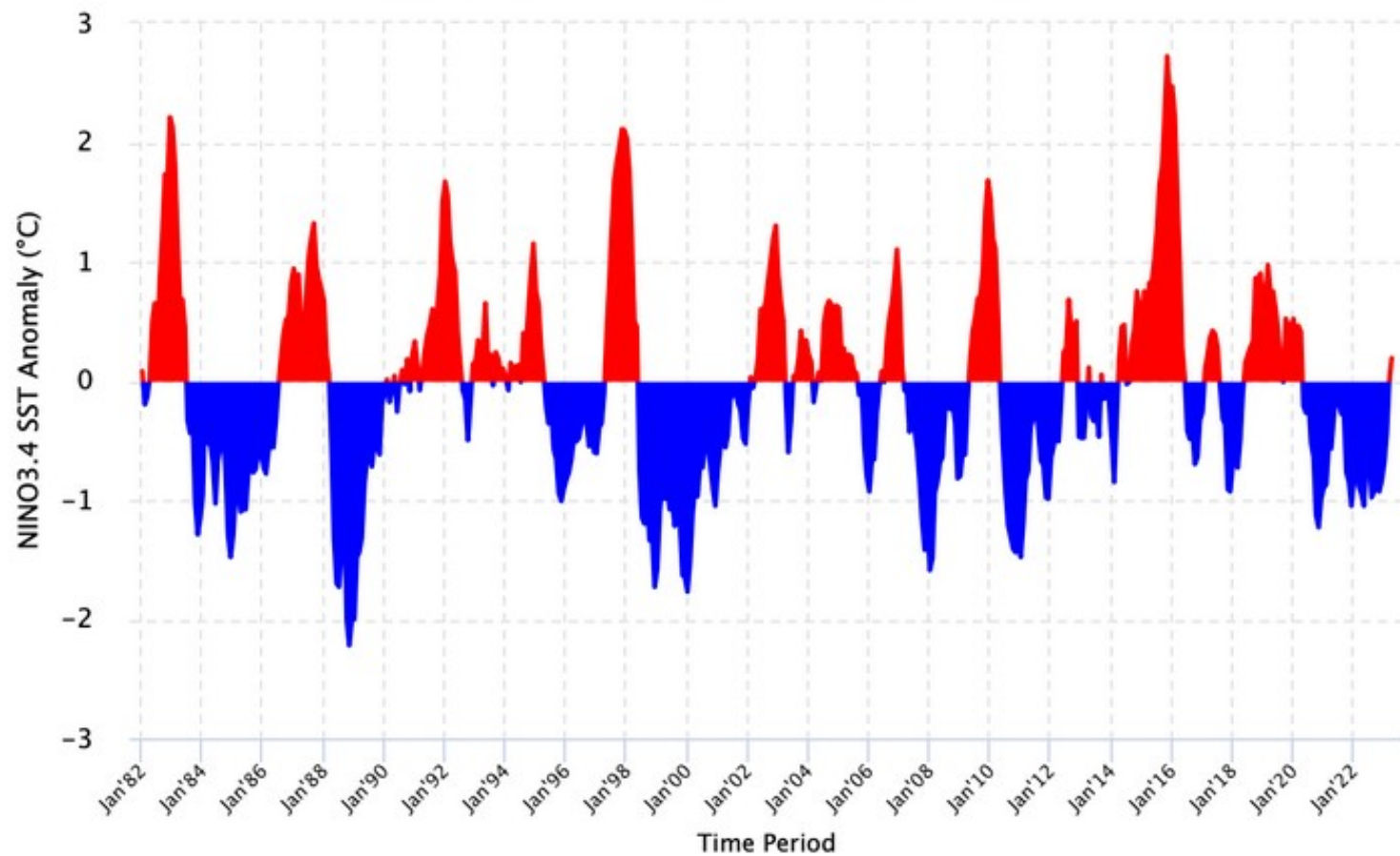
Anomalías de TSM en la región
Niño
3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W)

Rojo: El Niño
Azul: La Niña

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2010	1.5	1.2	0.8	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.3	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.0	-1.1	-1.0
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.6	0.7
2015	0.5	0.5	0.5	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.4	2.6	2.6
2016	2.5	2.1	1.6	0.9	0.4	-0.1	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6
2017	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-0.8	-1.0
2018	-0.9	-0.9	-0.7	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	0.8
2019	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5
Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2020	0.5	0.5	0.4	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.6	-0.9	-1.2	-1.3	-1.2
2021	-1.0	-0.9	-0.8	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.7	-0.8	-1.0	-1.0
2022	-1.0	-0.9	-1.0	-1.1	-1.0	-0.9	-0.8	-0.9	-1.0	-1.0	-0.9	-0.8
2023	-0.7	-0.4	-0.2									



Historical Nino 3.4 Sea Surface Temperature Anomaly



- **Pronóstico del tiempo**

Trata de pronosticar el estado de la atmósfera en un tiempo futuro. Existe un límite superior de pronóstico (14 días) debido a la sensibilidad a las condiciones iniciales.

- **Predicción climática**

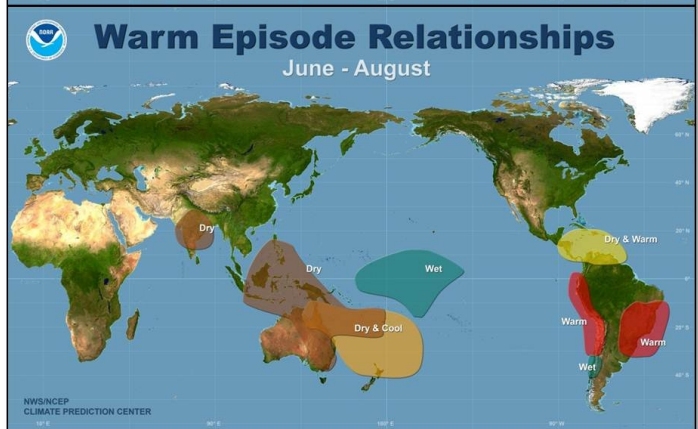
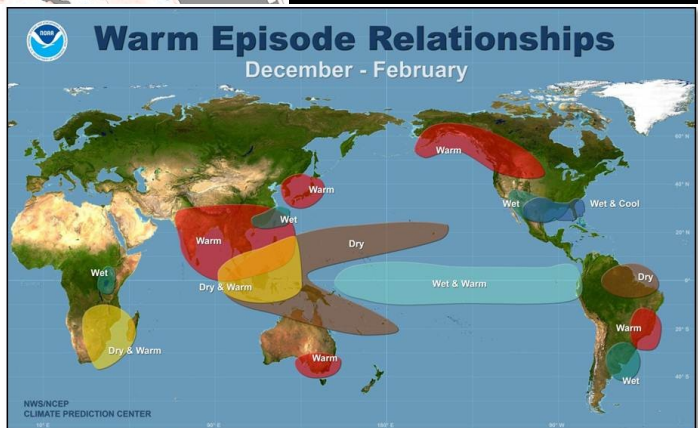
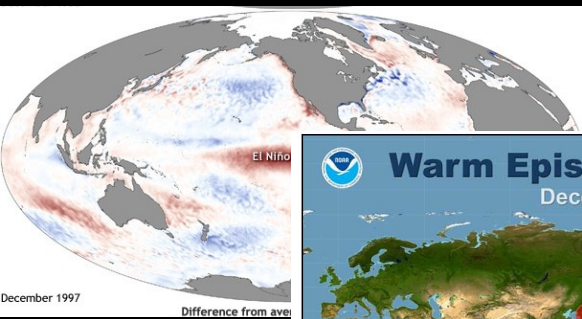
Trata de predecir cambios en la estadística de las condiciones atmosféricas, o sea, cambios en la precipitación media durante el verano, mayor cantidad de eventos extremos, etc...

Se basa en la evolución lenta de los océanos, nieve y humedad del suelo. **Importancia de predecir el estado de ENSO.**

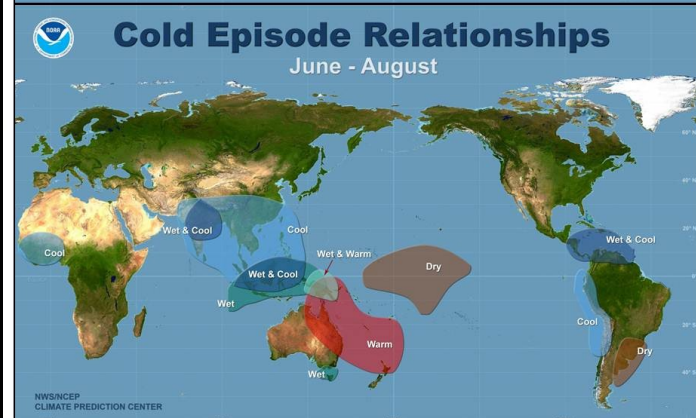
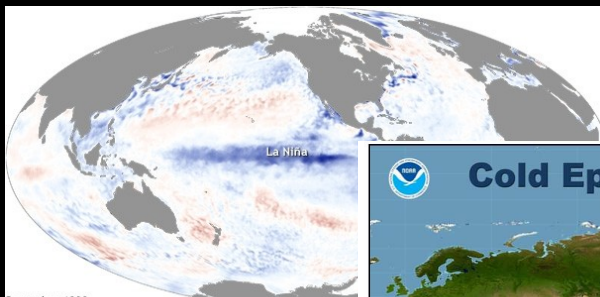
Para predecir El Niño es necesario entender cómo funciona. Debemos estudiar:

- 1) Respuesta del océano a cambios en los alisios
- 2) Respuesta de la atmósfera a cambios en la TSM.
- 3) Interacción entre el océano y la atmósfera.

El Niño



La Niña



¿Cómo llega la señal desde el océano Pacífico a Uruguay?

Ondas Atmosféricas creadas por el calentamiento se propagan hacia los extratrópicos y alteran el flujo medio (corriente de chorro) por donde tienden a viajar los sistema sinópticos.

Impacto de El Nino sobre el cultivo de arroz

(Roel y Baethgen 2005)

Division en cuartiles de las anomalias
de rendimiento en la producción de arroz.

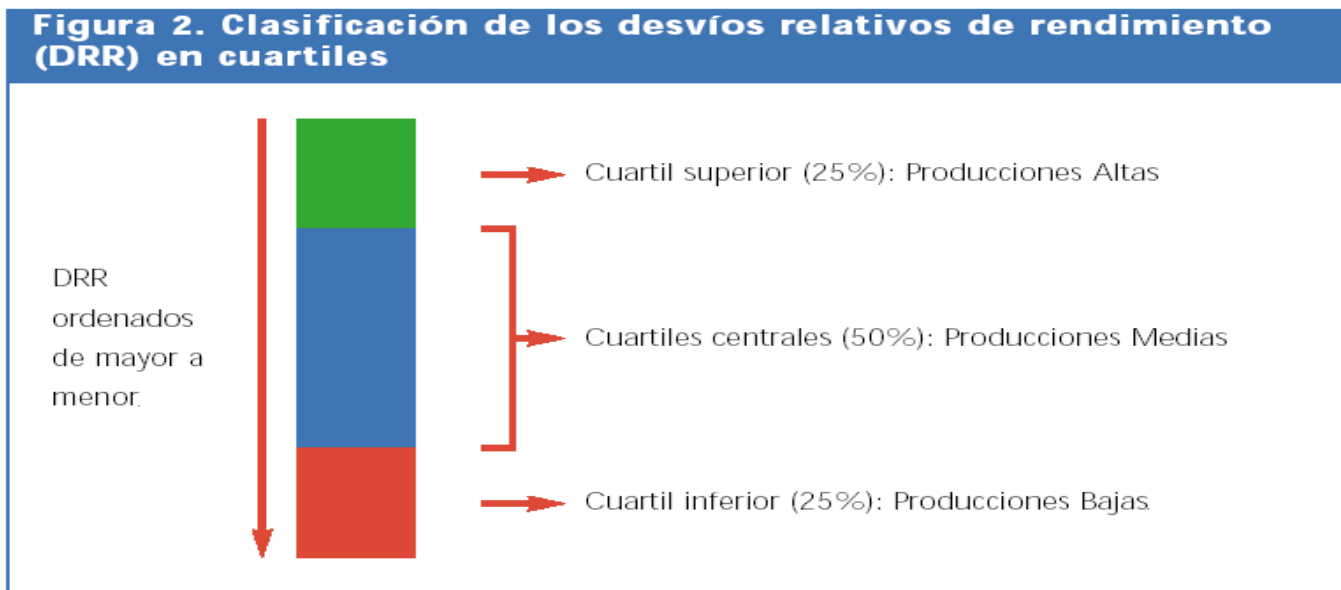
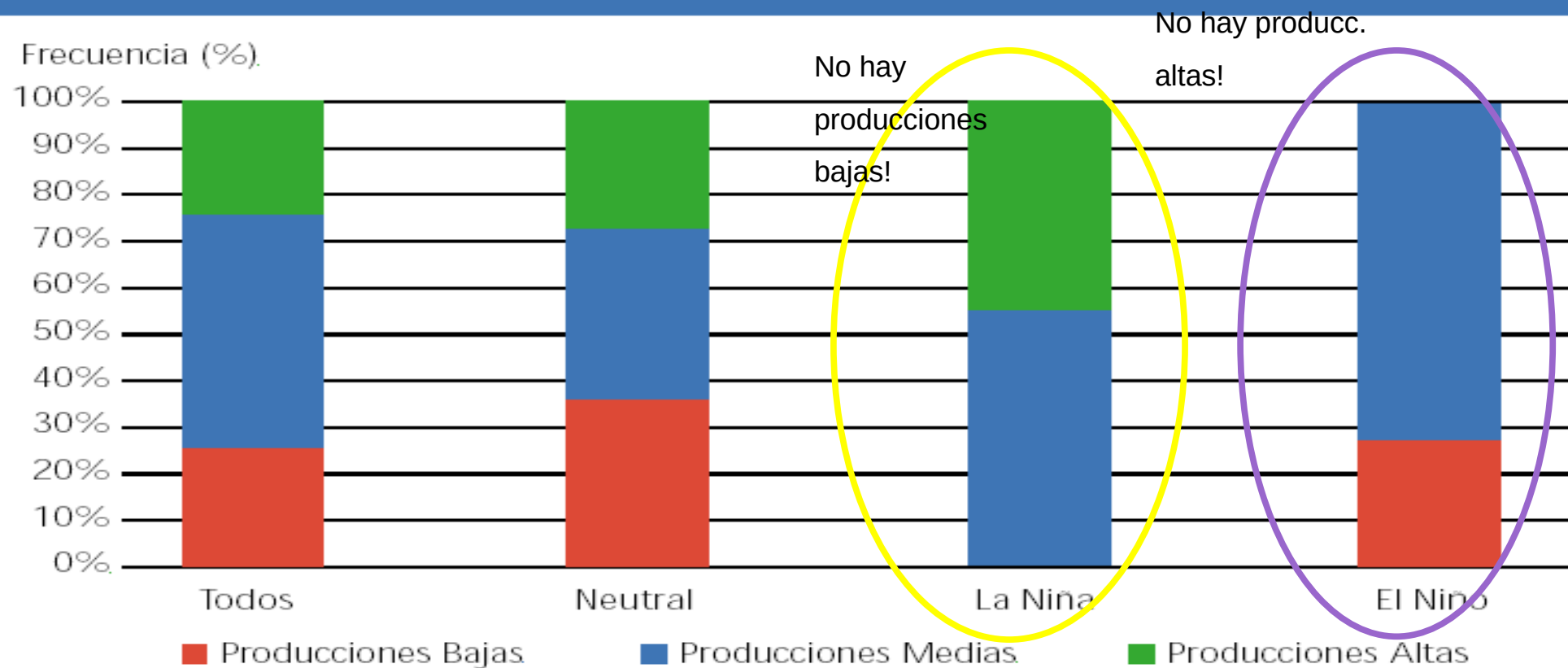
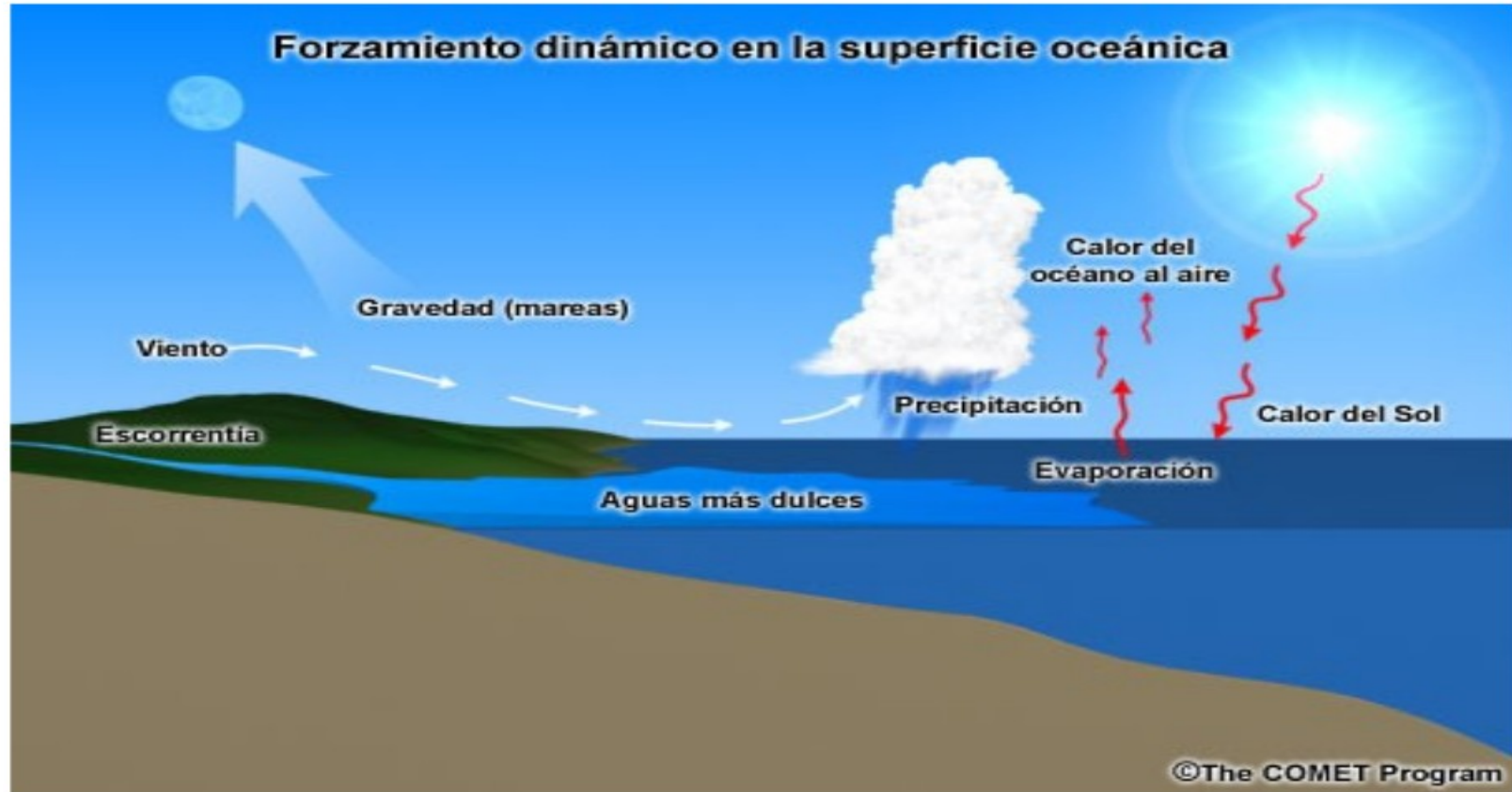


