Introducción a la Interacción entre el Océano y la Atmósfera

Jorge Zavala-Hidalgo

2do. Curso sobre Ciclones Tropicales con énfasis en el Pacífico Oriental

Marzo 2009, Acapulco, Gro.

➢ Introducción a la Interacción entre el Océano y la Atmósfera

- Comparación entre las propiedades del océano y la atmósfera
- Flujos de momento y calor entre el océano y la atmósfera
  - Flujos de momento. Esfuerzos de Reynolds.
  - Flujos de calor
  - Fórmulas “bulk” (empíricas)
    - ✓ Flujos de radiación
    - ✓ Flujos turbulentos
- Transferencia de masa
  - Flujos de humedad entre el océano y la atmósfera
  - Transferencia de vapor de agua
  - Transferencia de gases
- Transporte de Ekman
  - Capa de Ekman
  - Bombeo de Ekman
  - Surgencia costera
- Modelos de capa mezclada
  - Modelos tipo Krauss-Turner
  - Modelo Mellor-Yamada

➢ Comparación entre las propiedades del océano y la atmósfera

	Atmósfera	Océano
Densidad:	1.2 a 1.3 $kg\ m^{-3}$	1025 $kg\ m^{-3}$
Propiedades ópticas:	absorbe 19% de la energía	absorbe 51% de la energía
Densidad y masa:	masa por unidad de área $10^4\ kg\ m^{-2}$ ~ 1000 hPa	equivalente a una profundidad de 10 m en el océano
Calor específico:	1005.7 $J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$	4186 $J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$

✓ **La capacidad calorífica del agua por unidad de masa es 4 veces mayor que la de la atmósfera.**

✓ **Una columna de agua de 2.5 *m* tiene la misma capacidad calorífica por unidad de área ($10^7\ J\ m^{-2}\ K^{-1}$) que toda la columna de la atmósfera.**

Importancia de los flujos de superficie (Gran escala)

- ~70% de la energía absorbida por el planeta (en su superficie) es absorbida en los océanos tropicales.
- La energía es transmitida hacia los polos.
  - La circulación atmosférica (que fuerza la circulación oceánica) está determinada, en gran medida, por los flujos superficiales de calor en los trópicos.
  - La circulación en la atmósfera tropical es parcialmente controlada por los flujos superficiales.
- La precisión de los modelos climáticos depende, en gran medida, de los flujos superficiales.
  - Se requiere una precisión de aproximadamente 0.1 $W\,m^{-2}$ para aplicar los modelos climáticos a escalas geológicas.
  - Los modelos no pueden aplicarse a escalas de tiempo largas prescribiendo la temperatura superficial del mar o la de la capa inferior de la atmósfera.

Importancia de los flujos de superficie (Pequeña escala)

- Los flujos superficiales controlan las corrientes superficiales y la profundidad de la capa mezclada oceánica.
  - Inducen las corrientes de Ekman.
- Los flujos de superficie son fundamentales en la circulación profunda.
  - Vía gradientes de presión.
  - Vía la formación y la circulación de agua profunda y la circulación termohalina.
- Los flujos superficiales son determinantes en la evolución de las capas límite atmosférica y oceánica.
- Los flujos superficiales también tienen una gran influencia en el transporte vertical a través de la inversión atmosférica y la termoclina.

➢ Flujos de calor (turbulentos)

- **Flujo de calor sensible (*H*, positivo hacia arriba para los meteorólogos)**
  - Es la transferencia de energía térmica (calor) a través de mezcla turbulenta o molecular.
  - Es proporcional a la capacidad calorífica (C_P [$J\,kg^{-1}\,K^{-1}$]), a la densidad del medio (r) y a las diferencias verticales de temperatura.

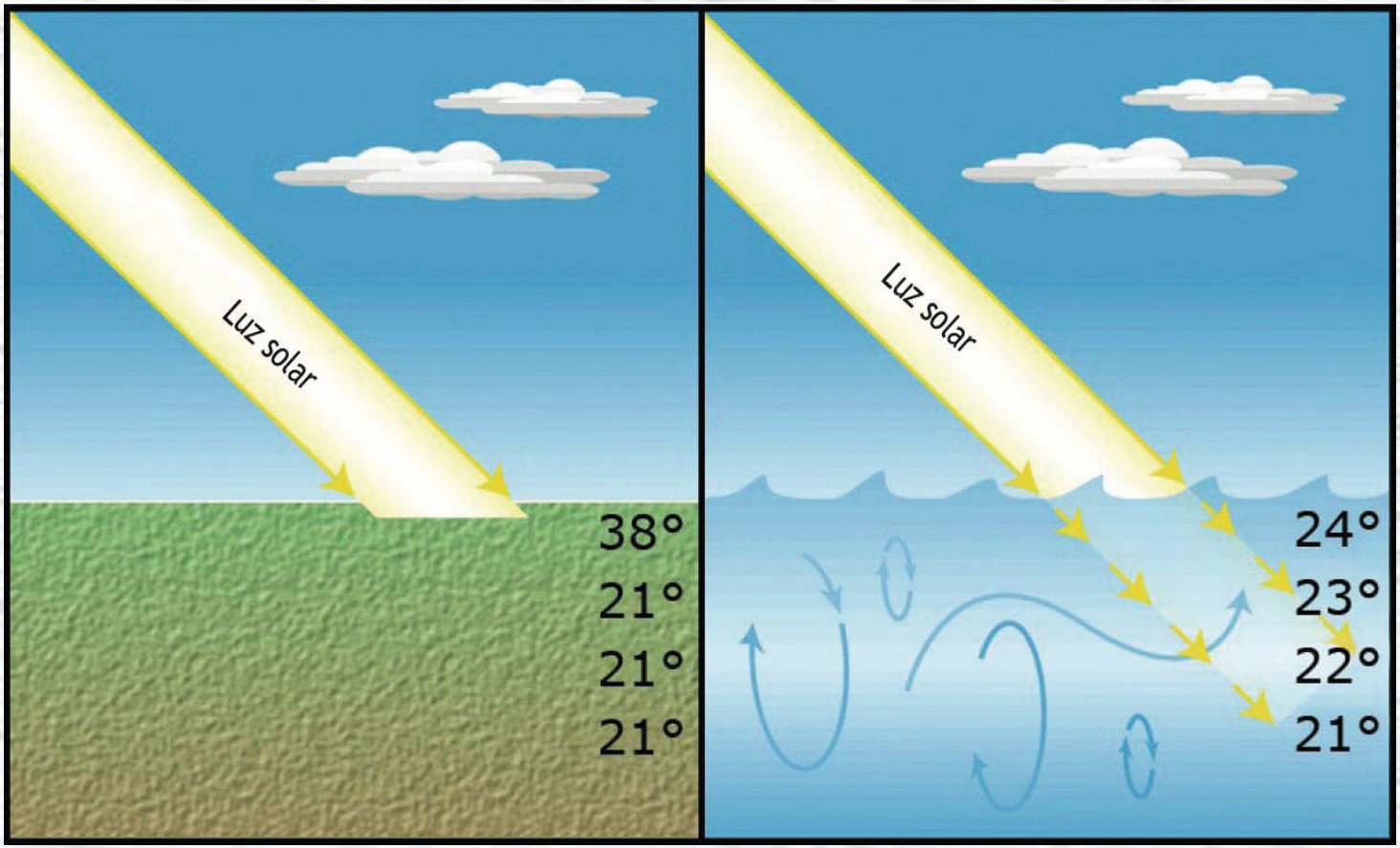
- **Flujo de calor latente (*L*, positivo hacia arriba para los meteorólogos)**
  - Es la transferencia de calor asociada a cambios de fase en la superficie.
    - El agua líquida es convertida en vapor de agua.
    - Ese calor es transferido a la atmósfera en la región en que se da la condensación.
  - Es proporcional al calor latente de vaporización (L_v [$J\,kg^{-1}$]), la densidad del medio (r), y dependiente de la humedad relativa.

Flujos de calor (por radiación)

- **Radiación de onda corta (*SW*, asociada a la radiación del sol)**
  - Es la energía solar que llega a la superficie.
  - En última instancia depende de la constante solar (S), que es la energía que se recibiría en el espacio en un área de un metro cuadrado ($S = 1368\ W\ m^{-2}$).
    - Depende de la distancia al sol y de variaciones en la actividad solar.
    - Es función de la latitud, fecha y hora.
  - Parte de la energía solar es reflejada por la atmósfera, principalmente por las nubes, y parte es absorbida antes de llegar a la superficie.

- **Radiación de onda larga (*LW*)**
  - Es la radiación emitida por todo cuerpo negro.
  - Es proporcional a la temperatura elevada a la cuarta potencia.
  - Es distinta de la de un cuerpo negro ideal por un factor conocido como emisividad e.
  - La superficie oceánica también recibe radiación de onda larga producto de la energía que es absorbida y reemitida por la atmósfera.

Penetración de la energía de onda corta



Izquierda: La radiación solar es absorbida en unos cuantos centímetros creando un fuerte calentamiento en la superficie de los continentes. **Derecha**: Radiación solar penetrando varios metros en el océano y produciendo menor aumento de la temperatura en la superficie.

Radiación de cuerpo negro

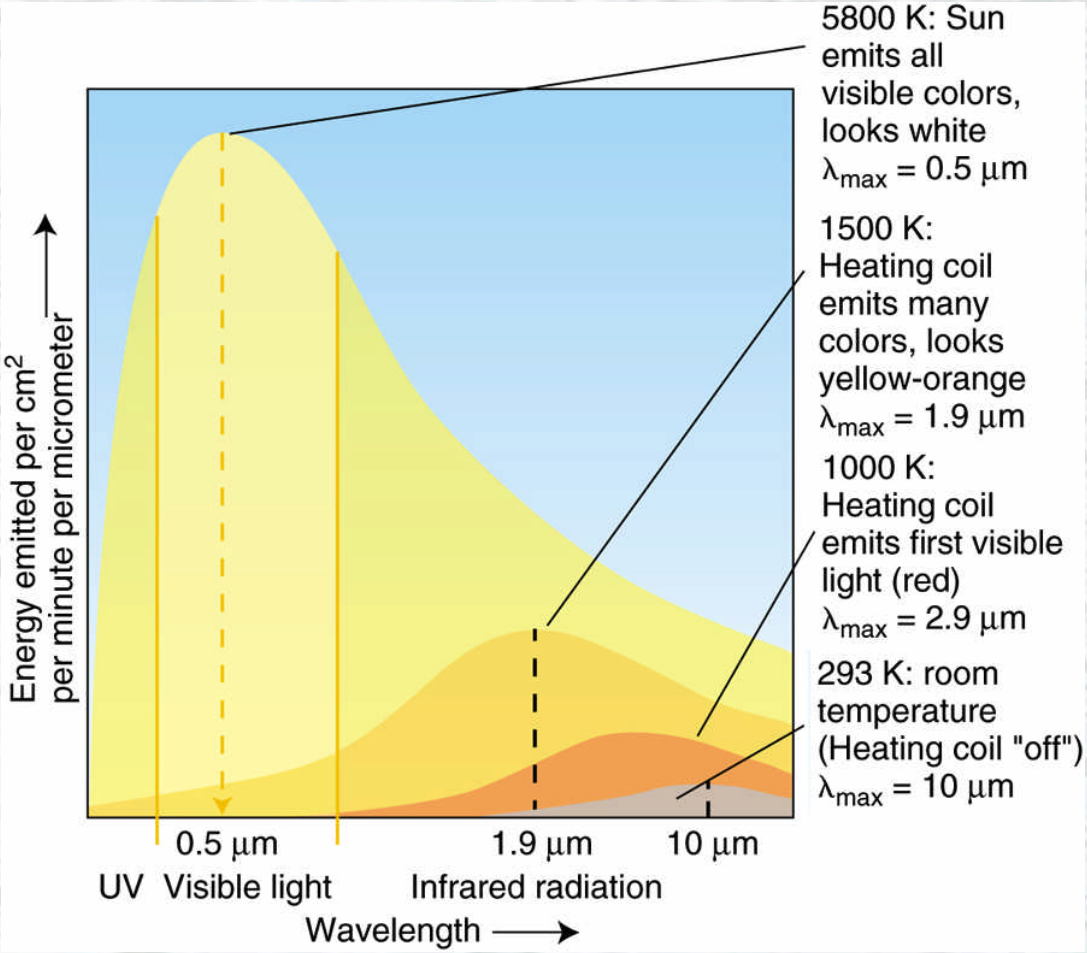


Figura: Cantidad y distribución en frecuencias de la energía emitida por un cuerpo negro como función de la temperatura.