Figura 3. Distribución de los rendimientos nacionales en las diferentes fases del ENOS

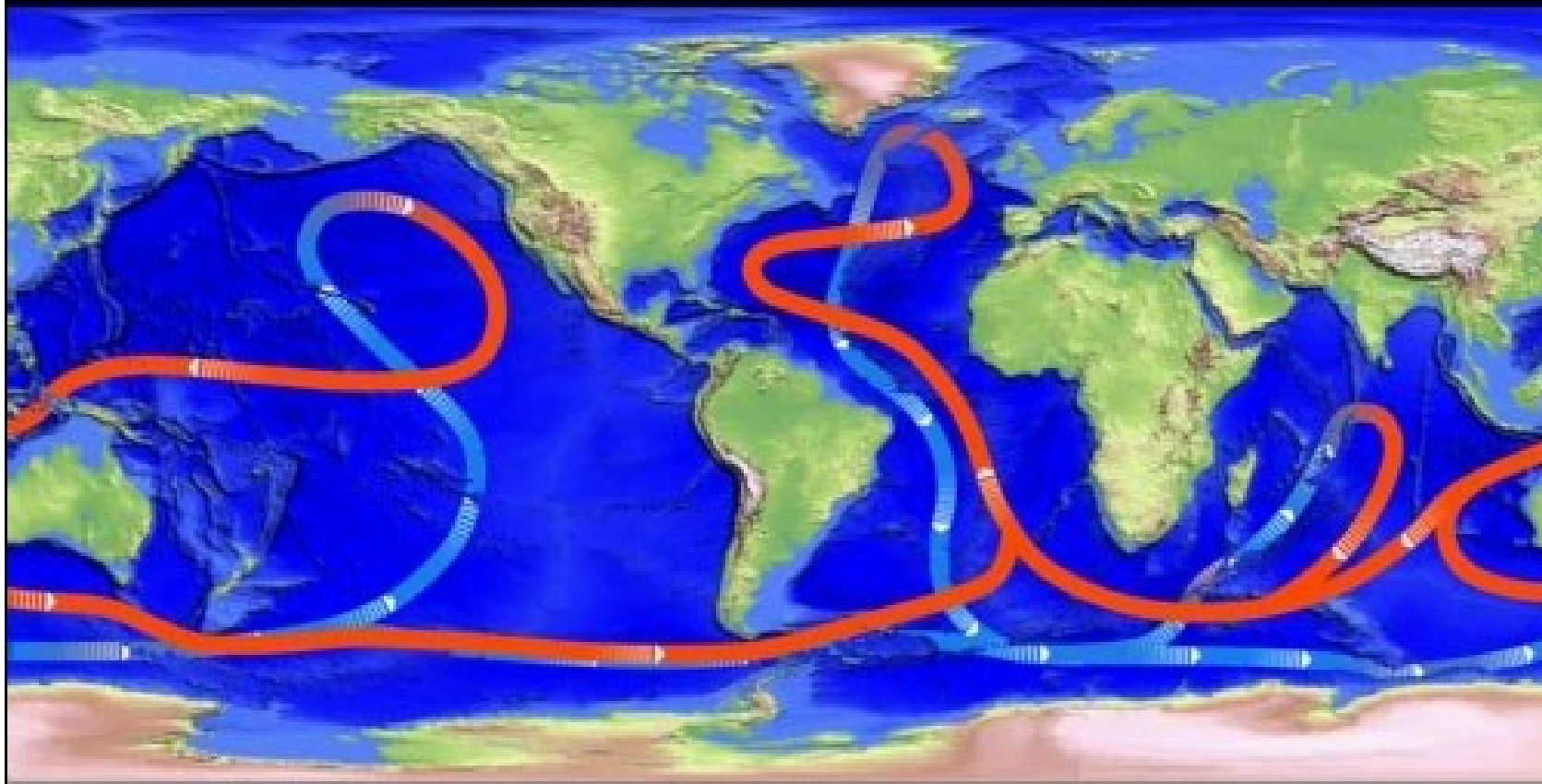


Estructura vertical del océano y circulación profunda

Forzantes del movimiento oceánico



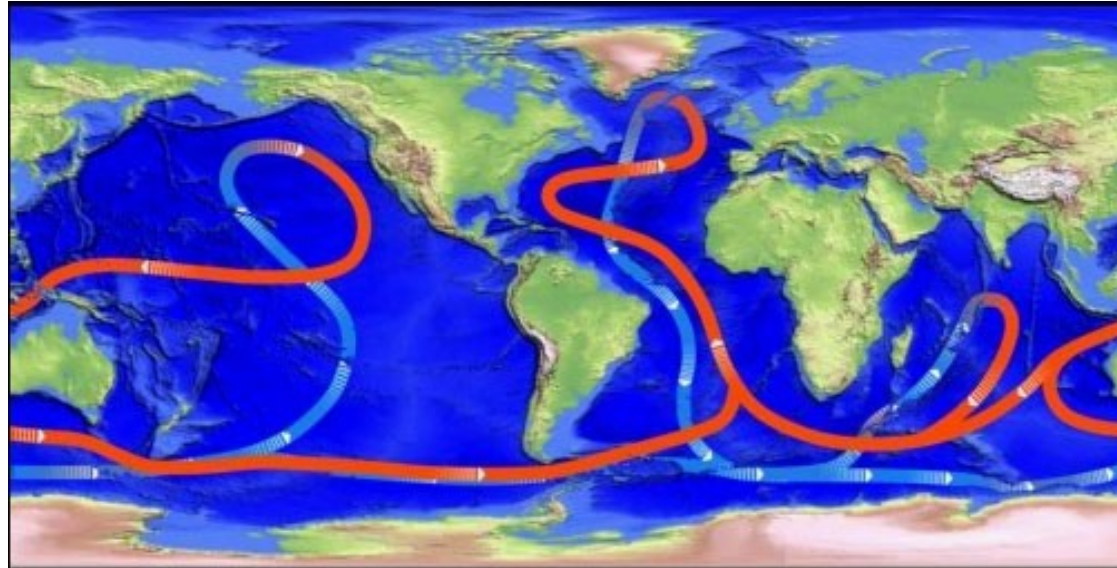
Circulación Termohalina



https://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a000000/a003600/a003658/thermohaline_convoyor_30fps.mp4

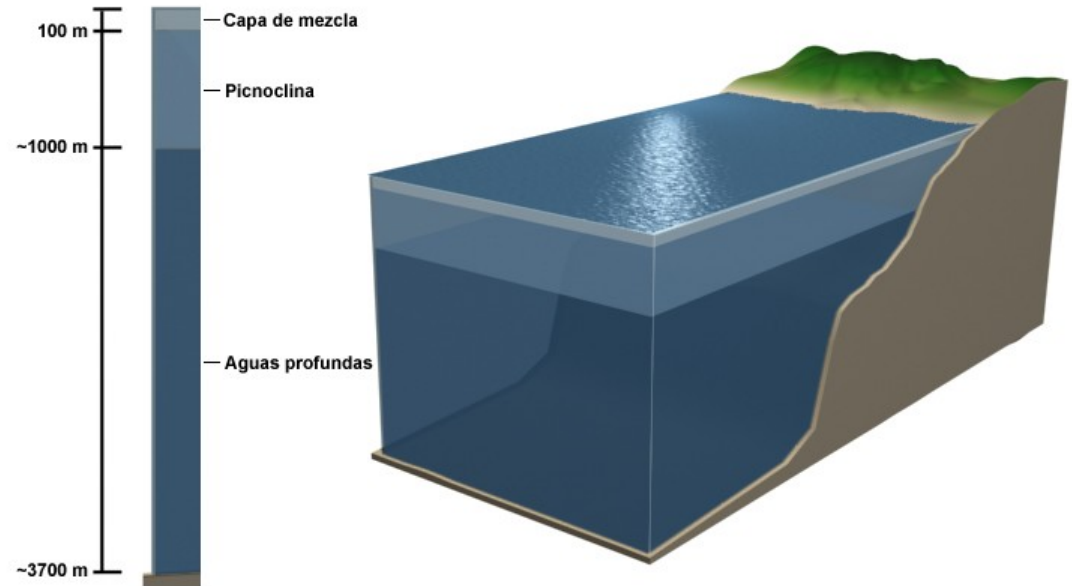
Circulación Termohalina

- En profundidad los océanos se caracterizan por la existencia de la circulación termohalina, que da vuelta al mundo con tiempos característicos de 1000 - 2000 años
- Movimiento debido a diferencias de densidad.

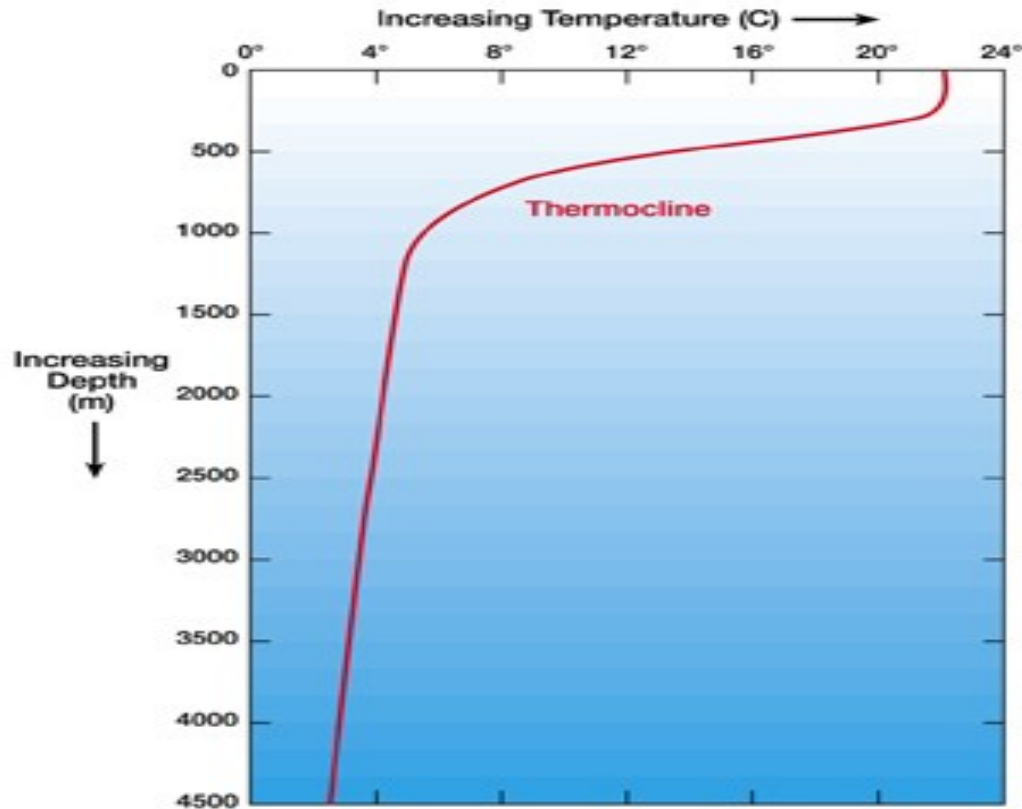


Estructura vertical del océano

- En las aguas oceánicas se distinguen **tres capas** verticales bien definidas: la capa de mezcla, la pycnoclina y la capa profunda.
- La capa de mezcla oceánica se define como los 100 metros superiores del océano. Esta es la parte del océano que se ve afectada por las corrientes superficiales impulsadas por el viento.