Absorción de energía

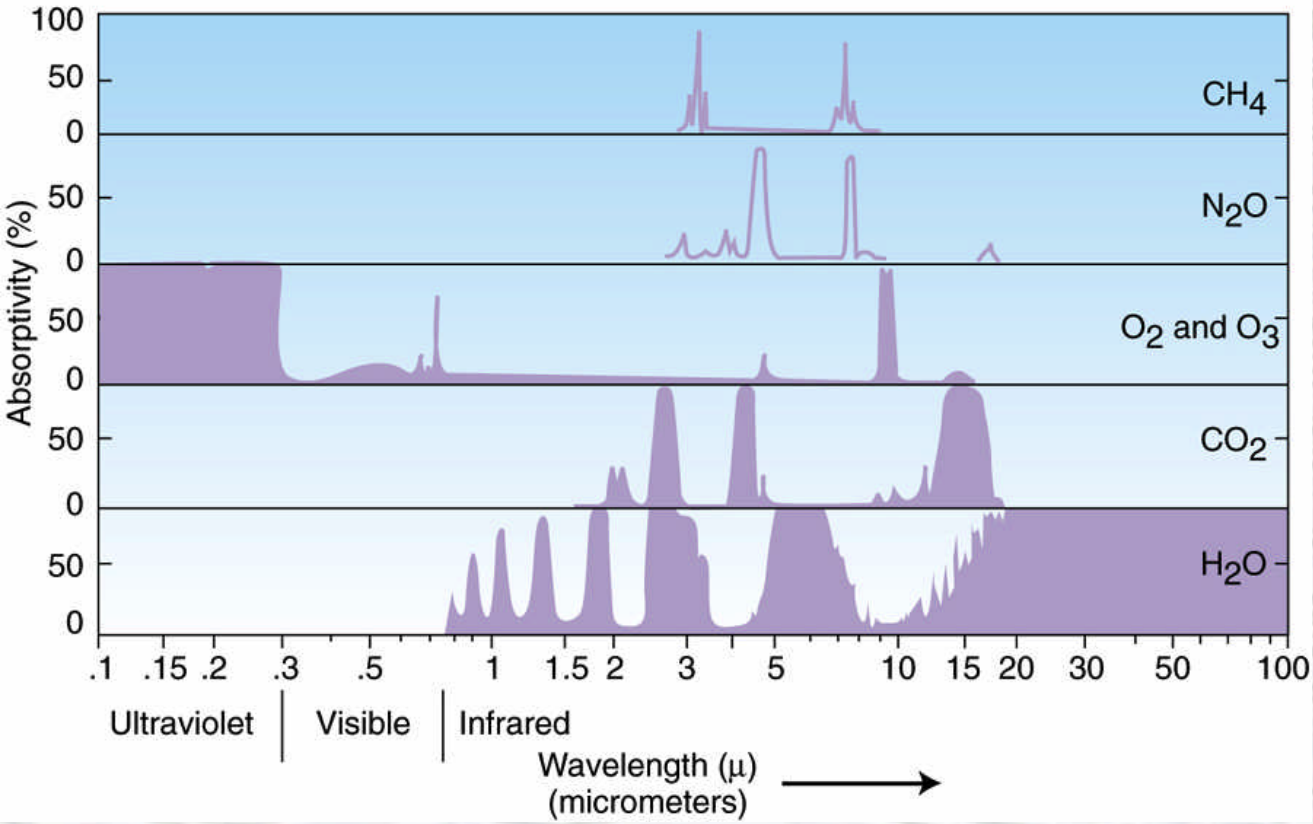
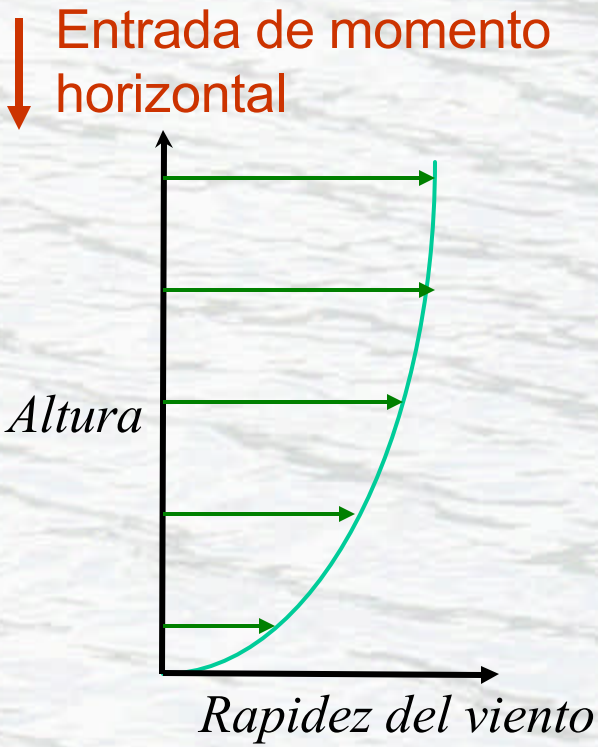


Figura. Absorción de energía por distintos gases como función de la longitud de onda.

➢ Flujos de calor

- **Flujo de momento**
- **Flujos de calor**
  - **Flujo de calor sensible**
  - **Flujo de calor latente**
  - **Radiación de onda corta**
  - **Radiación de onda larga**
- **Flujos de masa (vapor de agua)**
- **Flujos de gases (CO_2, O_2, etc.)**

Flujo vertical de momento horizontal



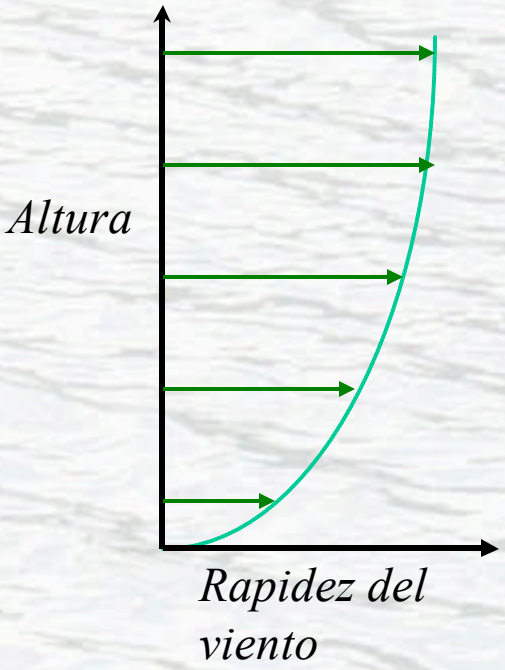
- Mirando desde la superficie, el momento horizontal es transferido de la atmósfera hacia el océano
  - *Momento = masa * velocidad*
  - De acuerdo con la tercera ley, la transferencia de momento de la atmósfera hacia el océano es igual pero de sentido opuesto a la del océano hacia la atmósfera.
- El momento de la atmósfera (los vientos) tiene que recuperarse por algún mecanismo (la energía solar).
- Cambios considerables de los vientos causan cambios detectables en el período de rotación de la tierra.

Esfuerzo (t)

La forma del perfil de velocidad del viento es función de :

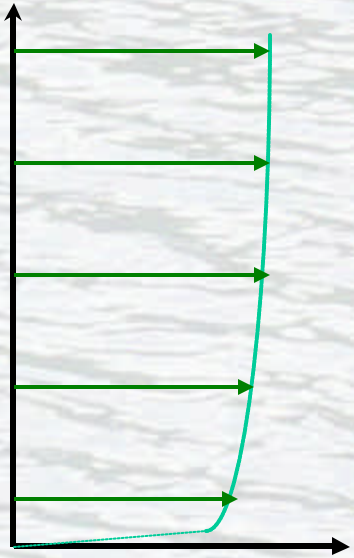
- Rugosidad de la superficie
  - La rugosidad del agua es función del viento y su historia
- El perfil puede ser afectado en su rapidez por el movimiento de la superficie y en su desplazamiento vertical por elementos de la rugosidad (oleaje)
- El esfuerzo superficial es responsable del movimiento del océano y la generación de olas.

Esfuerzo: Flujo vertical de momento horizontal



Perfil típico de rapidez del viento

Perfil de rapidez del viento para una superficie sin fricción y sin mezcla en la atmósfera



Perfil de rapidez del viento para una superficie sin rugosidad pero con una débil fricción

Formulación de los esfuerzos de Reynolds

$$u = \langle u \rangle + u',$$

$$v = \langle v \rangle + v'$$

$$w = \langle w \rangle + w'$$

$$T = \langle T \rangle + T'$$

$$q = \langle q \rangle + q'$$

Estos términos se sustituyen en las ecuaciones de momento y transporte, se reagrupan y se obtiene como resultado que los términos turbulentos se anulan excepto en los términos advectivos.

Velocidad de fricción

- La velocidad de fricción (u_*) es la más común de las parametrizaciones de la capa límite

$$u_* = \left(-\overline{u_i' u_3'}\right)^{0.5} \text{, para } i = 1,2$$

- El esfuerzo superficial es función de la velocidad de fricción

$$t = -r\left(\overline{u_i' u_3'}\right)$$

$$t = r\, u_* |u_*|$$

$$t = r\, u_*^2$$

Definiciones de q_* y q_*

- q_* y q_* son cantidades escalares similares a u_*.

$$q_* u_* = -\left(\overline{q' u_3'}\right)$$

$$q_* u_* = -\left(\overline{q' u_3'}\right)$$

- Las unidades de q_* son unidades de temperatura: grados K

- Las unidades de q_* son las unidades de contenido de humedad en la atmósfera:
  kg vapor de agua / kg aire (estrictamente no tiene unidades)

Mediciones directas mediante la correlación de los términos turbulentos

Método

- Mediciones de u_1, u_2, u_3, *?* y q
  - Remover el movimiento del sensor de u_1, u_2, u_3
  - Se calculan los términos de perturbación: u', v', w', θ', q'
  - Se calcula la covarianza de los términos de perturbación para determinar los flujos

Frecuencias de muestreo

- Son comunes frecuencias de muestreo ≥20 *Hz* para los vientos y ≥10 *Hz* para la temperatura y la humedad.
  - Actualmente existen sensores con frecuencias de hasta 200 *Hz* pero hay dudas acerca del tiempo de respuesta de los sensores a esas frecuencias.
- La determinación del tiempo sobre el cual se realizan los promedios depende de cada caso.

Ventajas y desventajas

Ventajas

- Directo
- No involucra factores ni parametrizaciones ($\Rightarrow$ potencialmente más preciso).
  - Con las tecnologías actuales es posible realizar las mediciones.

Desventajas

- Movimientos del instrumento (en los casos en que se realiza en instrumentos móviles, si no se tiene cuidado puede generarse un sesgo.
- Requiere análisis cuidadosos.
- Causa que los datos no estén disponibles en tiempo casi real.
- Equipo costoso, grandes volúmenes de datos y mucho procesamiento.

Flujos de calor sensible, latente y vapor de agua

- Flujo de calor sensible:

$$H = r\, C_P \left(\overline{q' u_3'}\right) = -r\, C_P q_* u_*$$

- Flujo de vapor de agua:

$$E = r \left(\overline{q' u_3'}\right) = -r\, q_* u_*$$

- Flujo de calor latente:

$$L = r\, L_v \left(\overline{q' u_3'}\right) = -r\, L_v q_* u_*$$

Parametrización de los flujos de calor sensible, latente y vapor de agua

- Flujo de calor sensible

$$Q_e = ?_a \, C_p \, C_H \, |\boldsymbol{u}| \, (T_s - T_a)$$

- Flujo de vapor de agua

$$E = ?_a \, C_E \, |\boldsymbol{u}| \, (q_s - q_a)$$

- Flujo de calor latente

$$Q_e = ?_a \, LC_E \, |\boldsymbol{u}| \, (q_s - q_a)$$

$C_E = C_H = 1.4 \times 10^{-3}$, es el coeficiente de transferencia de calor

$L = 2.5008 \times 10^6 - (2.3 \times 10^3) T_s$, calor latente de evaporación

$q_s = (0.62197 e_w)/(P - 0.378 e_w)$, humedad específica de saturación en la superficie del mar

$q_a = (0.62197 e_a)/(P - 0.378 e_a)$, humedad específica de saturación en el aire

Parametrización del flujo de momento

- Flujo de momento zonal

$$t_1 = ?_a C_D |\boldsymbol{u}| u_1$$

- Flujo de momento meridional

$$t_2 = ?_a C_D |\boldsymbol{u}| u_2$$

- Magnitud del flujo de momento

$$|t| = ?_a C_D |\boldsymbol{u}|^2$$

C_D es el coeficiente de transferencia de momento

Coeficientes de transferencia

- Los coeficientes de transferencia de momento (C_D), de calor (C_H) y de humedad (C_E) han sido determinados a través de ajustes a mediciones *in situ* o resolviendo perfiles de flujo.

- C_D depende de $|\boldsymbol{u}|$, de la estabilidad y del estado del océano (oleaje).

- La estratificación atmosférica es difícil de estimar desde el espacio, pero esto es resuelto por la rugosidad del océano que es función del esfuerzo del viento. Para vientos > $10\ m\ s^{-1}$ la atmósfera se acerca a la estabilidad.

Cálculo del flujo de radiación de onda corta

$$Q_s = Q_c(1-0.62C+0.0019a)(1-A)$$

- C es la fracción de cielo cubierto por nubes en fracción decimal
- a es la altitud del sol sobre la horizontal al medio día calculada con la relación:

$$\sin a = \sin l \sin [23.87 \sin(2p\,(t - 82)/365)] + \cos l \cos [23.87 \sin(2p(t - 82)/365)]$$

donde l es la latitud

- $Q_c = A_0 + A_1 \cos F + B_1 \sin F + A_2 \cos 2F + B_2 \sin 2F$

$F = (2p/365)(t-21)$

t es el día juliano

Reed *(1983)*

Cálculo del flujo de radiación de onda larga

$$Q_b = s\,eT^4(0.254 - 0.00495e_a)(1 - 0.7C)$$

$s = 5.67 \times 10^{-8}\ W\,m^{-2}K^{-4}$, es la constante de Estefan-Boltzman

$e = 0.97$ es la emisividad del agua de mar

T es la temperatura en grados Kelvin

$e_a = (H/100)e_w$, es la presión de vapor de agua (en milibares)

H es el porcentaje de humedad relativa y e_w es la presión de saturación de vapor, dada por:

$e_w = 0.98[1 + 10^{-6}P(4.5 + 0.0006t_s^2)]10^{?}$

$? = (0.7859 + 0.3477t_s^2)/(1 + 0.00412t_s^2)$, t es la temperatura en ^oC

Estimaciones del flujo de calor latente por satélite

- Para su estimación se requiere $\boldsymbol{u}$, T *y* q (humedad específica)
- T y $\boldsymbol{u}$ se estiman o miden desde los satélites pero q no.
- Liu y Niller (1984) propusieron un método para estimar q y el calor latente mediante el cálculo del vapor integrado medido por radiómetros
- Liu (1990) propuso un algoritmo usando la 'brillantez' de la temperatura
- Shulz et al., (1993) radiación de la capa mezclada del SSM/I

Radiación de onda corta

- Se mide con satélites geoestacionarios de alta resolución
- Medida de 1985 a 1989 por el Earth Radiation Budget Experiment
- Está afectada por las nubes
- Las mediciones se ven afectadas por la rugosidad del océano, la espuma (ambas función de ***u***), polvo del desierto, aerosoles y reflexión.

➢ Calor sensible

- Depende de la diferencia de temperaturas entre la atmósfera a nivel del mar (*Ta*) y la superficie del mar (*Ts*).

$$Q_e = ?_a \, Cp \, C_H \, |\boldsymbol{u}| \, (Ts - Ta)$$

➢ Intercambio de gases en la interfase

- El flujo F de un gas a través de la interfase está dado por:

$$F = k_T(P_a - P_s)$$

P_a y P_s son las presiones parciales del gas en la atmósfera y el océano, respectivamente.

k_T, es la velocidad de transferencia y es función de la rapidez del aire.

➢ Radiación en la parte alta de la atmósfera

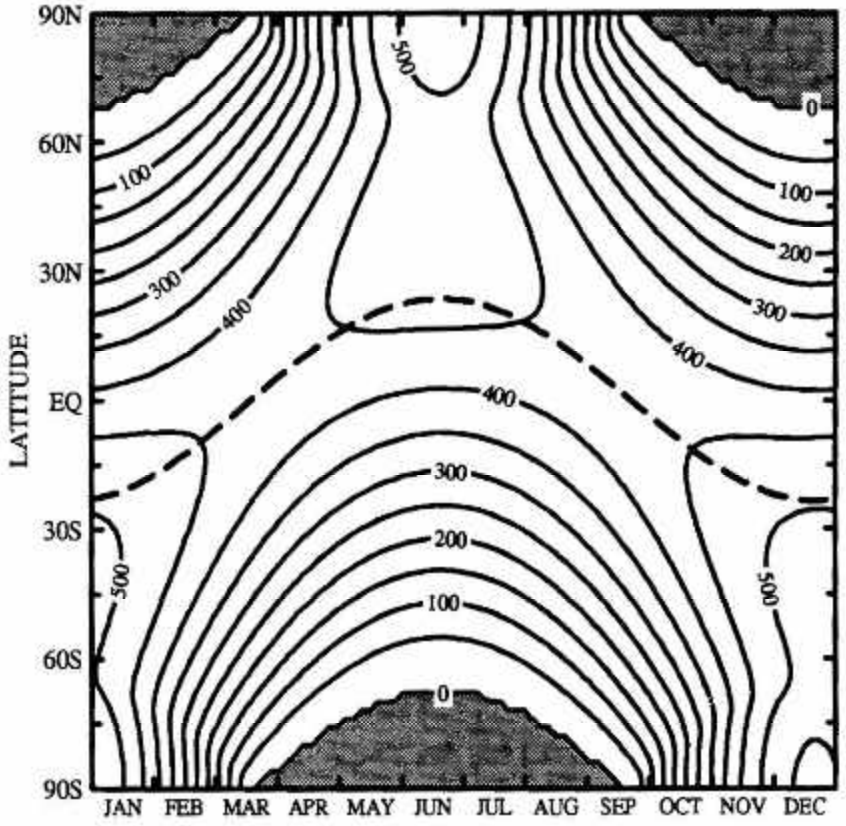


Figura: Insolación promedio diaria (Wm^{-2}) en el tope de la atmósfera como función de la estación del año y la latitud.

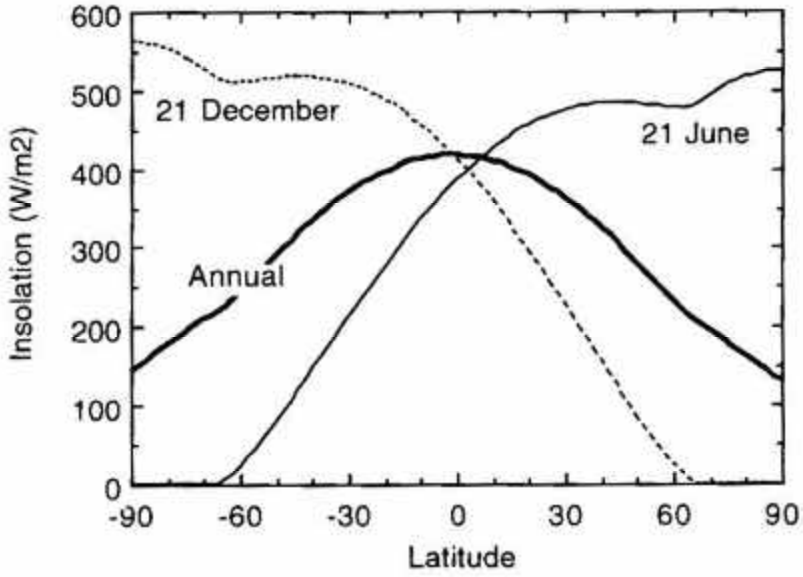
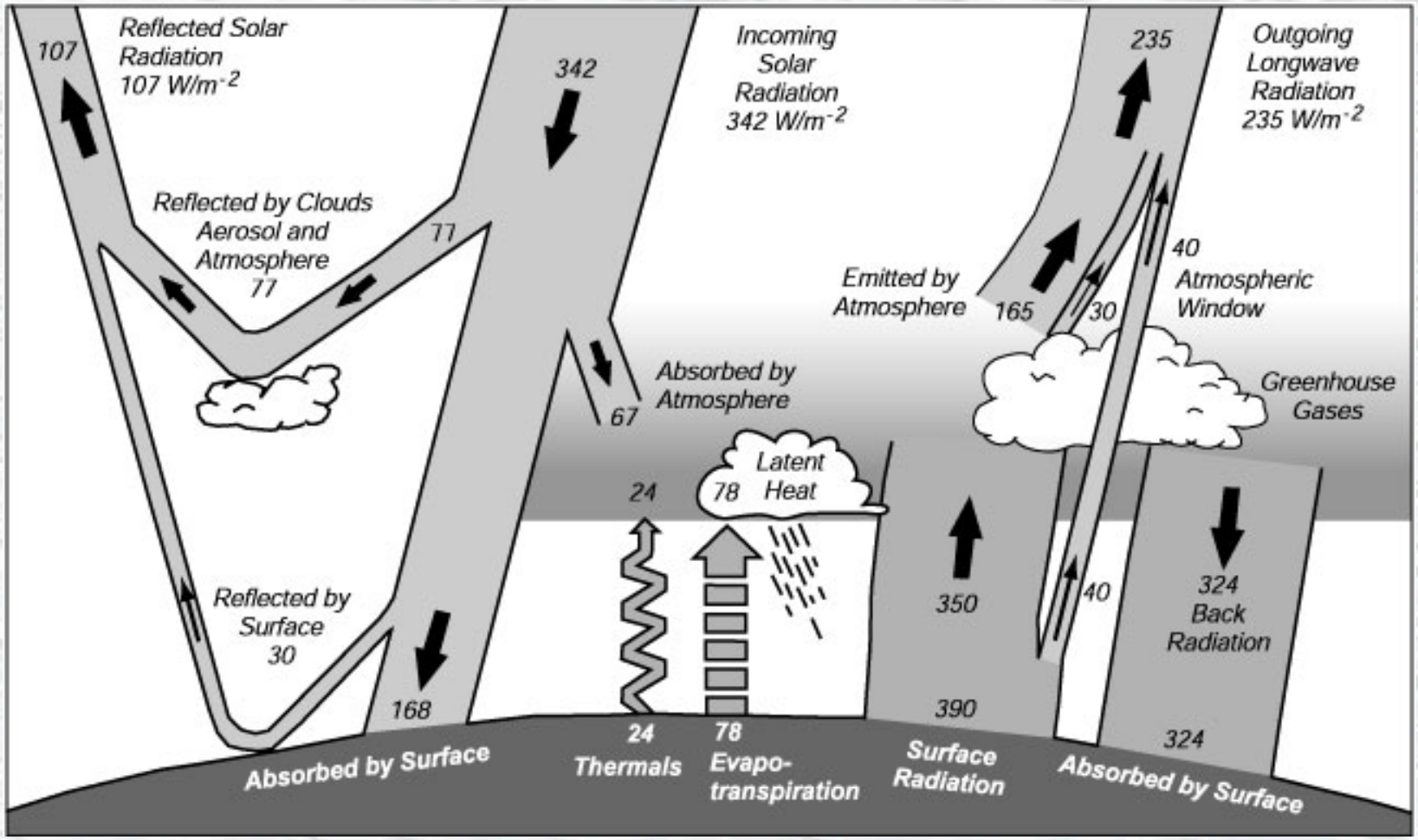


Figura: Insolación promedio anual y en los solsticios como función de la latitud.