ESTRUCTURA VERTICAL DE TEMPERATURA



- Aguas superficiales son más calidas.
- Existe un gran gradiente vertical de temperatura entre los 500 y 1000m: **termoclina**
- En profundidad la temperatura de los oceanos es casi uniforme

CAPA LÍMITE OCEÁNICA

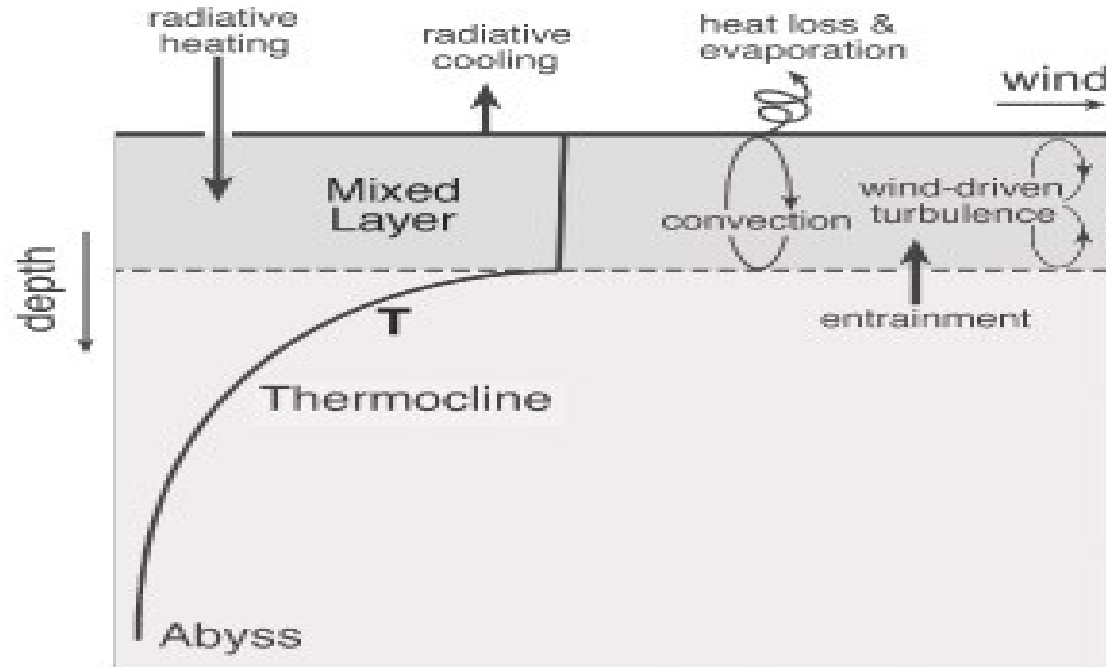


Figure 9.11: A schematic diagram showing processes at work in the mixed layer of the ocean. Note that the vertical scale of the mixed layer relative to the thermocline is greatly exaggerated.

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

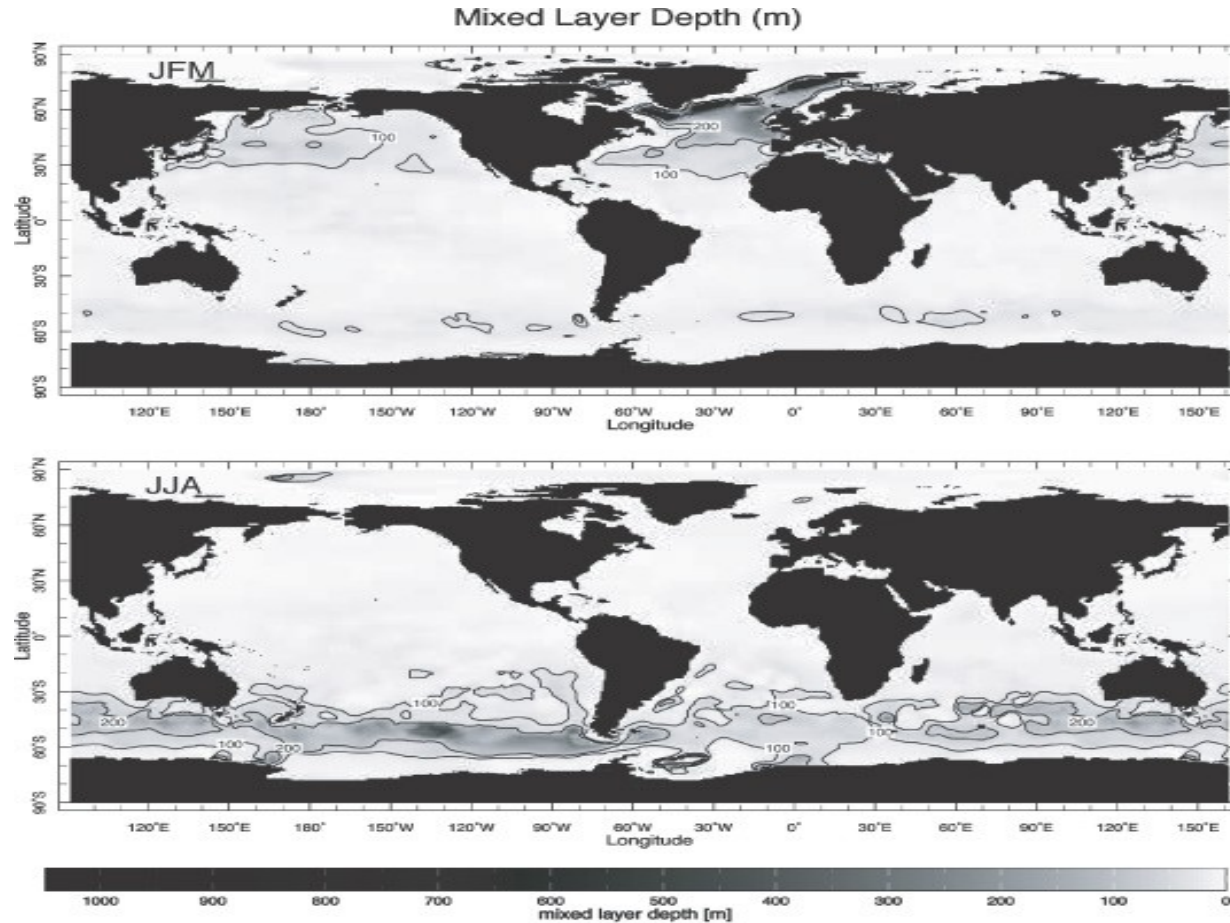
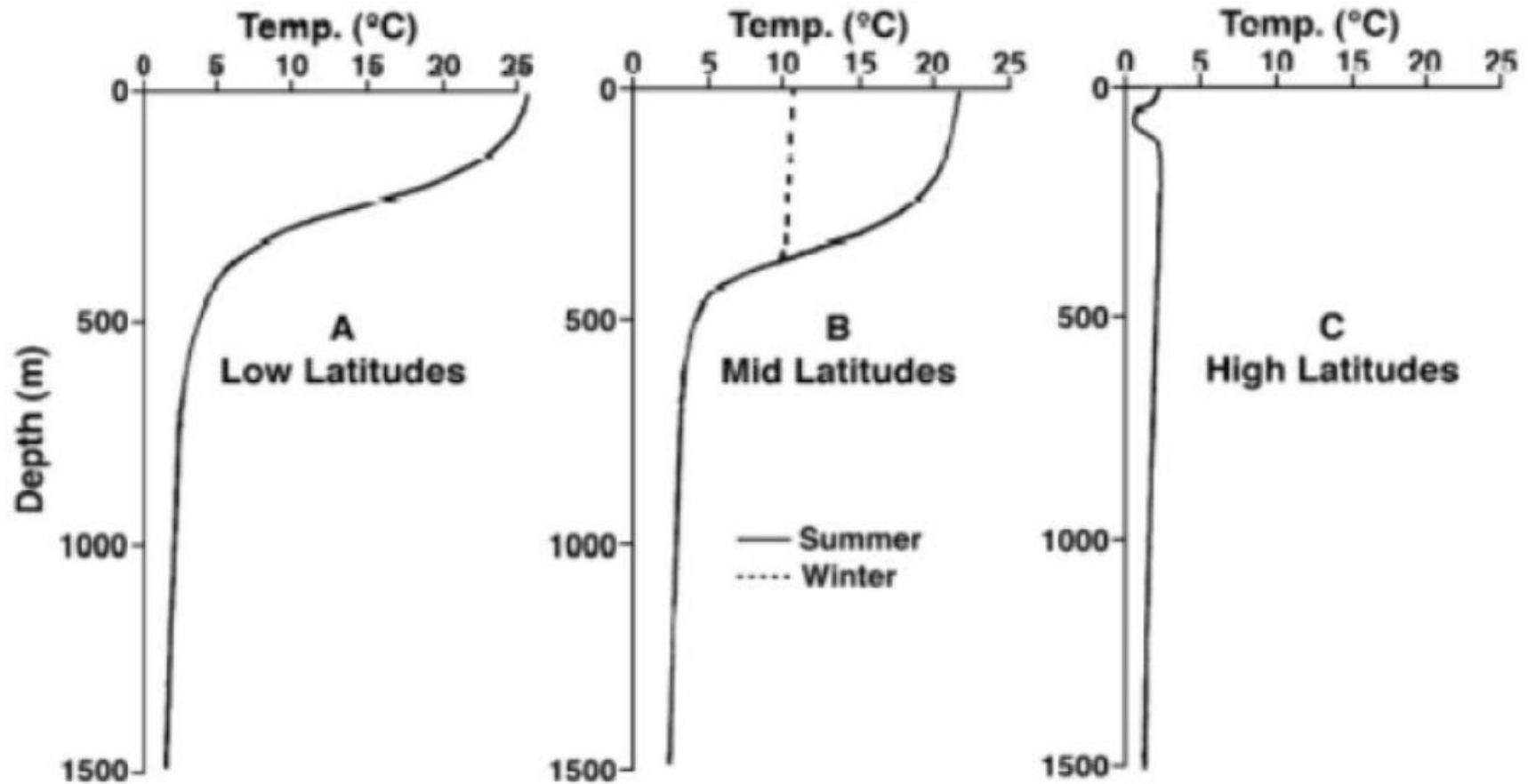


Figure 9.10: Mixed layer depth (in m) in (top) JFM (January, February, March, northern hemisphere winter) and (bottom) JJA (June, July, August, Southern hemisphere winter). Black contours mark the 100 and 200 m mixed layer depth isopleths.

(Data from the Levitus World Ocean Atlas 1994.)

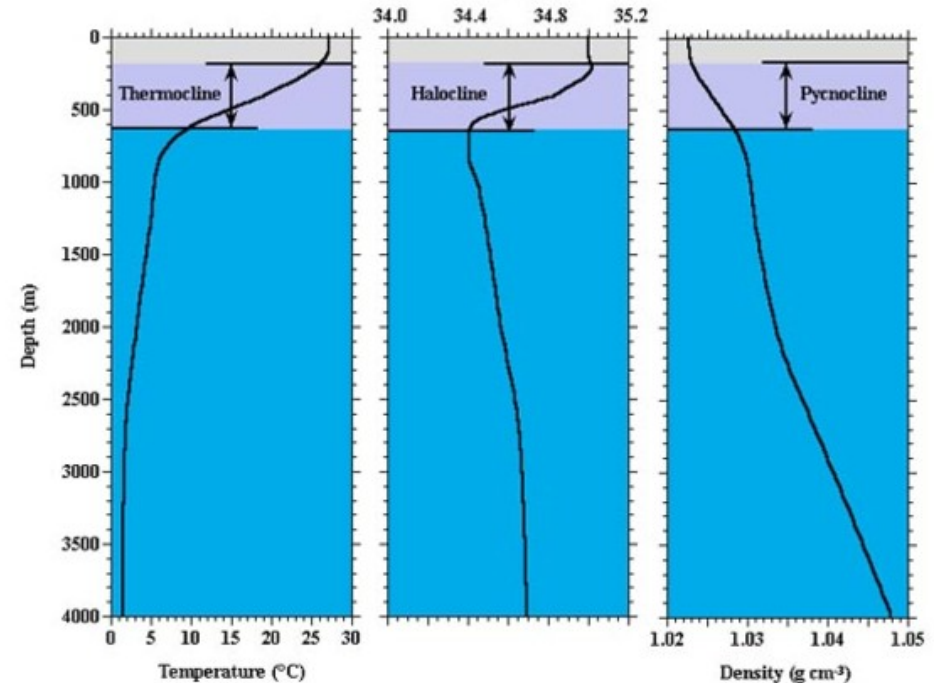
La capa
límite
oceánica
es más profunda
en invierno

Estructura vertical del océano Temperatura



En LM el océano está estratificado verticalmente y se pueden diferenciar tres regiones:

- Capa límite superficial: propiedades uniformes debido a la mezcla vertical por los vientos y flujos de calor en superficie
- Termoclina: Una zona de rápida disminución de la temperatura:
- Océano profundo: T varía relativamente poco (el 75% del agua tienen T entre 0 y 4°C).

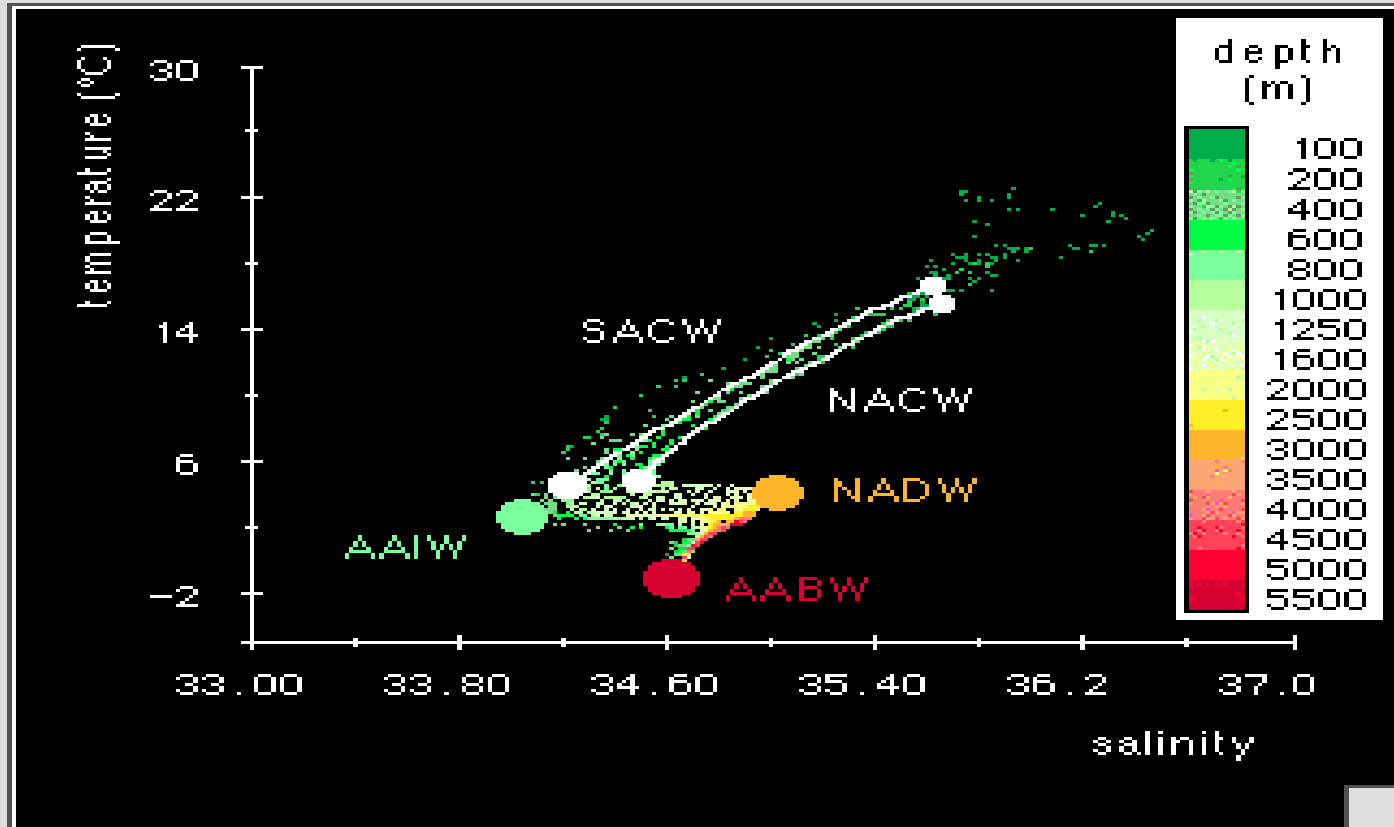


Bajo la capa superficial en contacto con la atmósfera, T y S se conservan permitiendo la identificación de masas de agua.