Balance de radiación para la atmósfera



The mean annual radiant energy and heat balance of the Earth. From Houghton et al., (1996).

Rango anual de temperatura

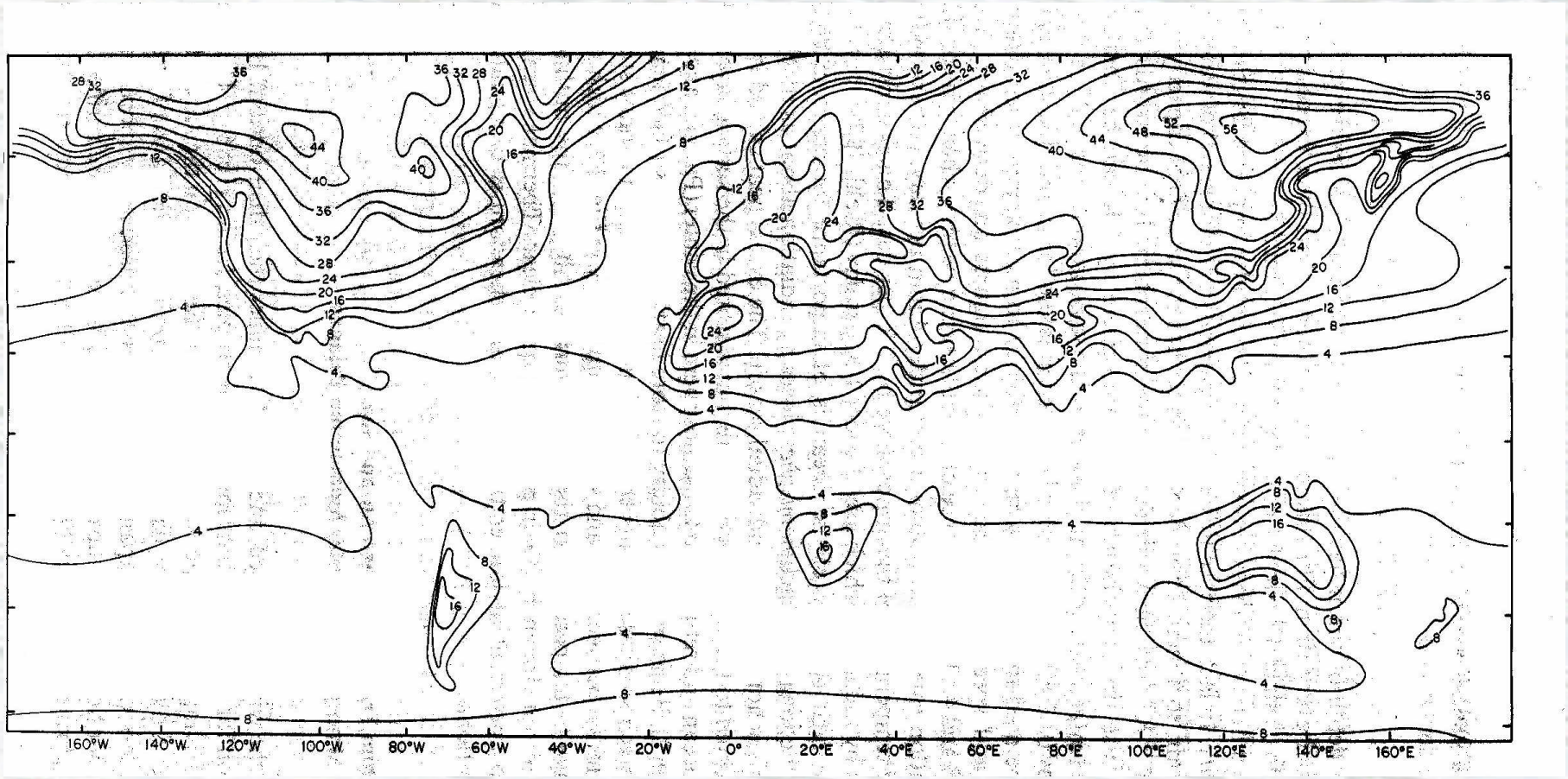


Figura. Rango anual de temperaturas mensuales promedio (Gill, 1982).

Presión de vapor de agua vs temperatura

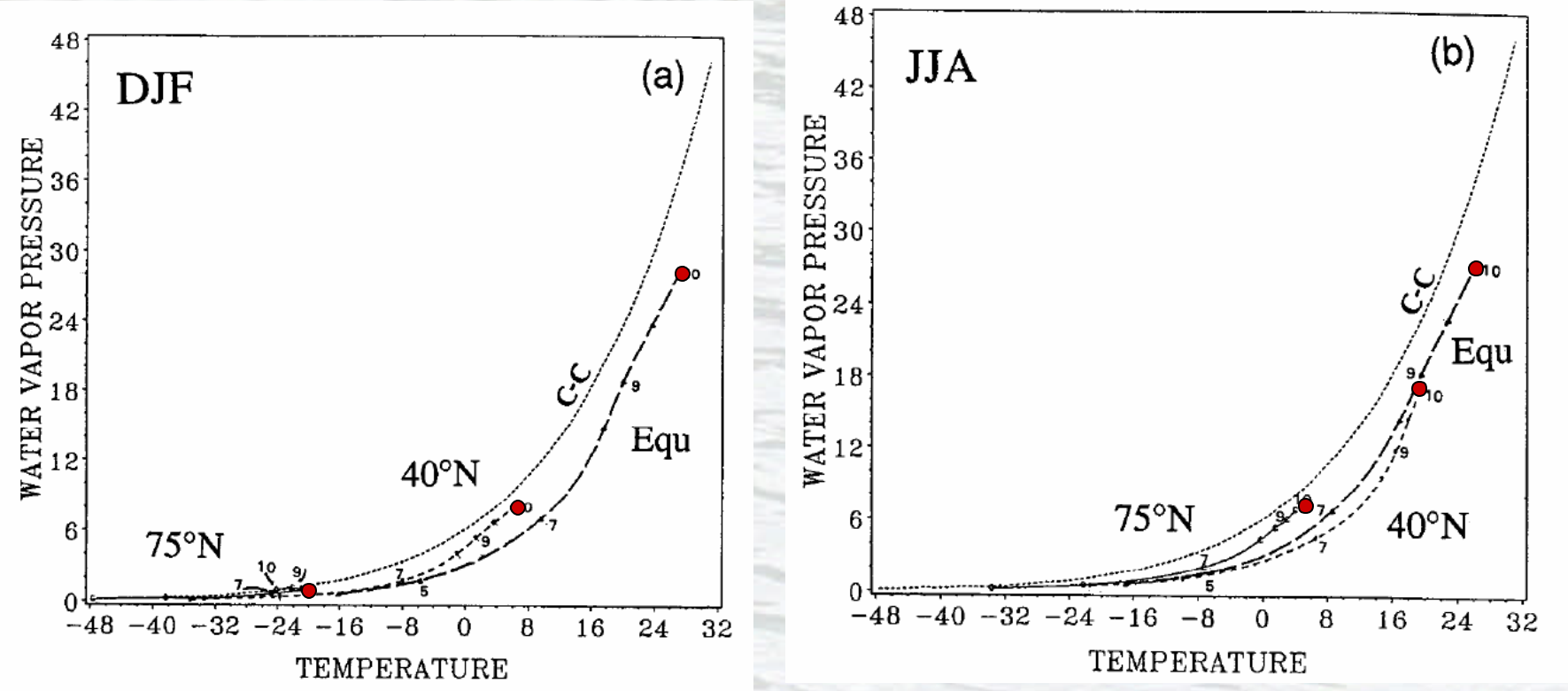


Figura. Presión de vapor de agua como función de la temperatura según la ecuación de Clausius-Clapeiron y observaciones en 75º N, 40º N y el ecuador.