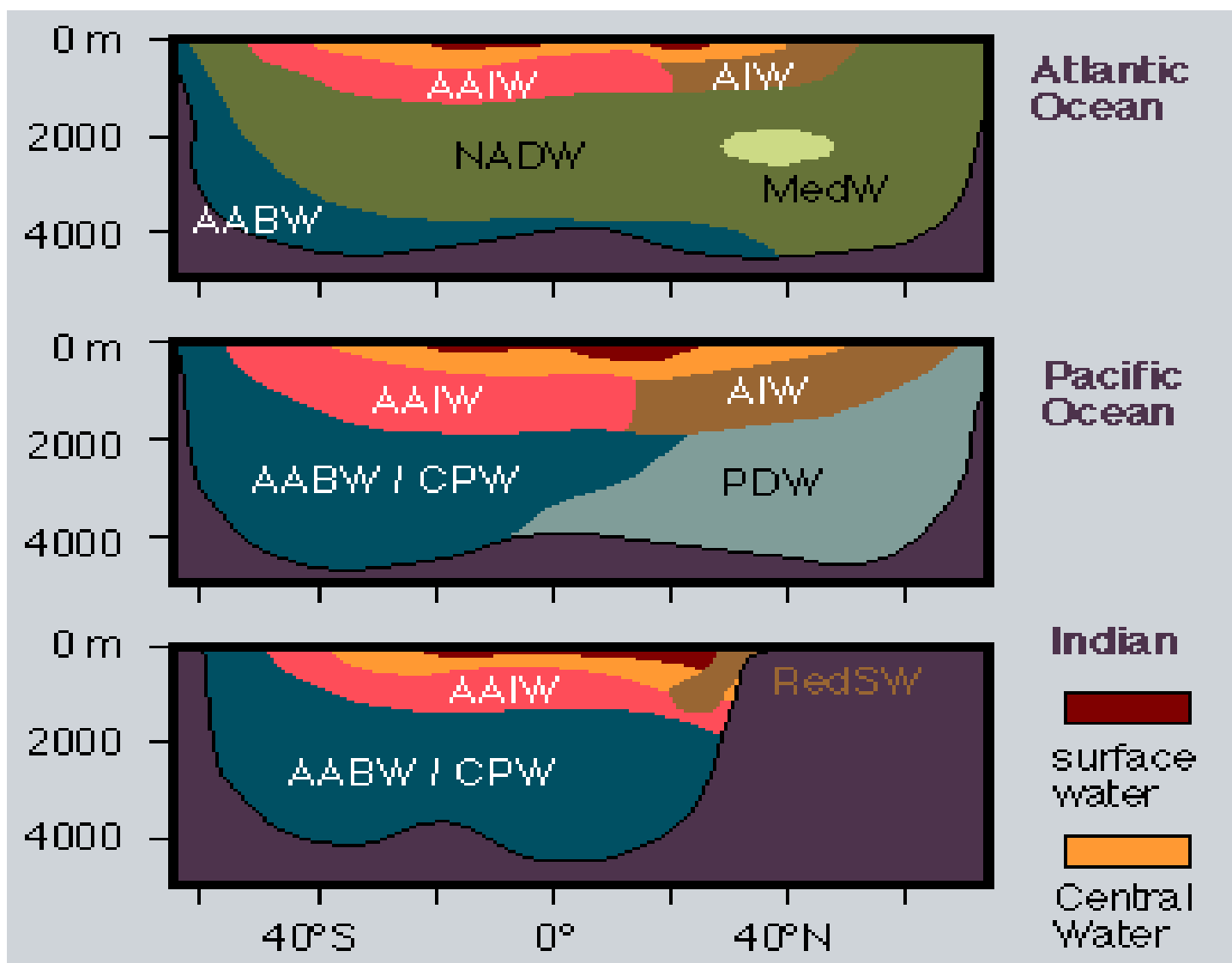
T y S lejos de la superficie solo pueden cambiar a través de la fricción y advección.

- Algunas masas de agua
 - Aguas Profundas del Atlántico Norte (NADW)
 - $T=2-4\text{ C}$, $S=34.9-35$
 - Aguas Antárticas de Fondo (AABW)
 - $T=-0.5-0\text{ C}$, $S=34.6-34.7$
 - Aguas Antárticas Intermedias (AAIW)
 - $T=3.0-4.0\text{ C}$, $S=34.2-34.3$

TS-diagram (Atlantic Ocean)



Algunas masas de agua varían sus características con la profundidad y por lo tanto están representadas por líneas en el diagrama T-S.
Ejemplo: aguas centrales de la termoclina permanente

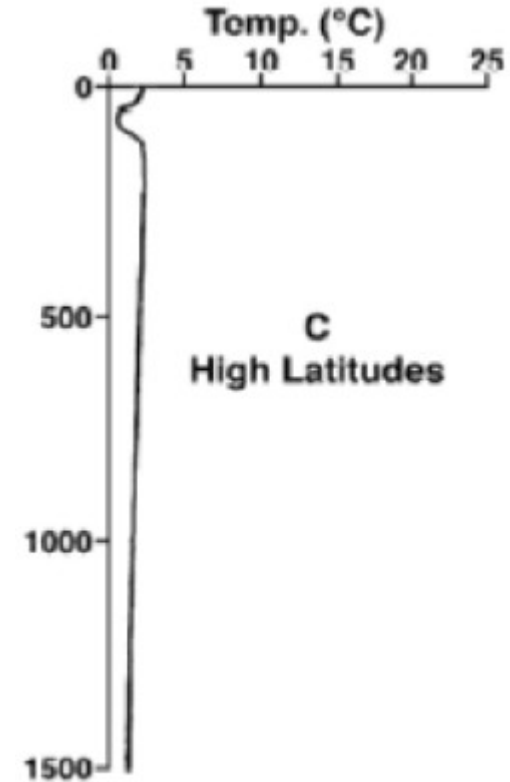


Masas de agua profundas se forman en latitudes altas donde no hay estratificación vertical de T.

Una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan.

Dos procesos pueden provocar la convección oceánica:

- Evaporación: saca moléculas de agua pura, sin sal, dejando aguas oceánicas mas saladas.
 - Esto ocurre durante el invierno cuando masas de aire frías y secas se mueven sobre un océano mas cálido. Aguas superficiales se enfrían, se vuelven mas salinas y se hundan.
- Formación de hielo: al congelarse las sales quedan en el agua líquida, aumentando S de los océanos.



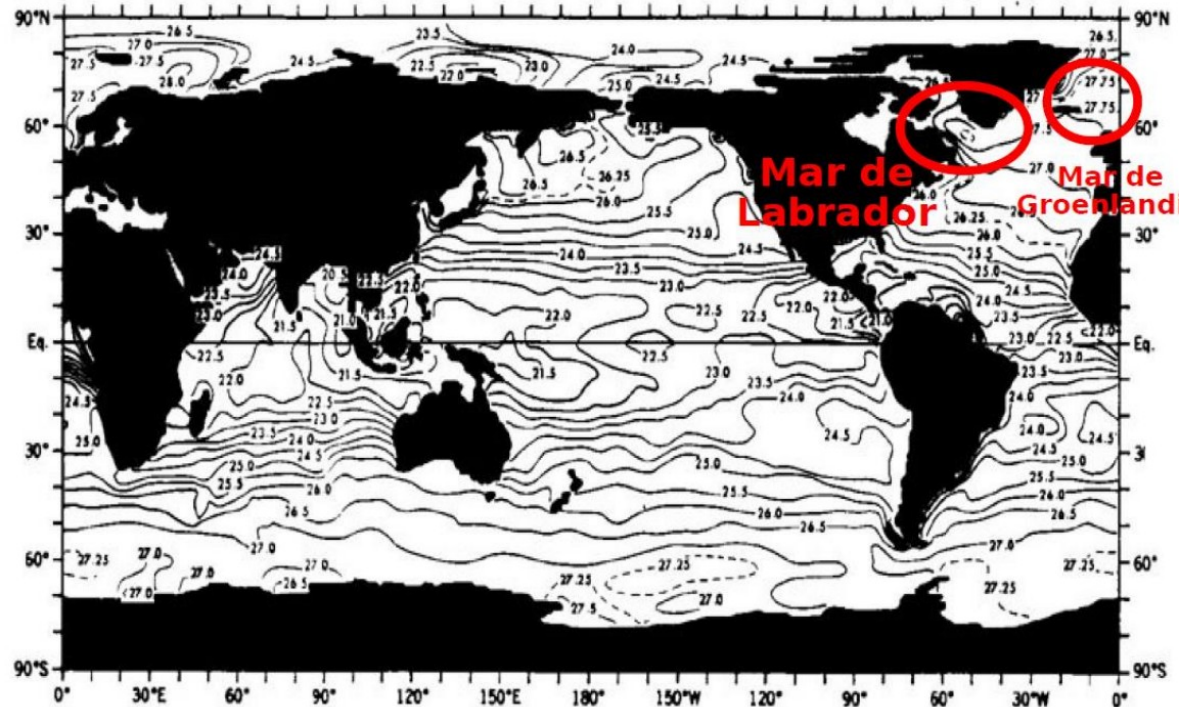
Sitios de formación de aguas profundas

- La sal representa el 3.5% de la masa de los océanos, es de gran importancia afecta la densidad.
- En latitudes altas donde la diferencia de T entre las aguas superficiales y las subsuperficiales es chica una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan.
- Dos procesos pueden provocar este procesos de convección oceánica:
 - Evaporación, saca moléculas de agua pura, dejando aguas oceánicas mas saladas. Ocurre durante el invierno cuando masas de aire frías y secas se mueven del continente hacia un océano mas cálido, calienta el aire y absorbe humedad, las aguas superficiales se enfrían, se hacen más salinas y se hunden.
 - 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.

Sitios de formación de aguas profundas:

En HN: la formación de aguas profundas ocurre 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 S en profundidades medias como una corriente de contorno oeste, cruza el ecuador y conecta con las masas de agua del oceano Austral.

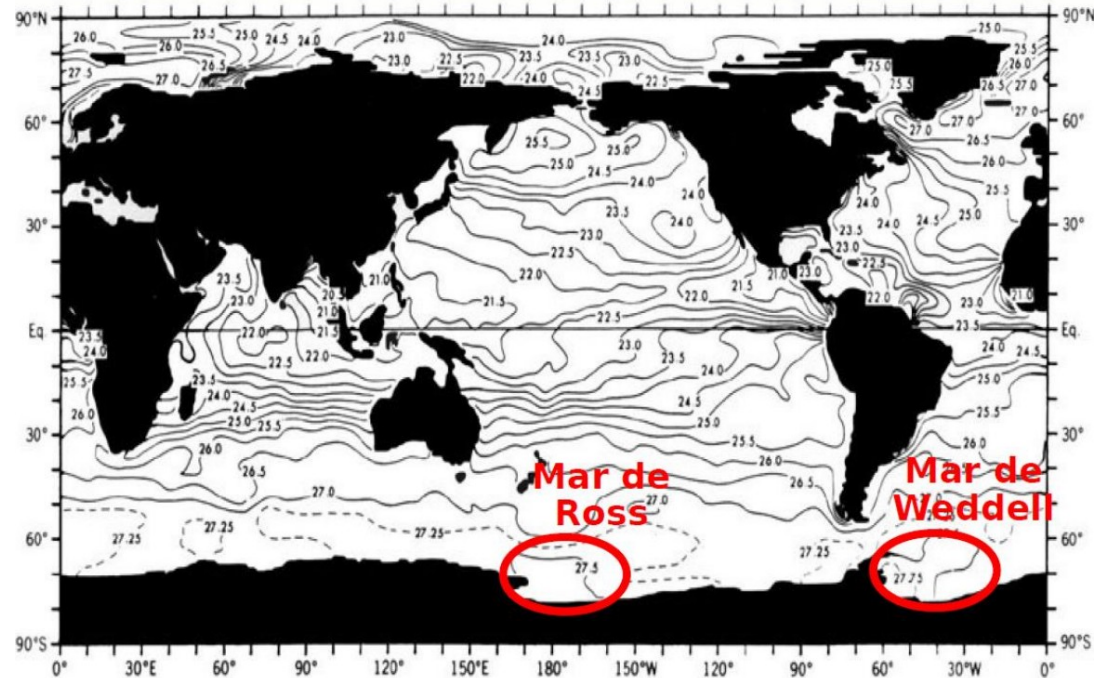


Sitios de formación de aguas profundas:

En HS: en mares de Weddell y Ross.

Las masas de agua que entran al Atlántico desde el sur se denominan Aguas Antárticas de Fondo (Antarctic Bottom Water, AABW), fluye cerca del fondo oceánico y Aguas Antárticas Intermedias (Antarctic Intermediate Water, AAIW) que fluye en profundidades medias.

El flujo de NADW desde el N es compensado por un flujo de superficie de aguas provenientes del océano Indico y a través del estrecho de Drake



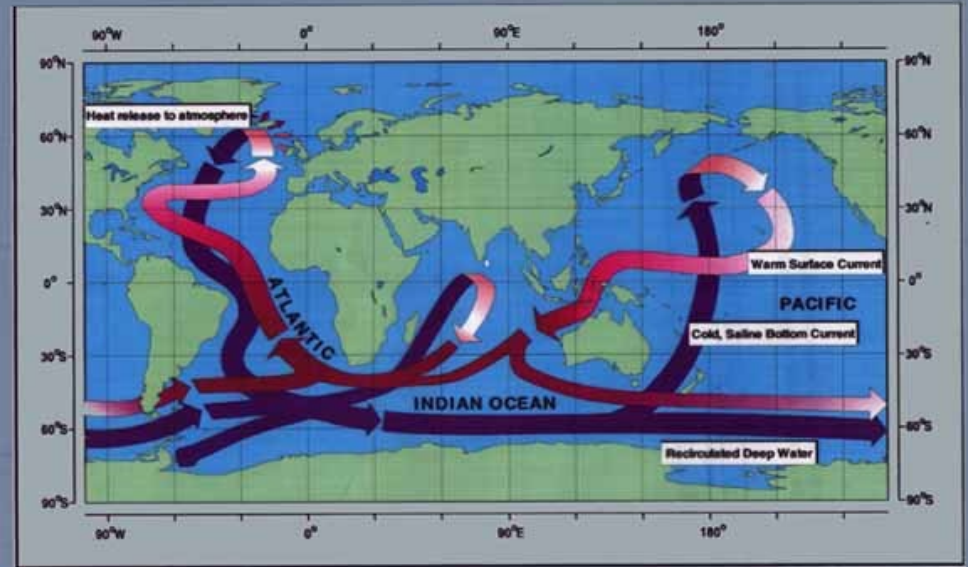
Luego de hundirse en el Atlántico N, las aguas profundas fluyen hacia el S, atraviesan el ecuador, y se unen a la CCA.

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 N.

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.

The Atlantic Thermohaline Circulation

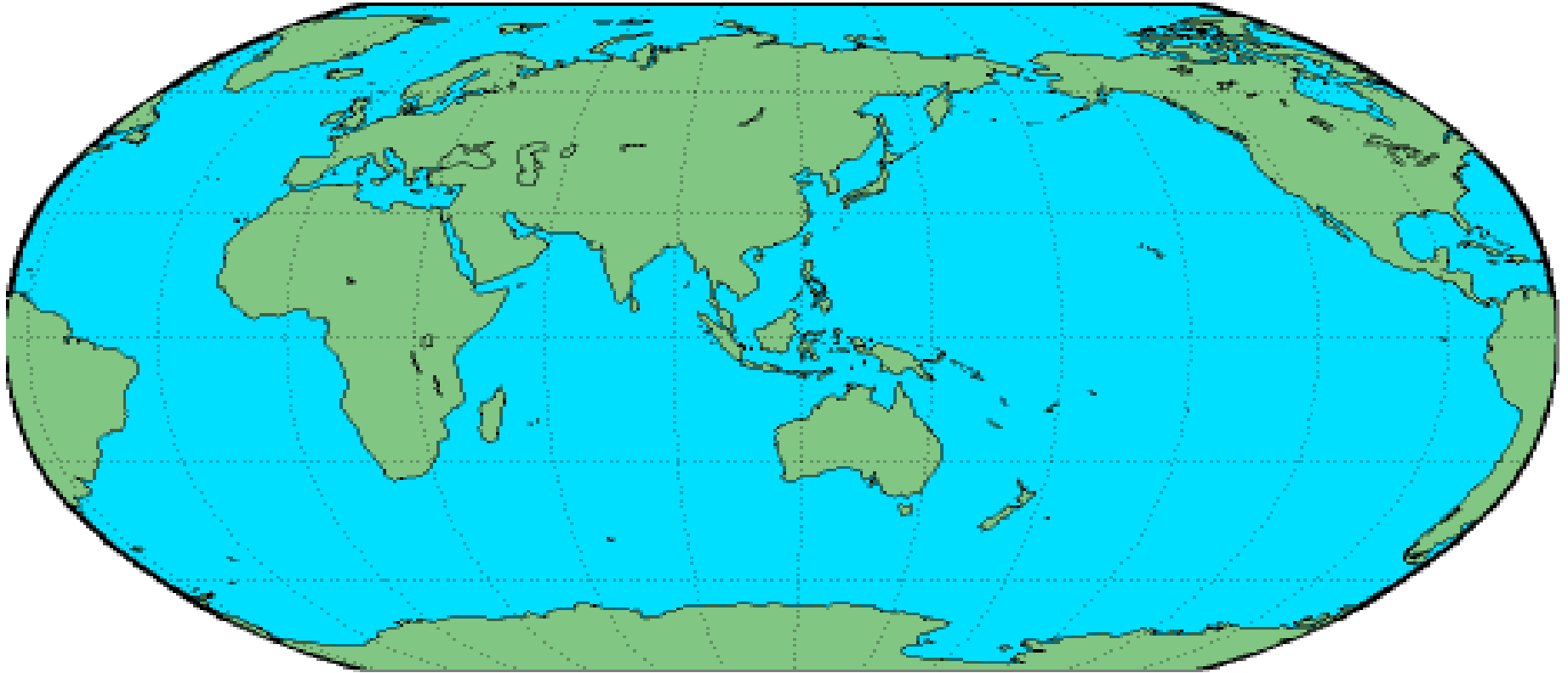
- A key Element of the Global Oceanic Circulation -



Schematic diagram of the global ocean circulation pathways, the 'conveyor' belt (after W. Broecker, modified by E. Maier-Reimer).

AV/D3/99-2

Circulación termohalina



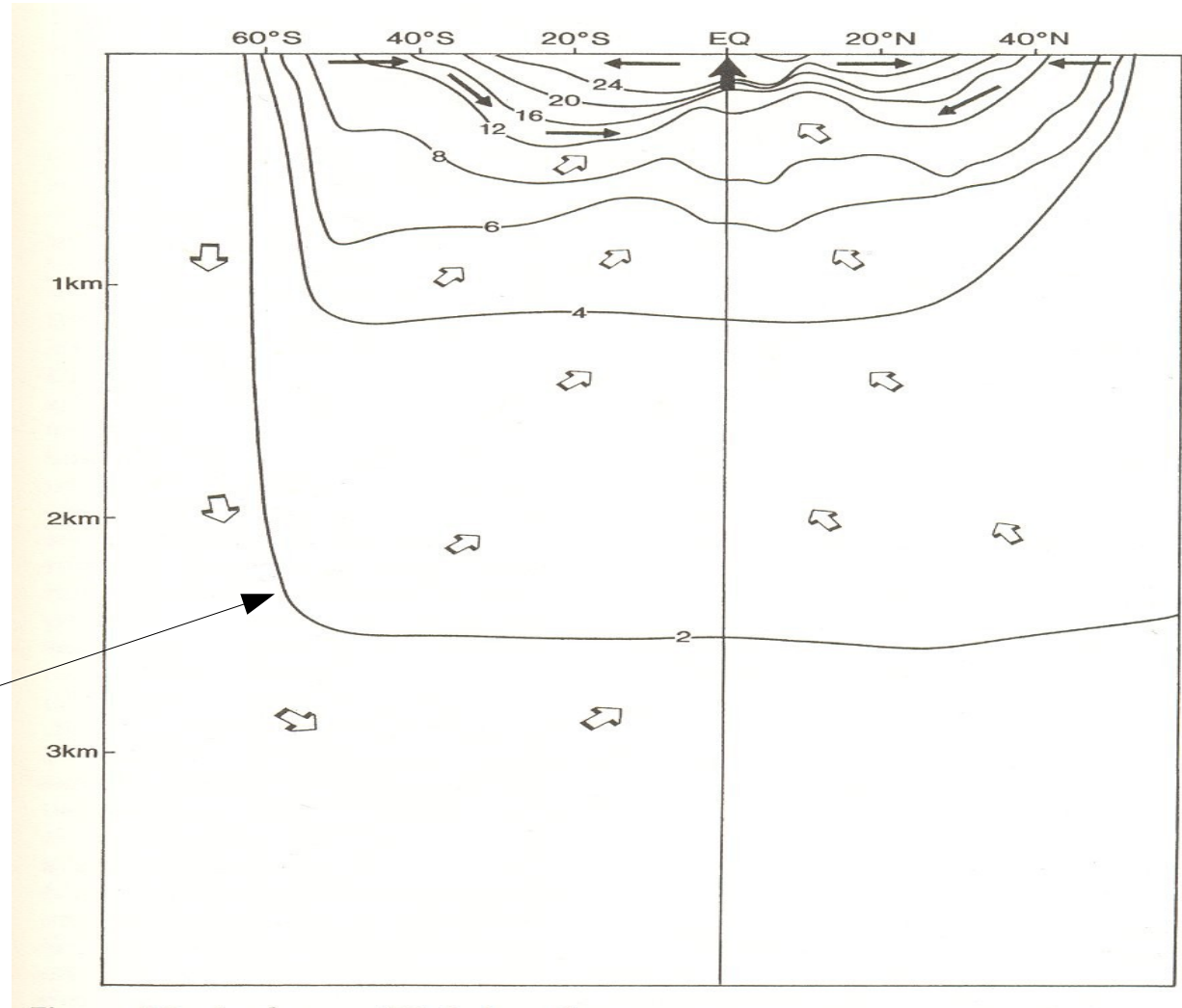
Azul – trayectoria de masas de agua en profundidad
Rojo – trayectoria de masas de agua en superficie

Sección longitudinal
muestra las dos
circulaciones:

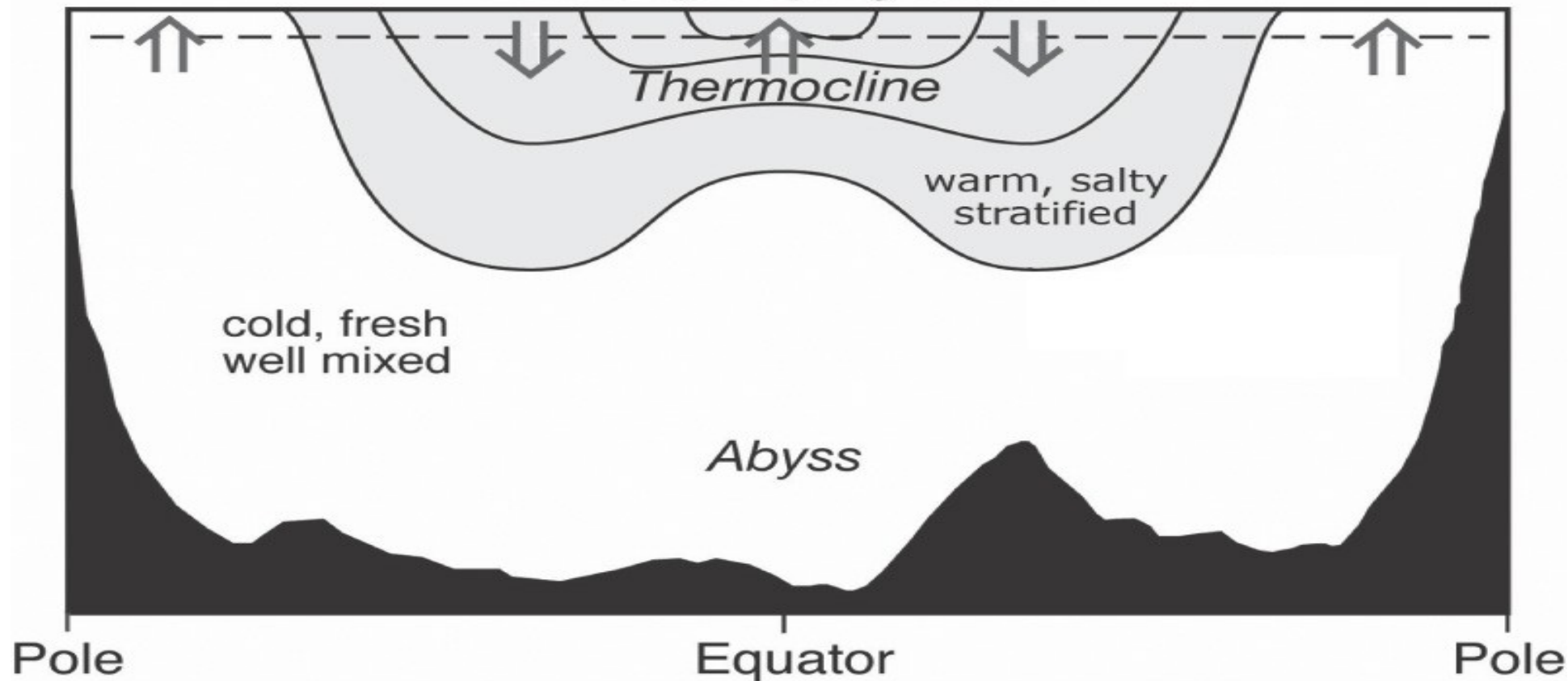
Termohalina

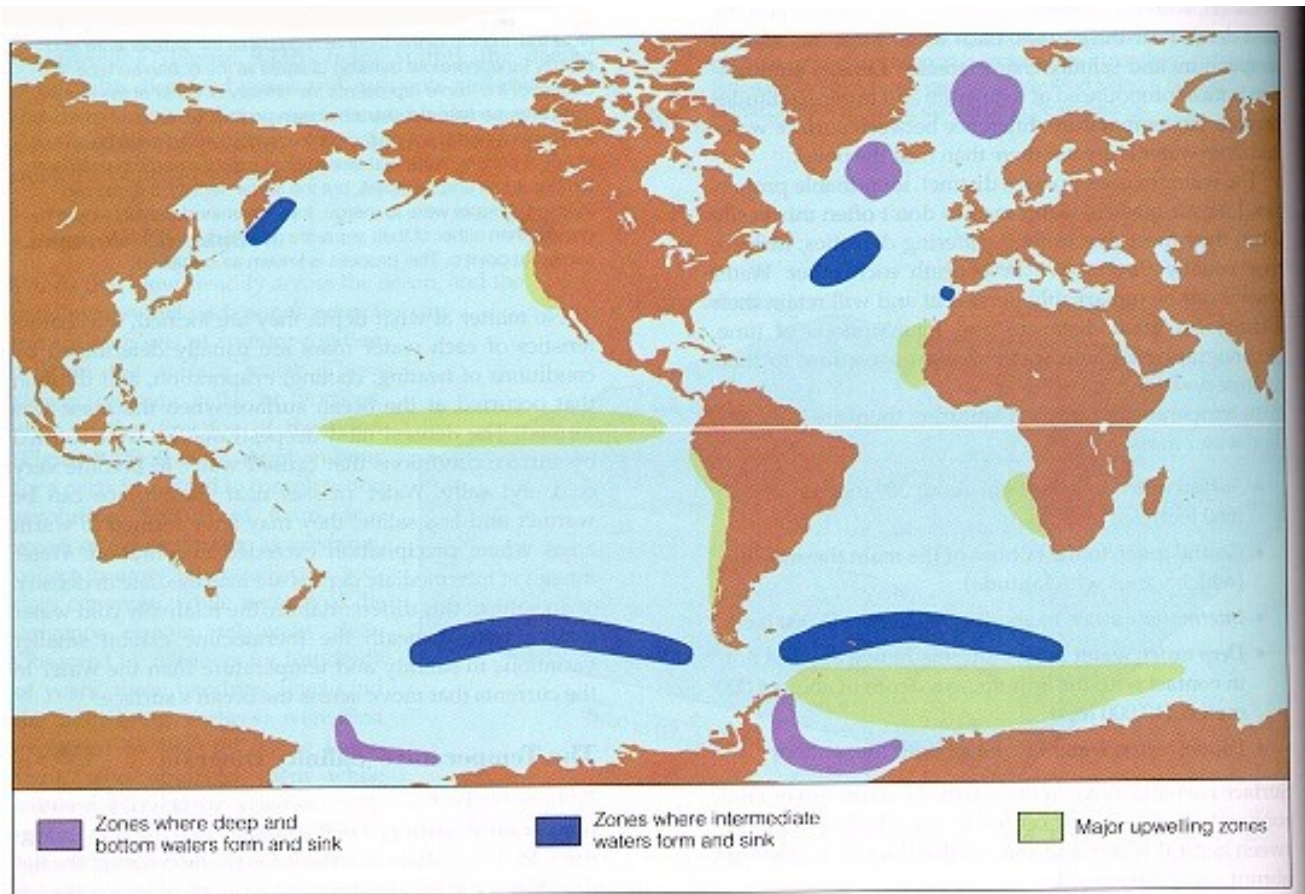
Circulación somera.