Contenido de agua líquida y vapor de agua

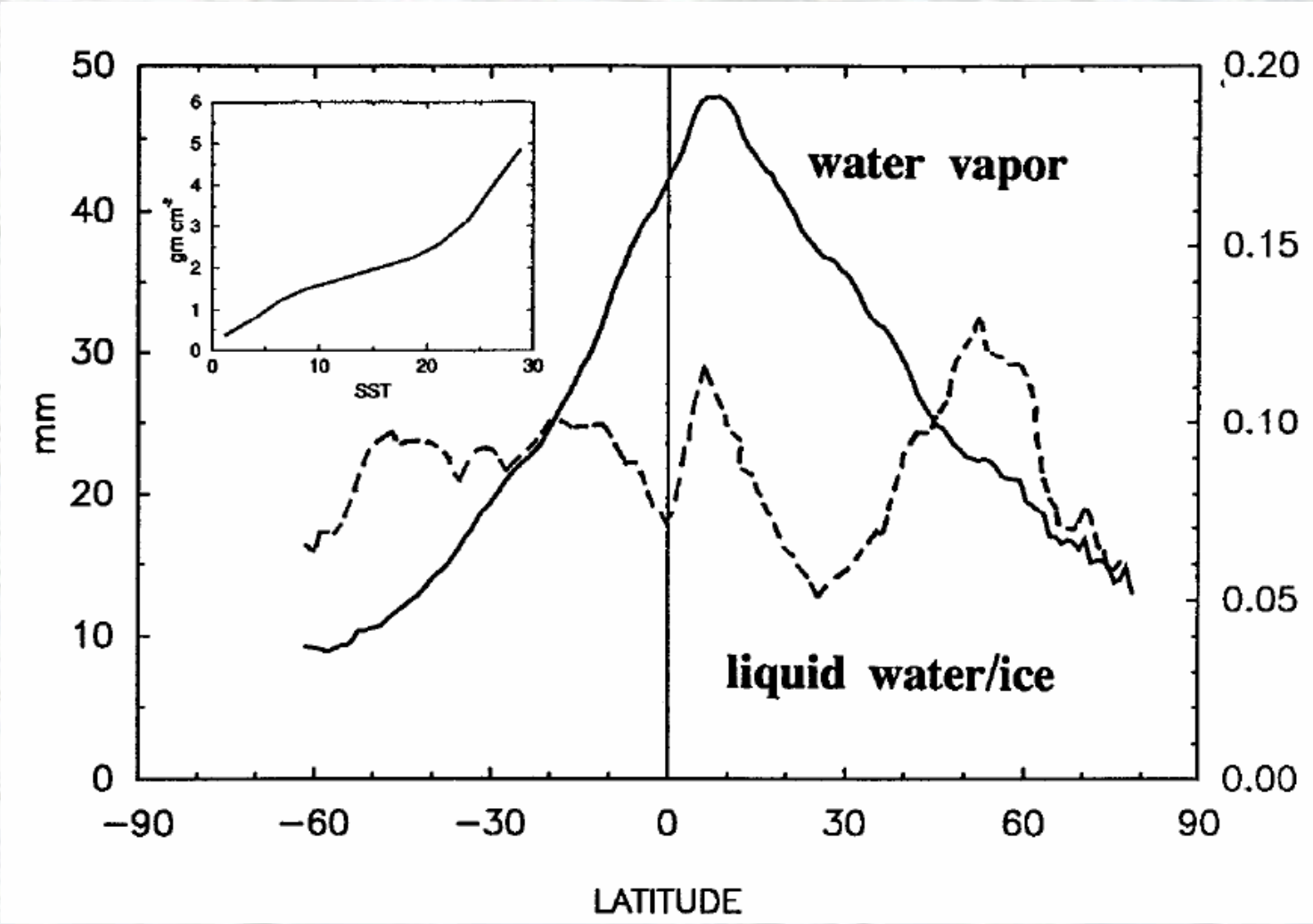
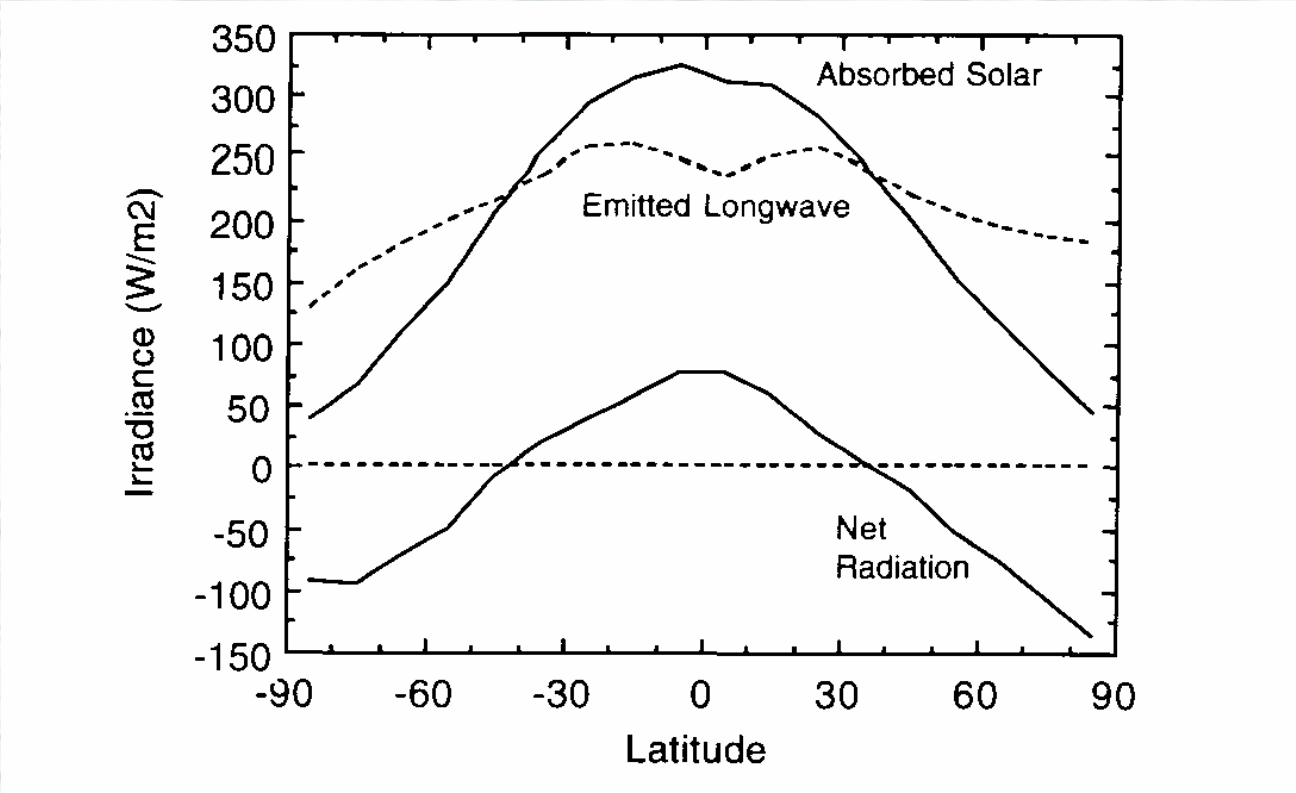


Figura. Estimaciones satelitales del contenido total de agua líquida y vapor de agua como función de la latitud (Webster, 1994).

➢ Flujo meridional de calor



Capa de Ekman del océano

- Se separa la ecuación geostrófica de la de Ekman (supuesto de linealidad).
- El esfuerzo del viento está en balance con la fuerza de Coriolis.

$$\frac{1}{r}\frac{\partial t_x}{\partial z} = -f\,v$$

$$\frac{1}{r}\frac{\partial t_y}{\partial z} = f\,u$$

  - Integrando hasta la profundidad en que el esfuerzo superficial es despreciable

$$t_x = -f\,M_y$$

$$t_y = f\,M_x$$

$$[kg\ s^{-1}\ m^{-1} = N\ m^{-2}\ s^{-1}]$$

where $M_x = \int r\,u\,dz; \quad M_y = \int r\,v dz$

M es el transporte de masa (o flujo horizontal de momento)

Espiral de Ekman

- Usando una viscosidad turbulenta del esfuerzo del viento

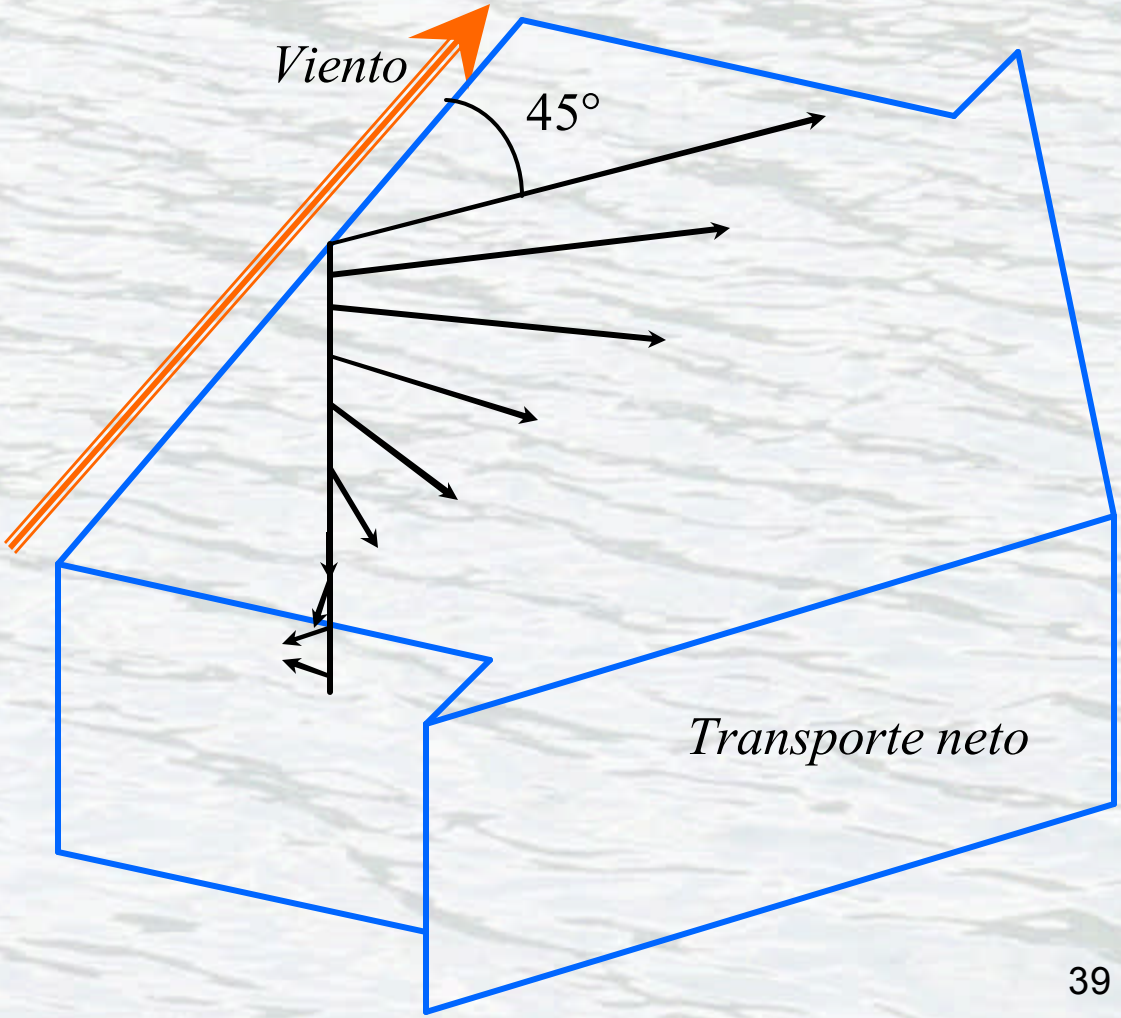
$$t_x = -A_z \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$t_y = +A_z \frac{\partial v}{\partial z}$$

Then

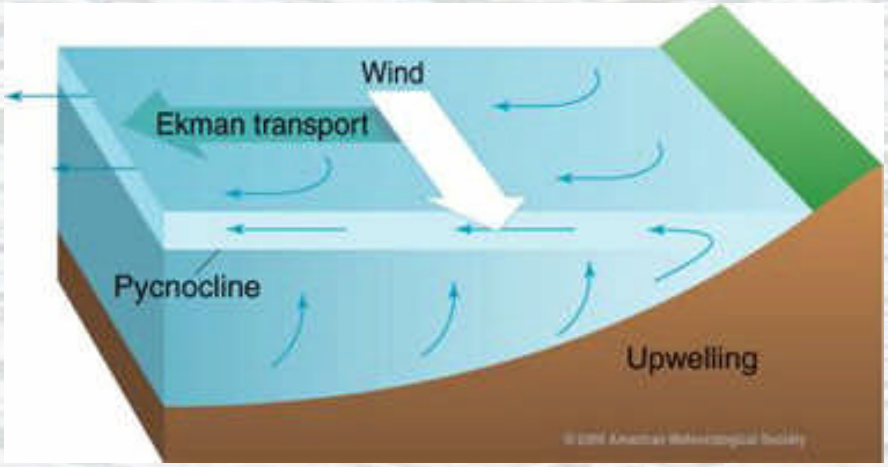
$$\frac{A_z}{r}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = f v$$

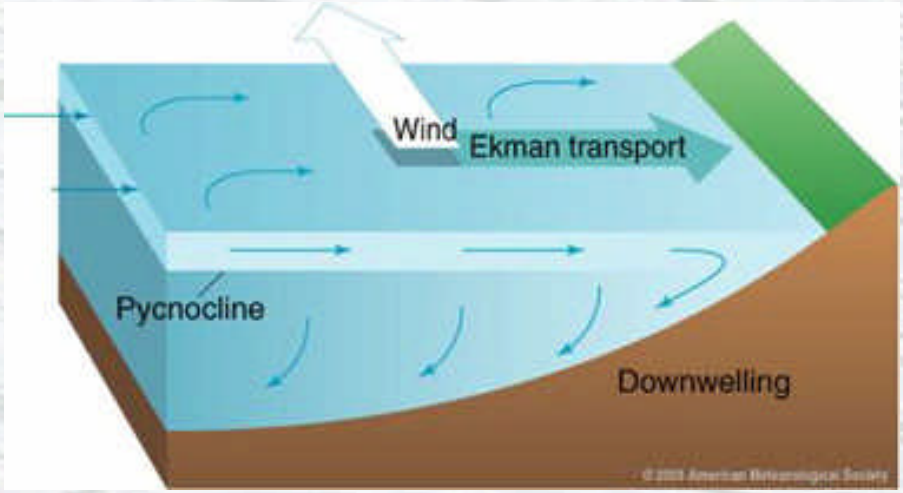
$$\frac{A_z}{r}\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = -f u$$



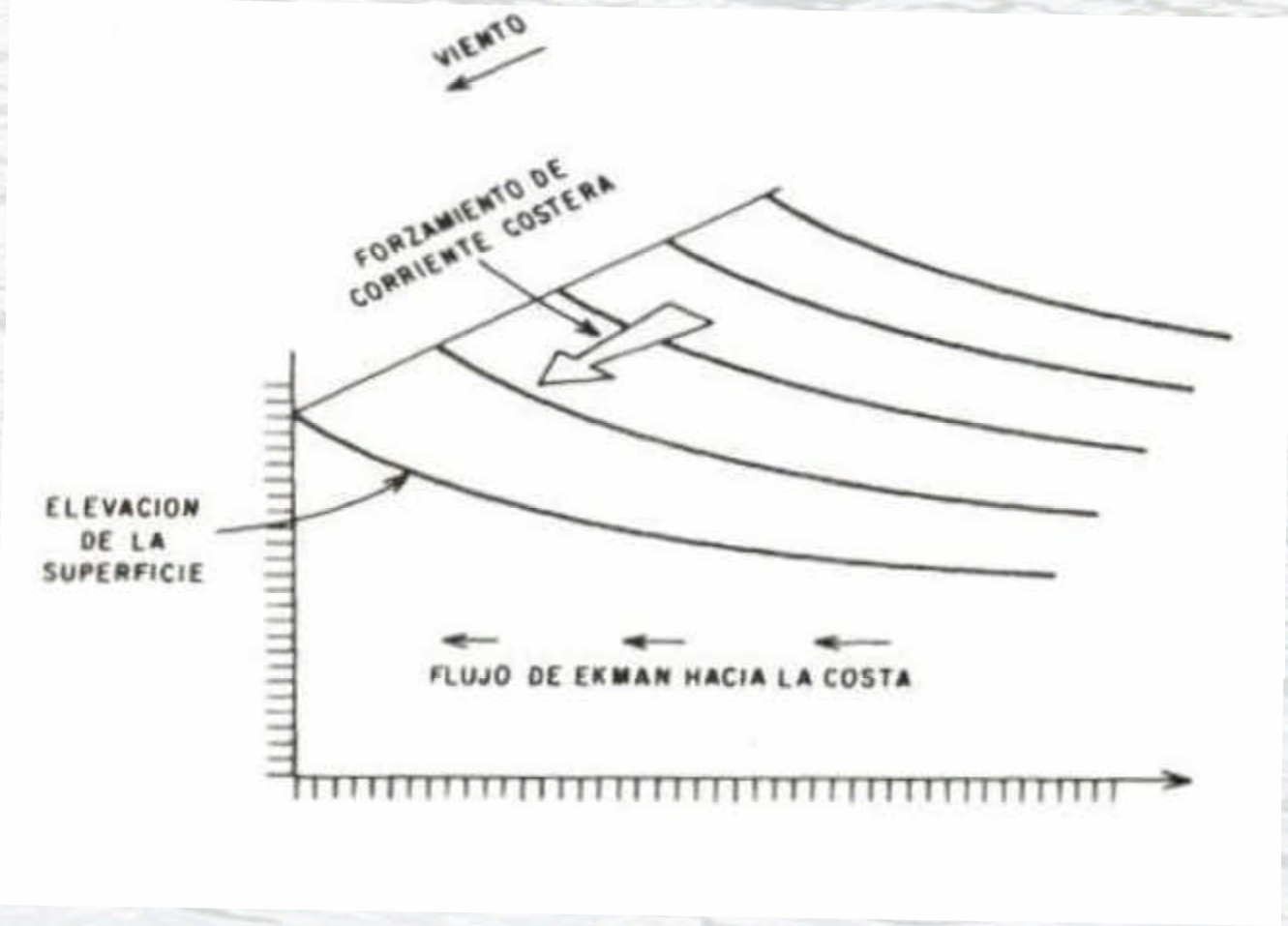
Afloramiento costero

- El viento a lo largo de la costa produce transporte a la derecha con respecto a la dirección de movimiento del viento (en el hemisferio norte)
  - Cuando hay una costa a la izquierda, el flujo hacia fuera de la costa produce surgencia.
  - Si la costa está a la derecha, el transporte de Ekman acumula agua en la costa, resultando en hundimiento.



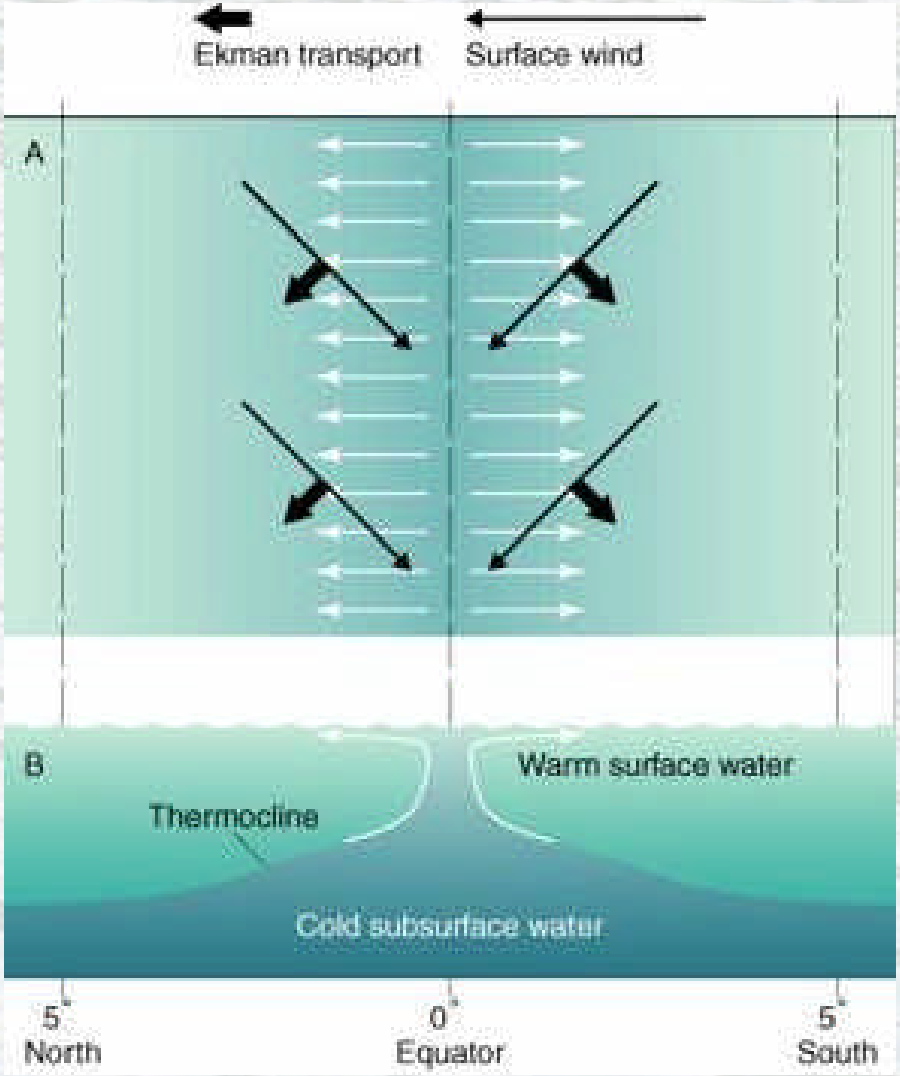


➢ Elevación del nivel del mar

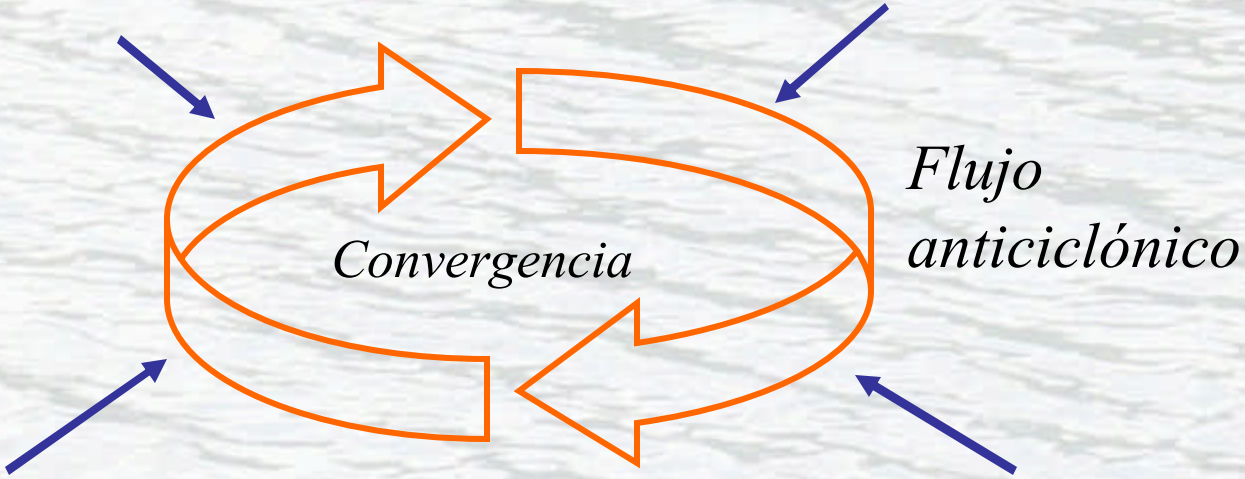


Afloramiento ecuatorial

- Cerca del ecuador el signo del parámetro de Coriolis es crítico.
  - (A) Los viento alisios producen un transporte de Ekman hacia los polos.
  - (B) El balance de masa resulta del afloramiento.
- Vientos hacia el este causan hundimiento.

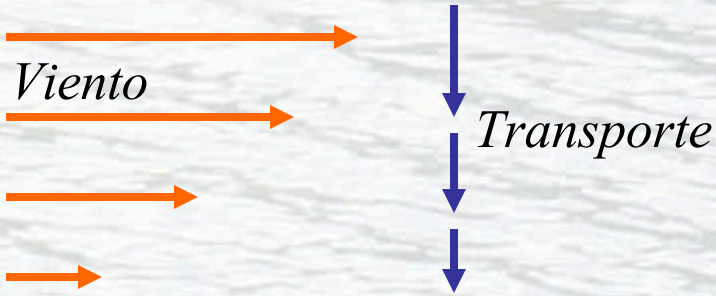


➢ Bombeo de Ekman

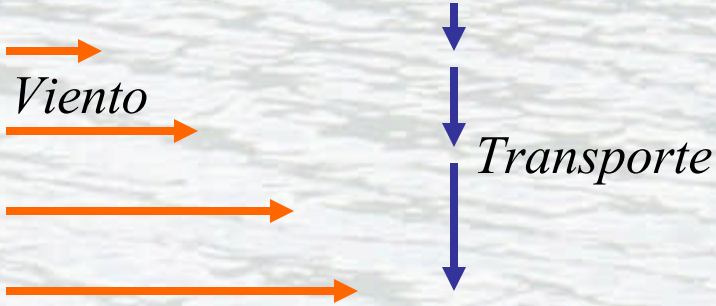


- Flujos anticiclónicos producen convergencia de masa y hundimiento.
- Flujos ciclónicos producen divergencia de masa y afloramiento.