Isotermas

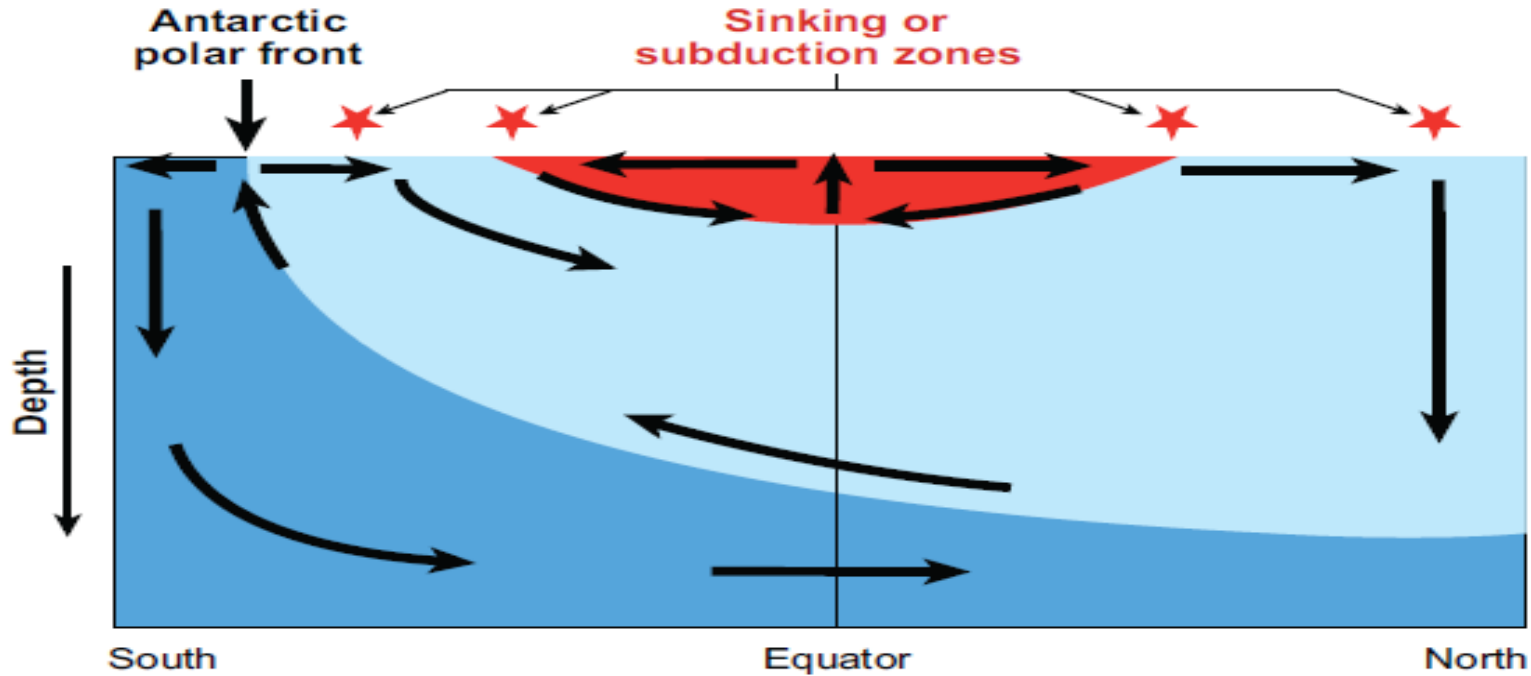


Ekman pumping/suction

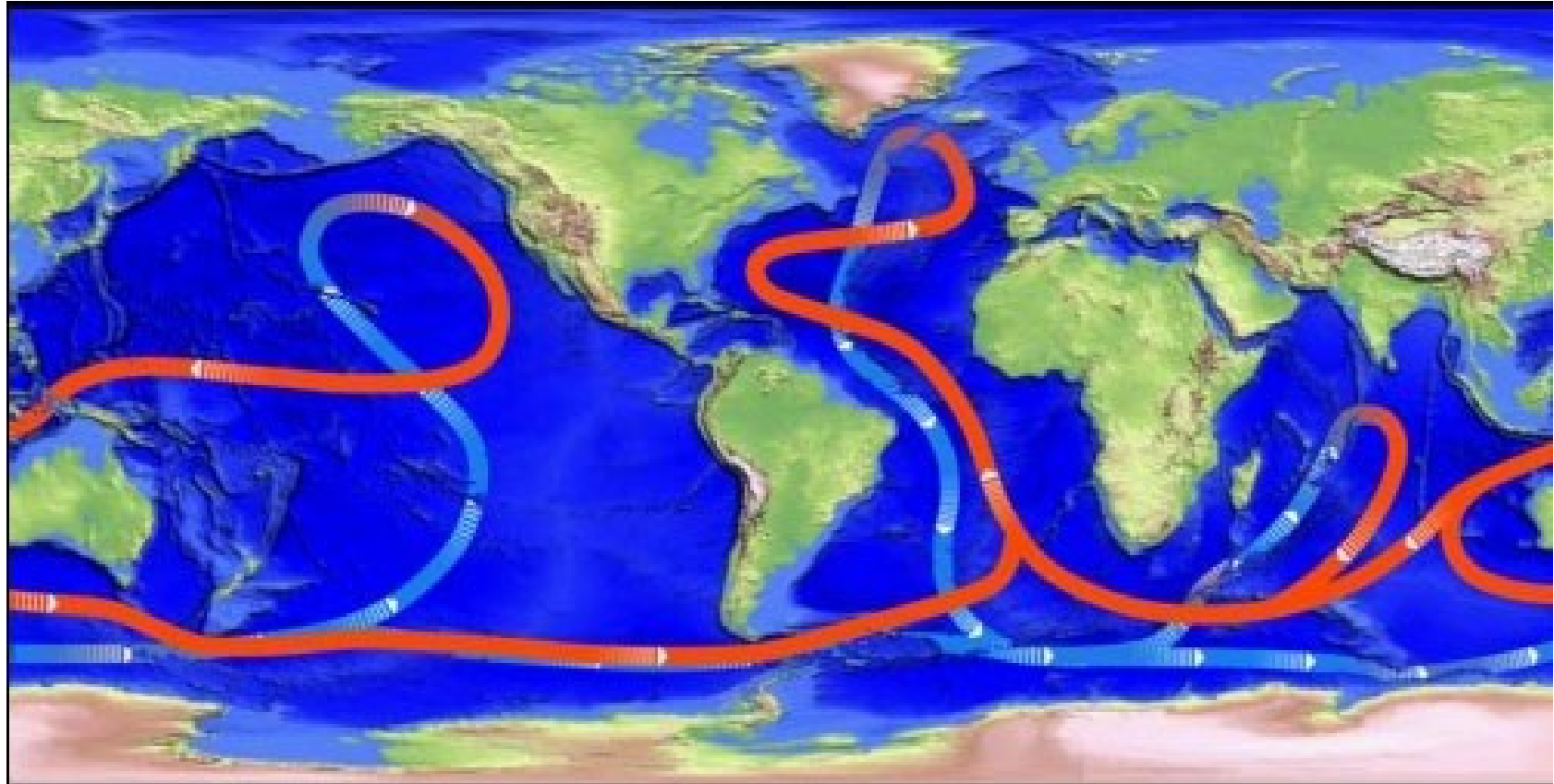




Esquema de la circulación general oceánica



las regiones de mayor absorción del calor y de CO₂ antropogénico en el océano se da en las regiones del Atlántico norte y alrededor de la Antártida



Circulación Termohalina

La circulación Termohalina es muy lenta (al menos 1000 años para completar la circulación!!!) → ¿Cómo sabemos de su existencia?

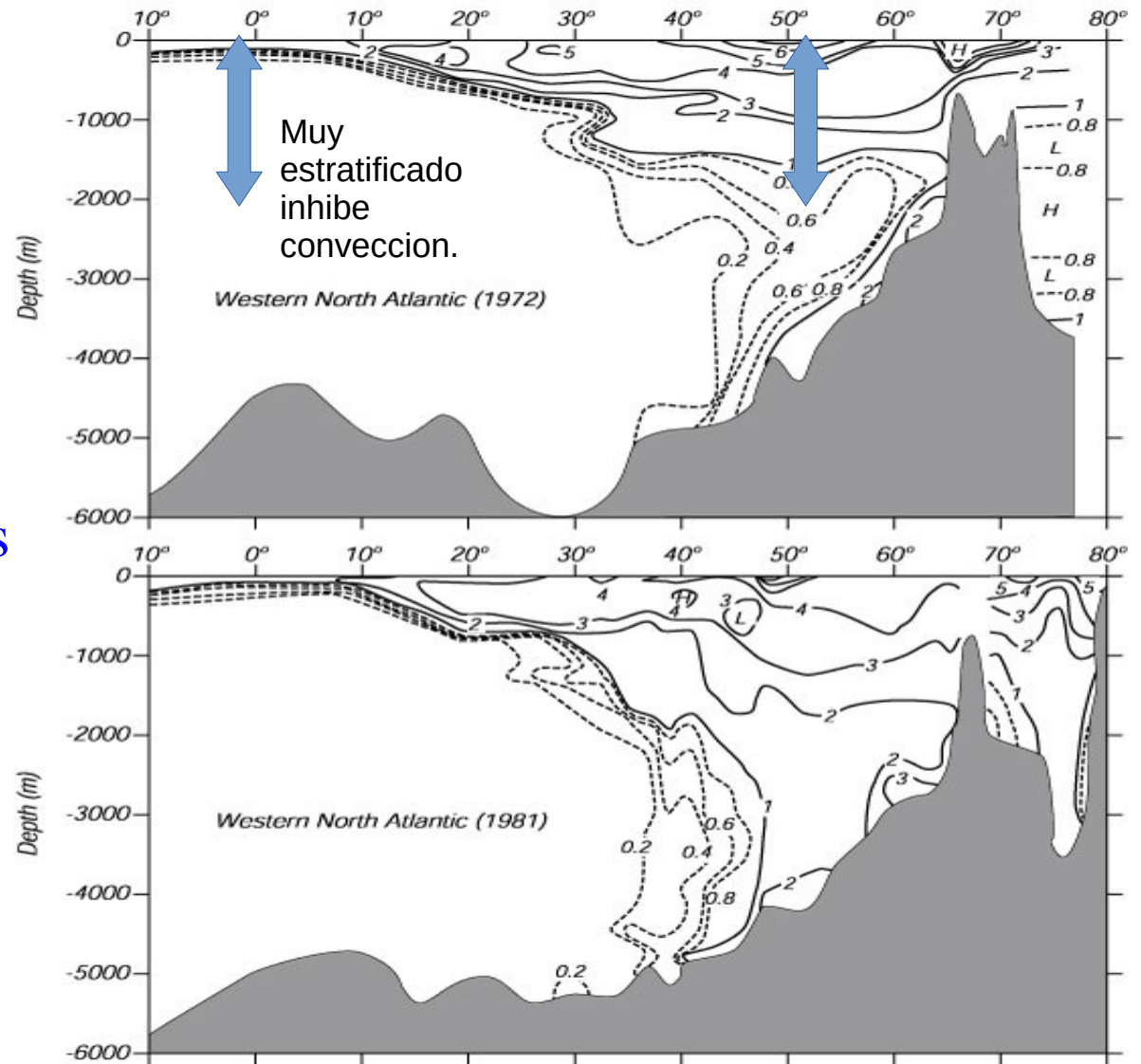
- Evidencia de creación de aguas profundas: Distribución de tritium en el Atlántico Norte.
- El tritium entró al océano por causa de pruebas con bombas atómicas. Se observa que, en 10 años, aumentó la cantidad de tritium en aguas profundas.

Evidencia de creacion de masas de agua profundas:

Distribución de tritio en el Atlántico Norte

El tritio entró al océano por causa de pruebas con bombas atómicas.

Se observa que en 10 años aumentó la cantidad de tritio en aguas profundas

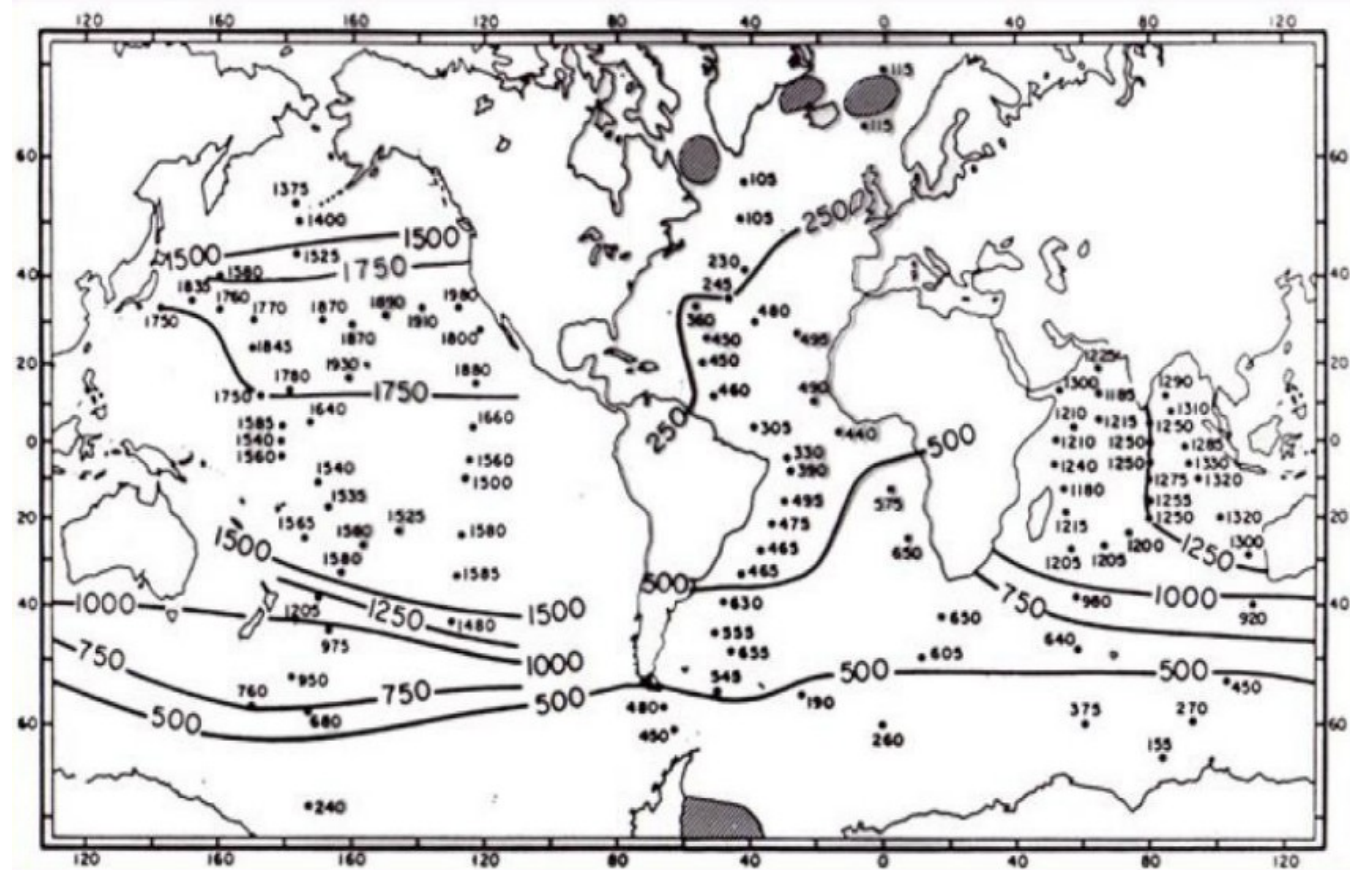


Más evidencia:

Distribución de edades del agua a 3km de profundidad.