Bombeo de Ekman

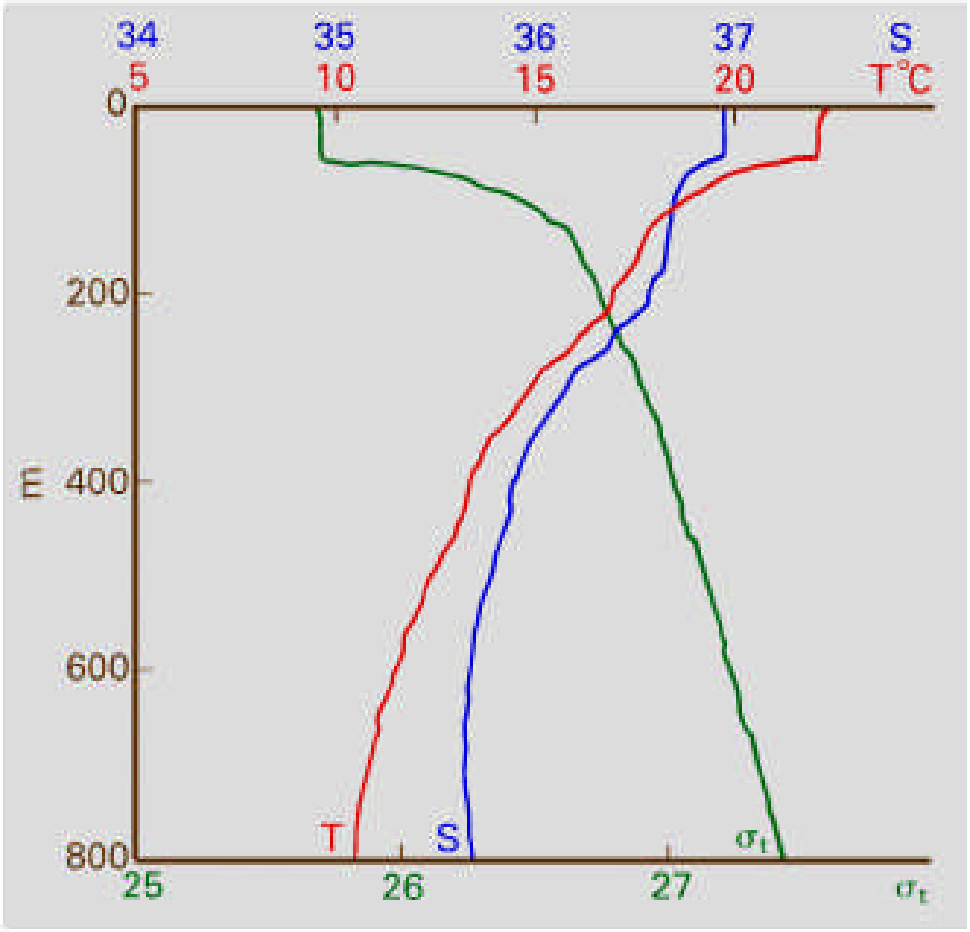


Convergencia



Divergencia

Perfil típico en el océano tropical y capa de mezcla



- **Evolución de la capa mezclada:**

✓ Crecimiento
- Convección
- ECT (TKE)

✓ Decrecimiento
- Calentamiento (aumento en la flotación)
- Menor ECT

➢ Modelos de capa mezclada

- Diferenciales :

  Mellor/Yamada)

- Integrales :

  Tipo Krauss/Niiler)

- La temperatura, salinidad y velocidad horizontal se supone que son cuasi uniformes en la capa mezclada
- En las escalas del modelo se considera una cuasi discontinuidad de T, S, u, y v en la superficie del océano
- Se supone que el cambio en velocidad cuadrática turbulenta media es pequeña comparada con la generación y disipación
- Los cambio de temperatura producidos por disipación son despreciables

Diferenciales (Mellor/Yamada)

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_M + \nu_M \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_M + \nu_M \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H + \nu_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho C p_r} \frac{\partial F}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H + \nu_H \frac{\partial S}{\partial z} \right)$$

Condiciones de frontera

$$(K_M + n_M)\frac{\partial u}{\partial z}\bigg| = \frac{t^x}{r_0}$$

$$(K_M + n_M)\frac{\partial v}{\partial z}\bigg| = \frac{t^y}{r_0}$$

$$(K_H + n_H)\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_b + Q_e + Q_s}{r_0 c_p}$$

$$(K_H + n_H)\frac{\partial S}{\partial z} = S\big|_{z=0}(E - P)$$

$$K_{H_1} = lqS_H$$

$$K_{M_1} = lqS_M$$

$$0 = K_H\left[\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2\right] + K_H \frac{g}{r_o}\frac{\partial r}{\partial z} - \frac{q^3}{cl}\right.$$

l es la escala turbulenta

$q^2/2$ es la energía cinética turbulenta

S_M y S_H son funciones de estabilidad

Modelos tipo KT

$$h\frac{\partial u_m}{\partial t} + \Delta u\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0}\tau^x - \nu_M\frac{\partial u}{\partial z}\bigg|_{-h} + hfv \qquad (7a)$$

$$h\frac{\partial v_m}{\partial t} + \Delta v\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0}\tau^y - \nu_M\frac{\partial v}{\partial z}\bigg|_{-h} - hfu \qquad (7b)$$

$$h\frac{\partial T_m}{\partial t} + \Delta T\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0 c_p}Q_0 - \nu_H\frac{\partial T}{\partial z}\bigg|_{-h} + \frac{1}{\rho_0 c_p}Q_R(1 - F_h) \qquad (7c)$$

$$h\frac{\partial S_m}{\partial t} + \Delta S\frac{\partial h}{\partial t} = S_m(E - P) - \nu_H\frac{\partial S}{\partial z}\bigg|_{h} \qquad (7d)$$

$$\frac{1}{2}\frac{\partial h}{\partial t}\frac{\Delta\rho}{\rho_0}gh = m_0 u_*^{\,3} + m_s A + D + m_c C \qquad (8a)$$

$$A = \frac{1}{2}\left[\left(\Delta u^2 + \Delta v^2\right)\frac{\partial h}{\partial t} + \nu_M\left(\Delta u \left.\frac{\partial u}{\partial z}\right|_{-h} + \Delta v \left.\frac{\partial v}{\partial z}\right|_{-h}\right)\right] \qquad (8b)$$

$$D = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \int_{-h}^{0} F\, dz - \frac{1}{2} h\left[B_0 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h}\right.$$

$$\left. + g\nu_H\left(\alpha \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{-h} - \beta \left.\frac{\partial S}{\partial z}\right|_{-h}\right)\right] \qquad (8c)$$

$$C = \tfrac{1}{4} h(B_0 - |B_0|) \qquad (8d)$$

$$B_0 = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p}(Q_0 + Q_R) - \beta g S_m(E - P) \qquad (8e)$$

$$h = \frac{m_0 u_*^{\,3} + \dfrac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \displaystyle\int_{-h}^{0} F \, dz}{\dfrac{1}{2}\left[B_0 + \dfrac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h} \right]}$$

Integrales (Krauss/Niiler)

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{Q}{\rho C_p h_1} + \frac{w_e (T_2 - T_1)}{h_1} \quad ,$$

$$T_2 = cte \quad ,$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = w_e + w_d \quad ,$$

$$w_e' = D \frac{m u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2)} \quad ,$$