Los puntos indican dónde se tomaron las medidas del contenido de C14 (Broecker, 1985)

- C 14 es creado en la atmósfera alta debido a los rayos cósmicos.
- Entra al océano a través de la absorción de CO₂, y una vez debajo de la superficie decae.
- Sitios de formación de aguas profundas muestran las edades más jóvenes.



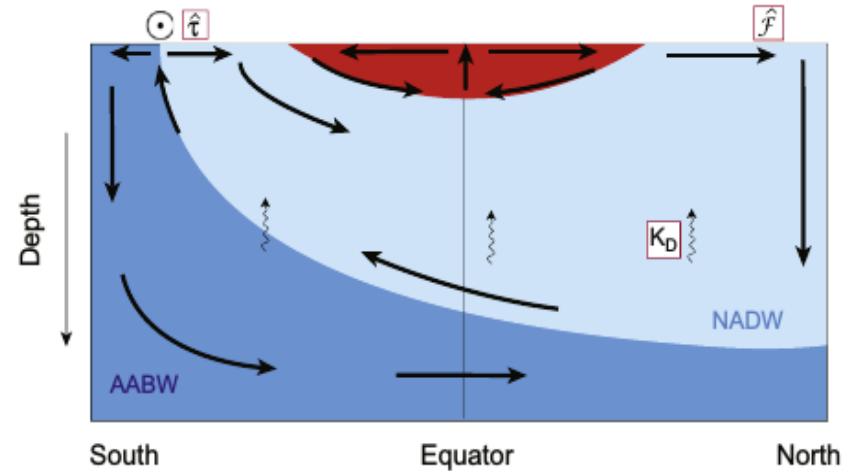
Mas evidencia: distribución de nutrientes.

La concentración de nutrientes es mínima en el Atlántico N:

- El agua recién llegó de la superficie donde los nutrientes son consumidos por el fitoplancton.

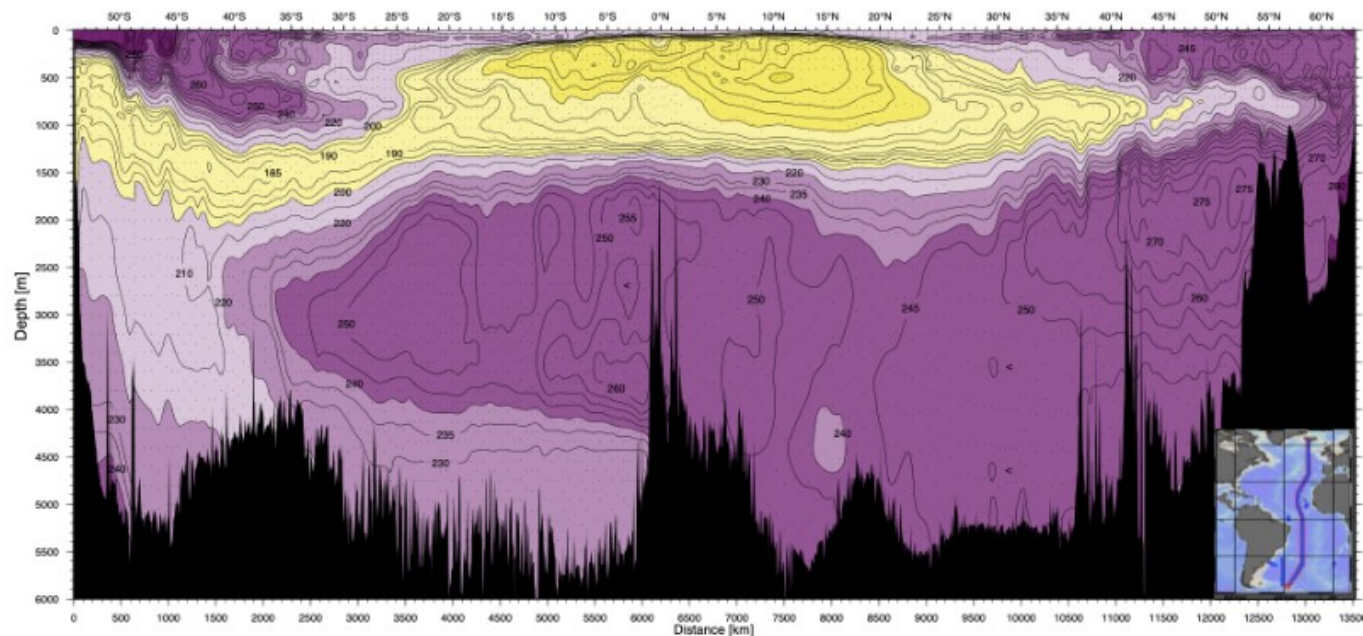
La concentración de nutrientes es máxima en el Pacífico N:

- En su camino las corrientes profundas son enriquecidas de nutrientes de la descomposición de MO que se muere y hunde.



Más evidencia:

- Otras propiedades no conservativas (se modifican dentro de la masa de agua) pueden ser muy buenos rastreadores, ya que pueden dar una idea no solo del origen sino también de la edad
- Ejemplo 1: Oxígeno. Luego de perder contacto con la atmósfera, una masa de agua solo pierde O_2



(WOCE., 2000)

Circulación Termohalina

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.
- La manifestación atmosférica del calentamiento global es menor 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 T en el océano profundo puede representar un gran sumidero de calor.

Balance energético en el tope de la atmósfera.

La atmósfera recibe
más radiación solar
en los trópicos y menos
en los polos.

La distribución de
energía NETA evidencia
un balance que no es por
columna atmosférica y
por lo tanto implica un
transporte.

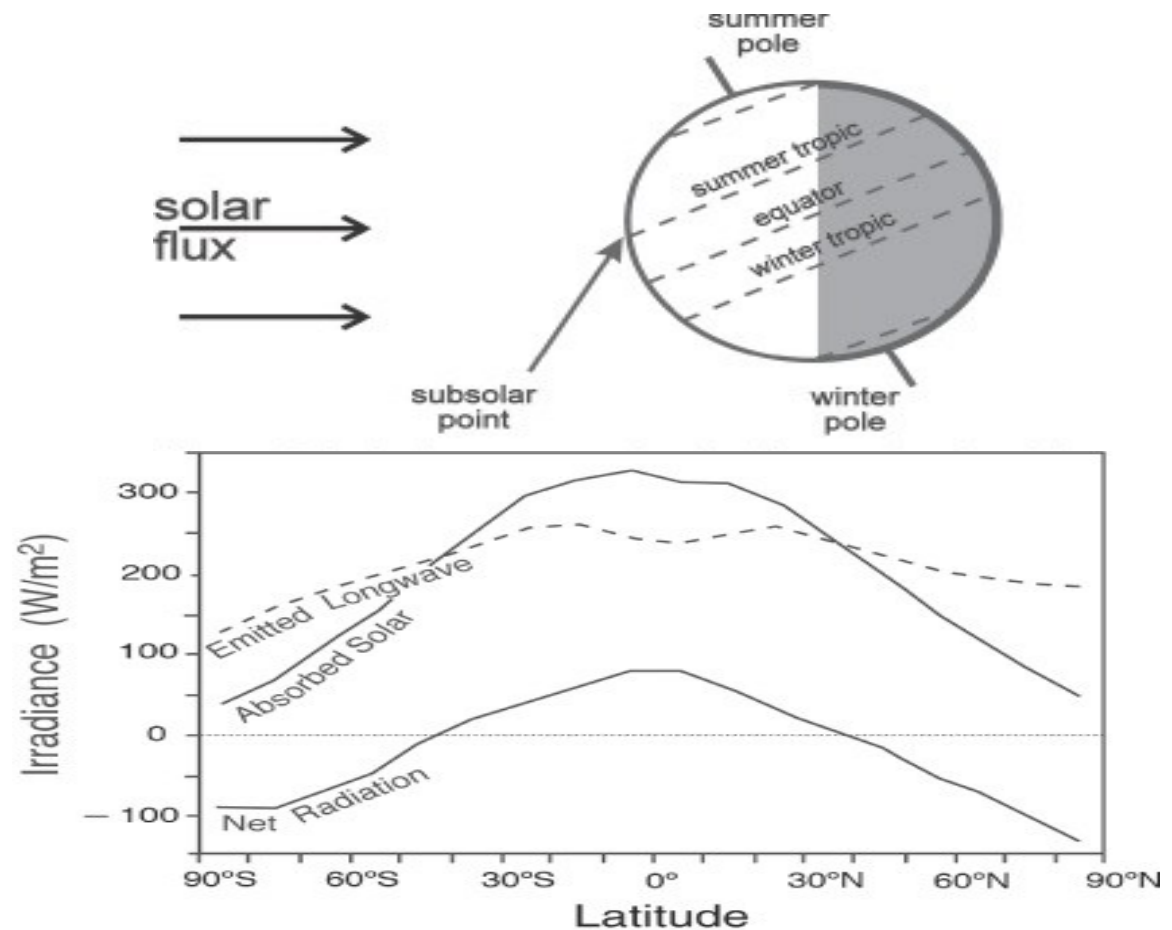


Figure 5.5: Annual mean absorbed solar radiation, emitted long-wave radiation, and net radiation, the sum of the two. The slight dip in emitted long-wave radiation at the equator is due to radiation from the (cold) tops of deep convecting clouds, as can be seen in Fig. 4.26.

¿Cuanto calor transportan los océanos?

Para mantener el balance energético terrestre la atmósfera y el océano deben transportar energía

Transporte de energía por atmósfera+océano

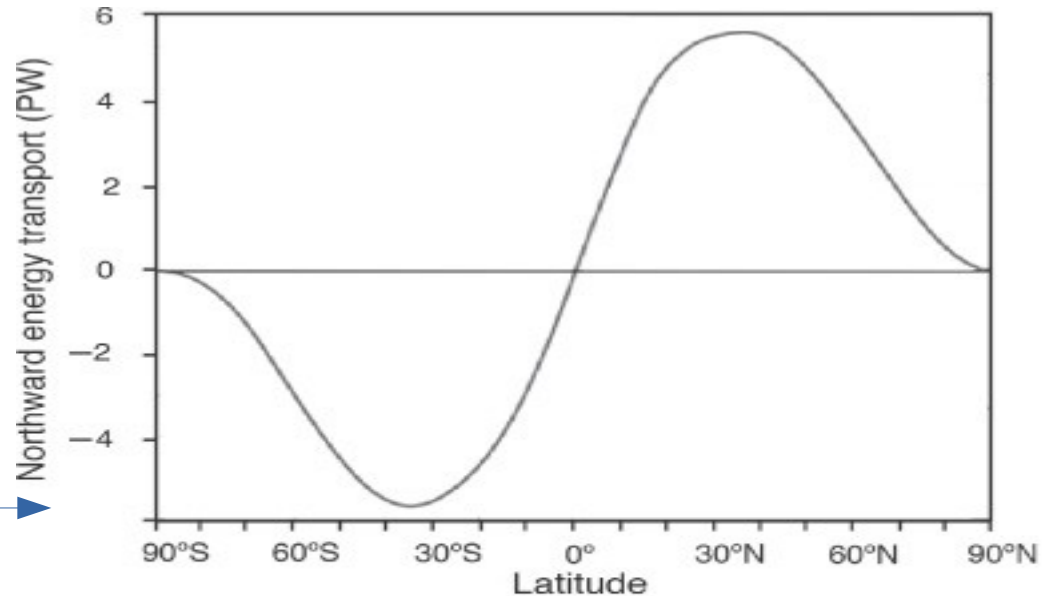


Figure 5.6: The northward energy transport deduced by top of the atmosphere measurements of incoming and outgoing solar and terrestrial radiation from the ERBE satellite. The units are in $PW = 10^{15}W$ (see Trenberth and Caron, 2001). This curve is deduced by integrating the “net radiation” plotted in Fig. 5.5 meridionally. See Chapter 11 for a more detailed discussion.

Balance energético en el océano

El balance neto de energía medio en la superficie de los océanos:

- Radiación solar incidente, media de 170 W/m^2 (10 W/m^2 se reflejan)
- Radiación infrarroja debido a la T del océano que es cercana a 60 W/m^2
- Calor latente de evaporación que en promedio es 80 W/m^2 .
- Calor sensible, cercano a 20 W/m^2 .

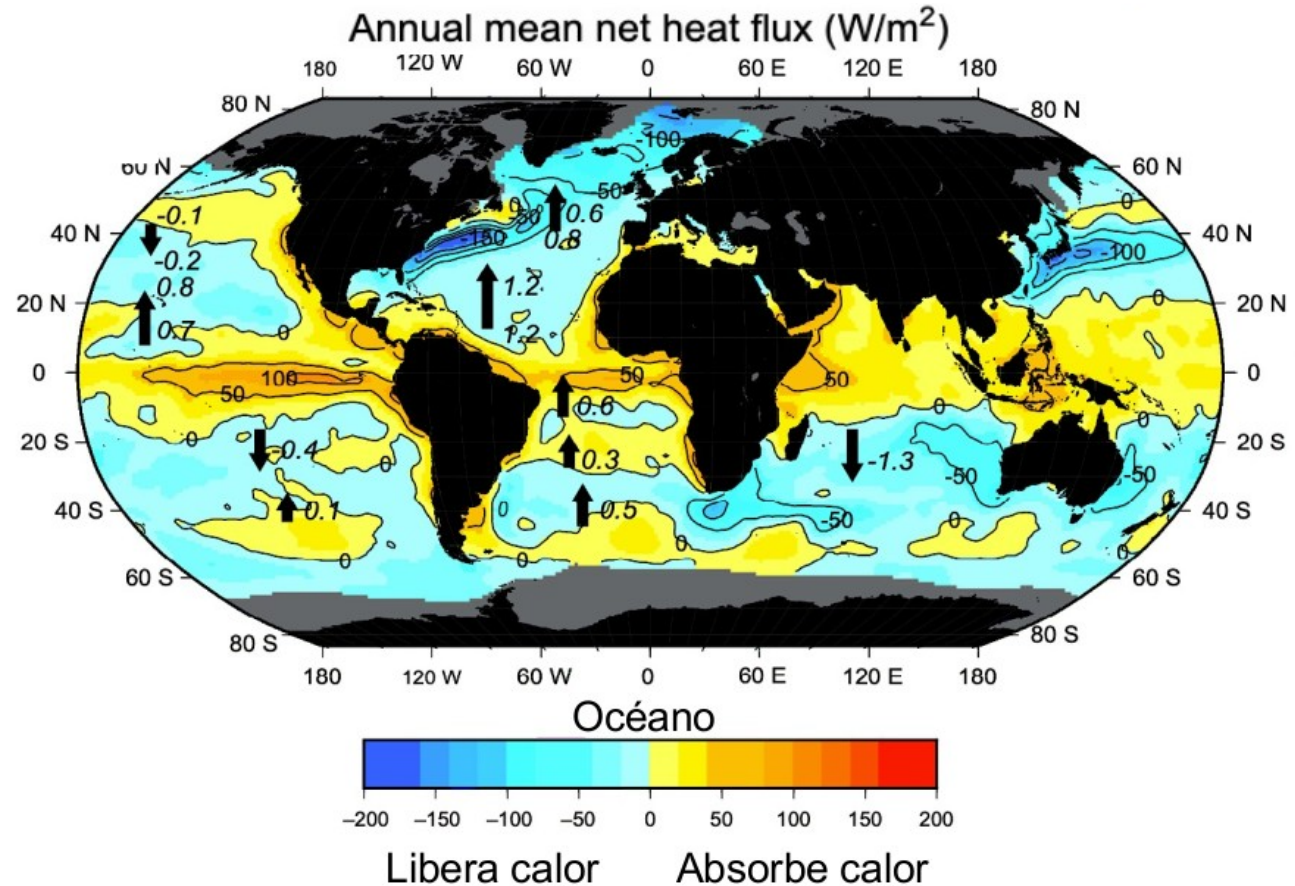
La suma debe ser nula para que el océano mantenga una T de equilibrio.

Los valores específicos de cada término varían según la región oceánica, resultando en regiones del océano que absorben energía y otras que pierden.

El océano absorbe calor en las regiones ecuatoriales y tropicales y pierde calor hacia la atmósfera en latitudes altas.

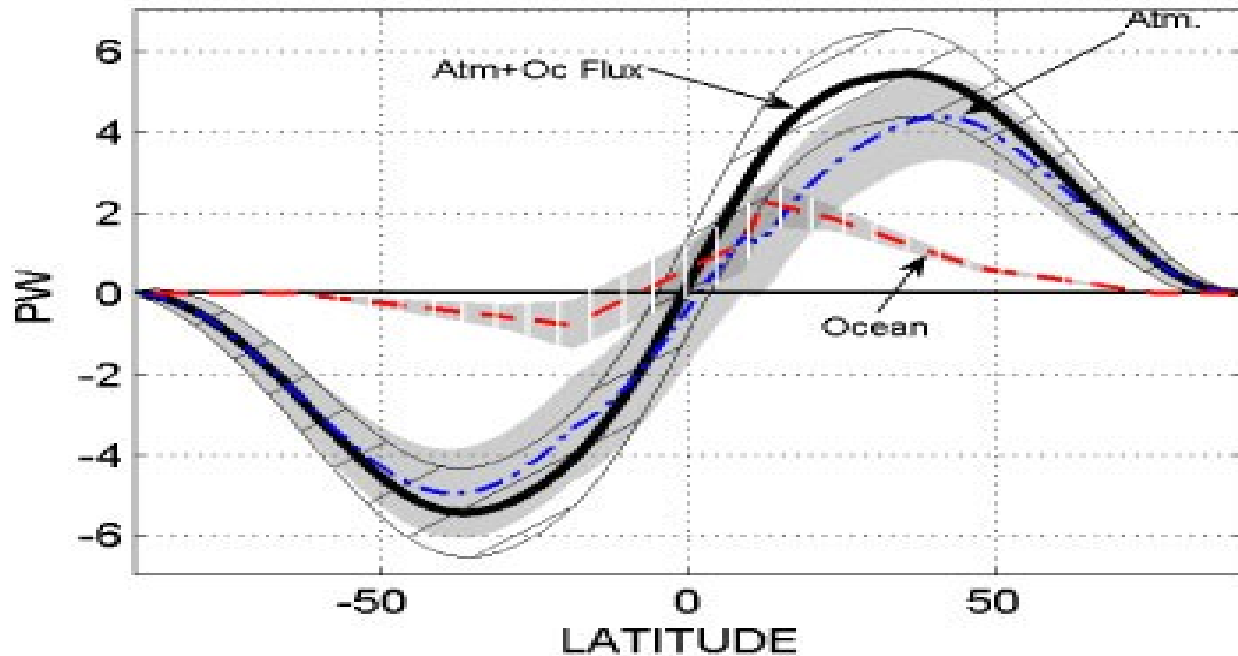
La pérdida de calor desde el océano a la atmósfera es más intensa cerca de las corrientes extratropicales intensas donde la energía se pierde en forma de QL y QS asociados a la evaporación y a la diferencia de temperatura (mar-aire)

Flujo neto de
energía en
superficie del
océano



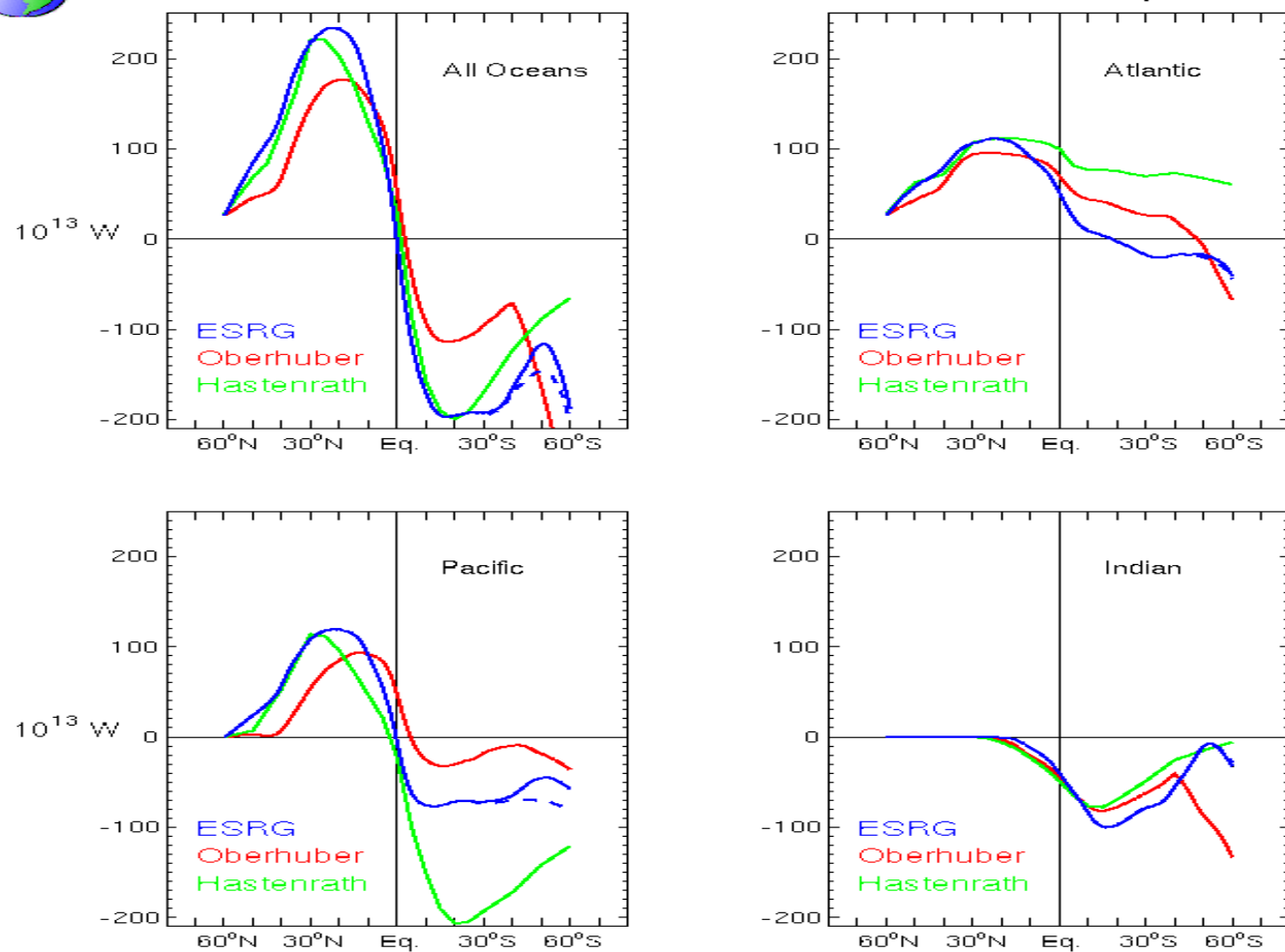
Transporte de calor medio anual

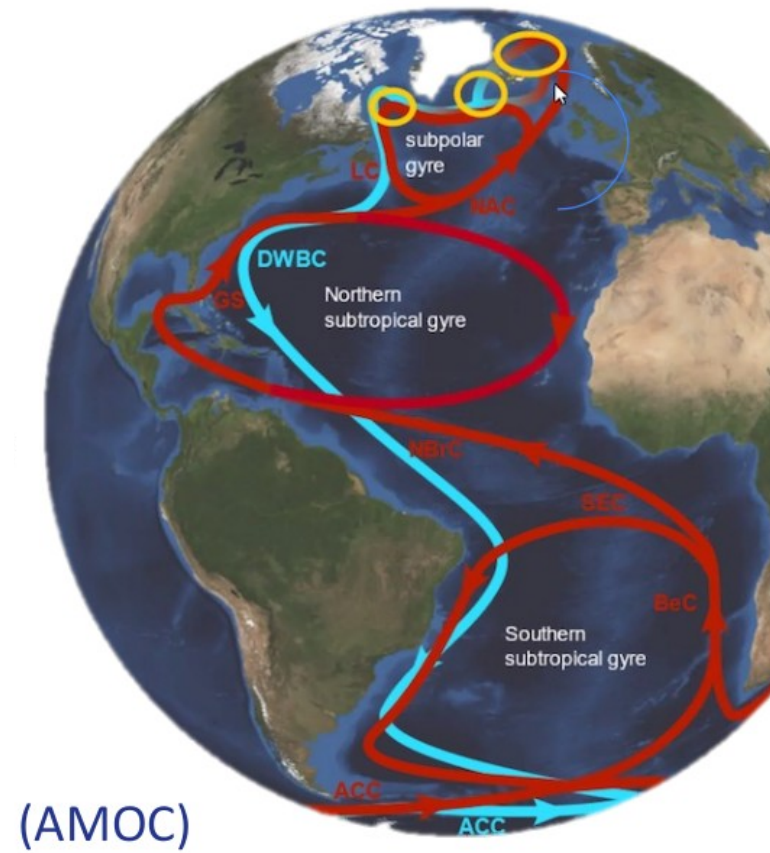
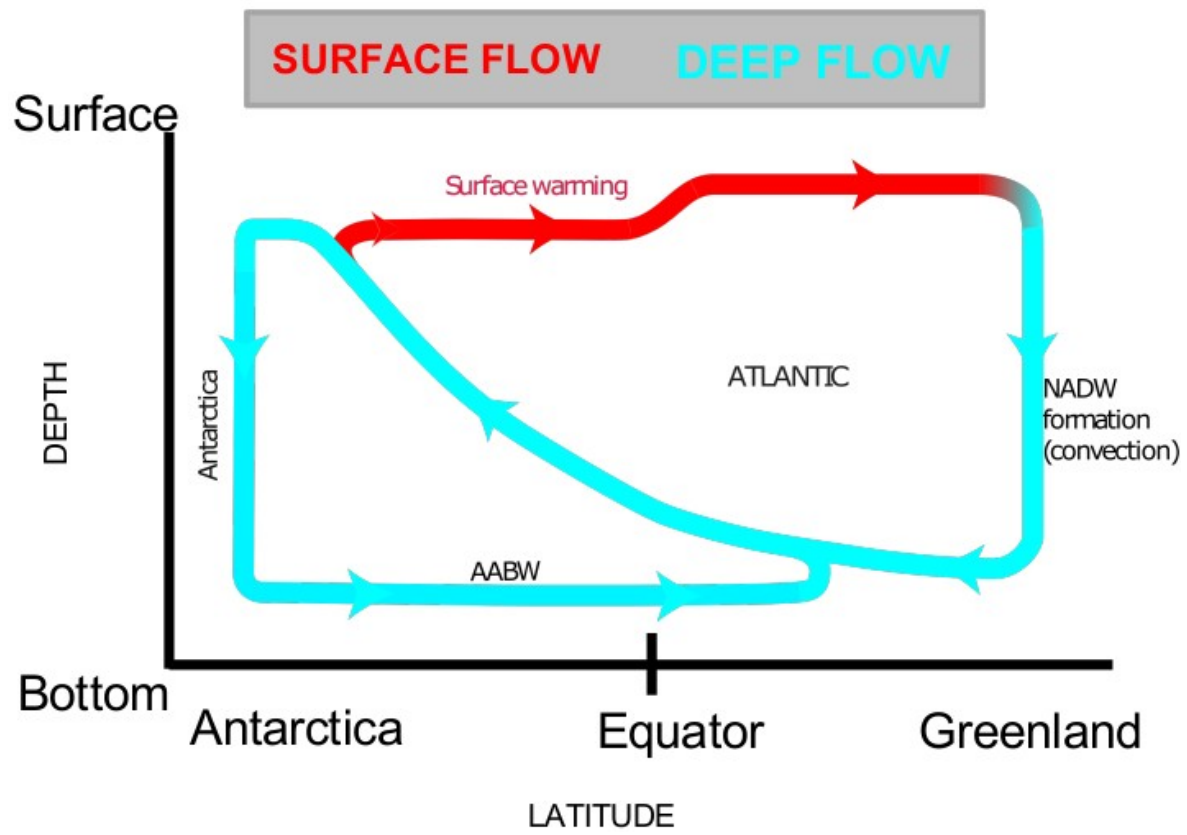
Excepto en los tropicos, la atmosfera domina el transporte de calor

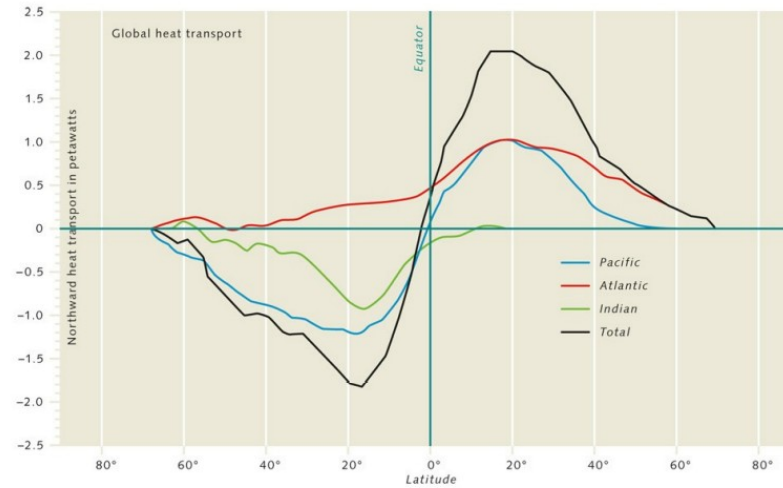




Annual mean northward meridional heat transport







- El transporte realizado por la circulación general oceánica, asociado a su gran inercia térmica e intercambios con la atmósfera, se realiza a velocidades mucho menores que el transporte de energía realizado por la atmósfera a través de los vientos.
- El máximo tiempo de vida de una perturbación atmosférica es de un par de semanas, las perturbaciones oceánicas pueden persistir y dominar las condiciones en superficie por varios meses y por varios siglos en profundidad.
- Esta característica vuelve a los océanos tan importantes para entender el clima y su variabilidad desde escalas estacionales a milenios.