$$w_e = w_e' \Gamma(w_e') \Gamma (H_{\max} - h_1) \quad ,$$

$$w_d = w_e' \Gamma(-w_e') \Gamma (h_1 - H_{\min}) \quad .$$

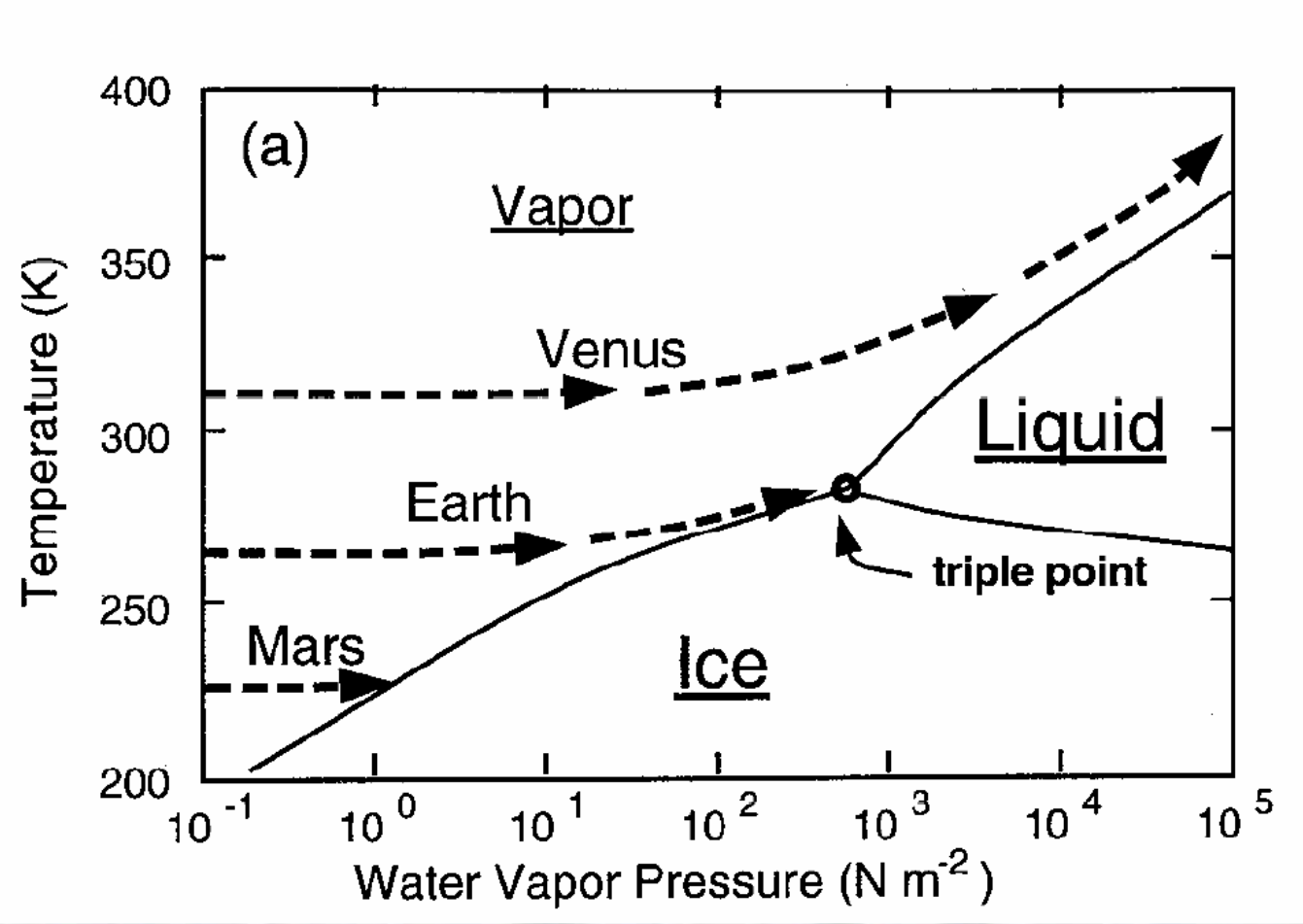
$$B_0 = \frac{\alpha g Q}{\rho C_p}$$

$$H_{MO} = \frac{m u_*^3}{B_0}$$

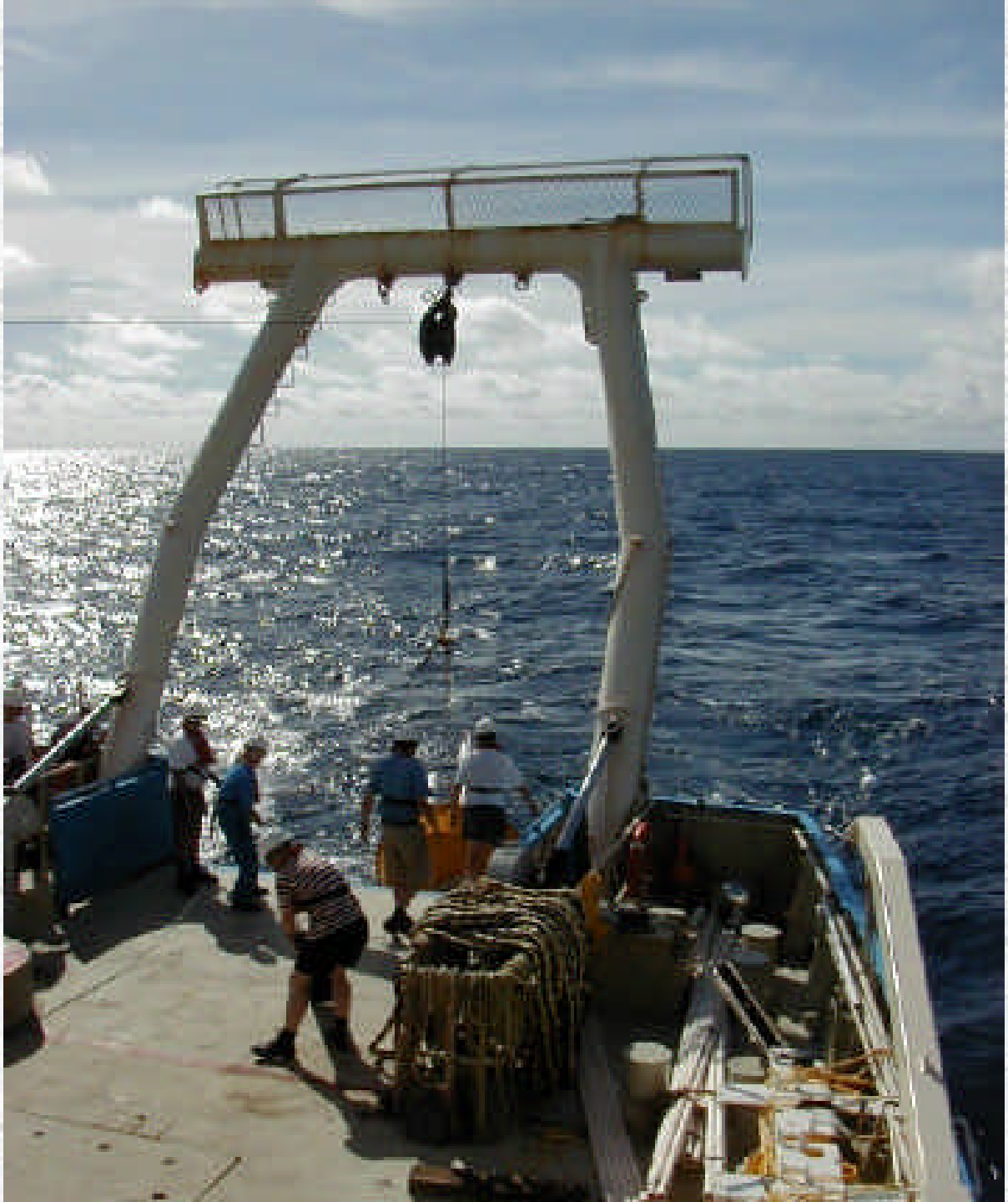
La ubicación de la Tierra en el sistema solar, el océano y la atmósfera

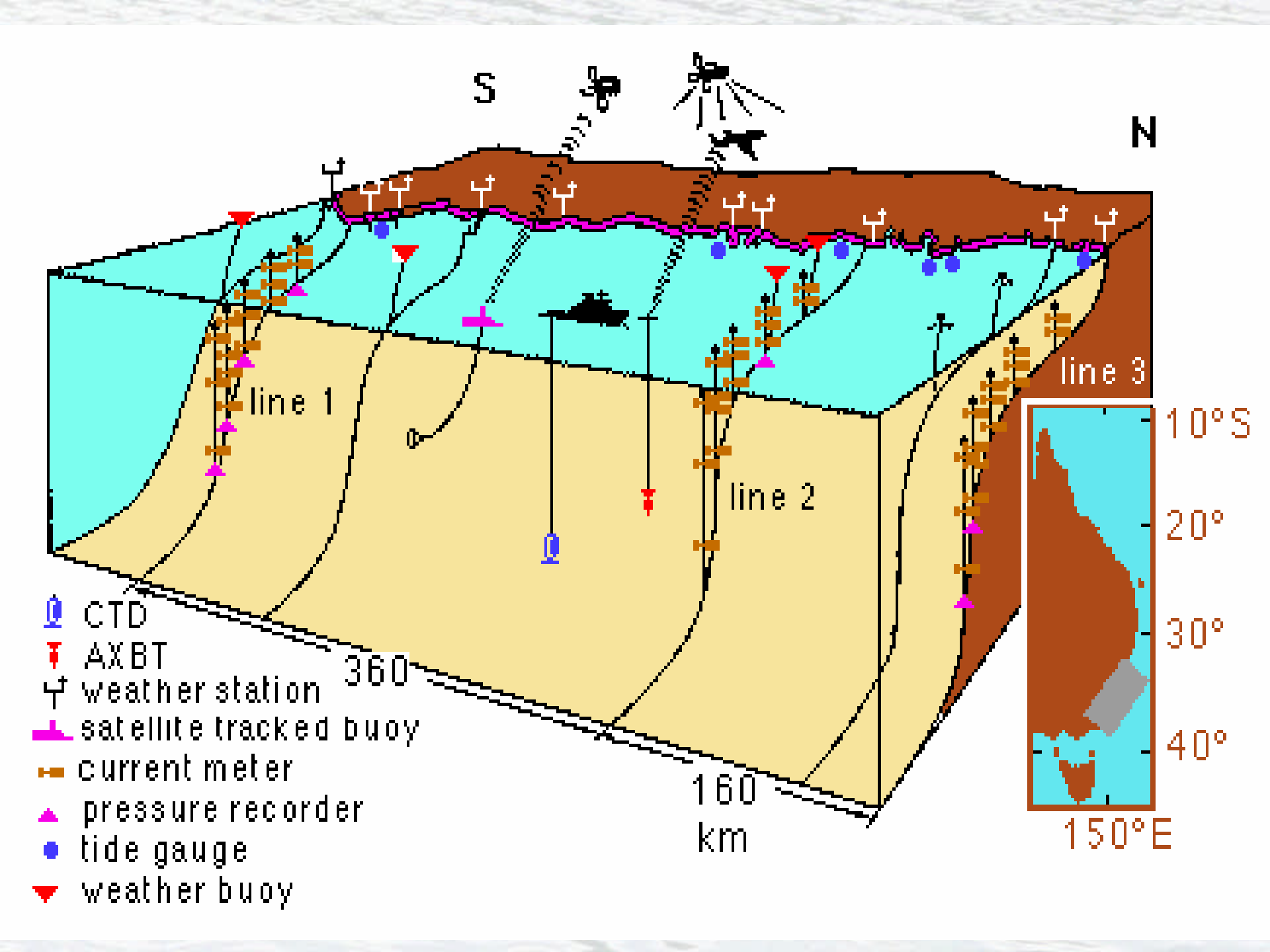
- El agua se encuentra en sus 3 fases
- Dos terceras partes del planeta están cubiertas por agua

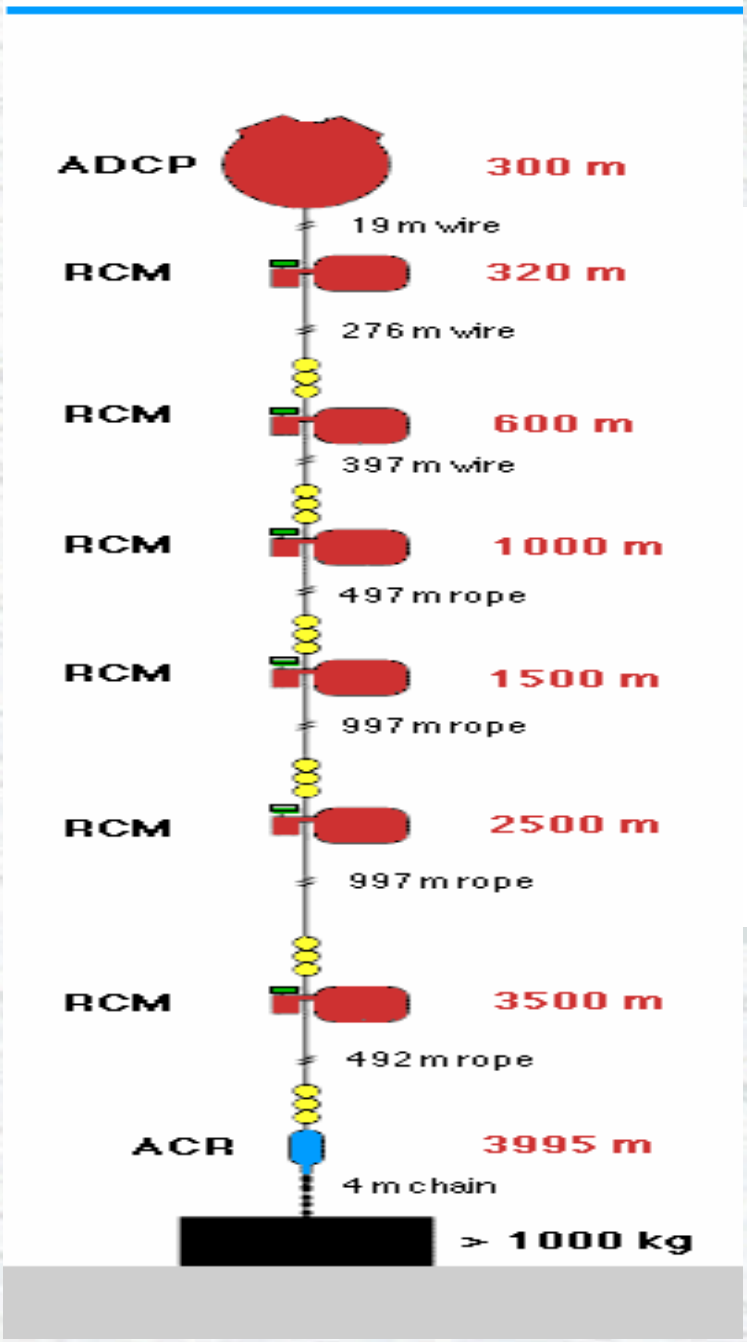
➢ Fases del agua como función de la presión parcial y la temperatura

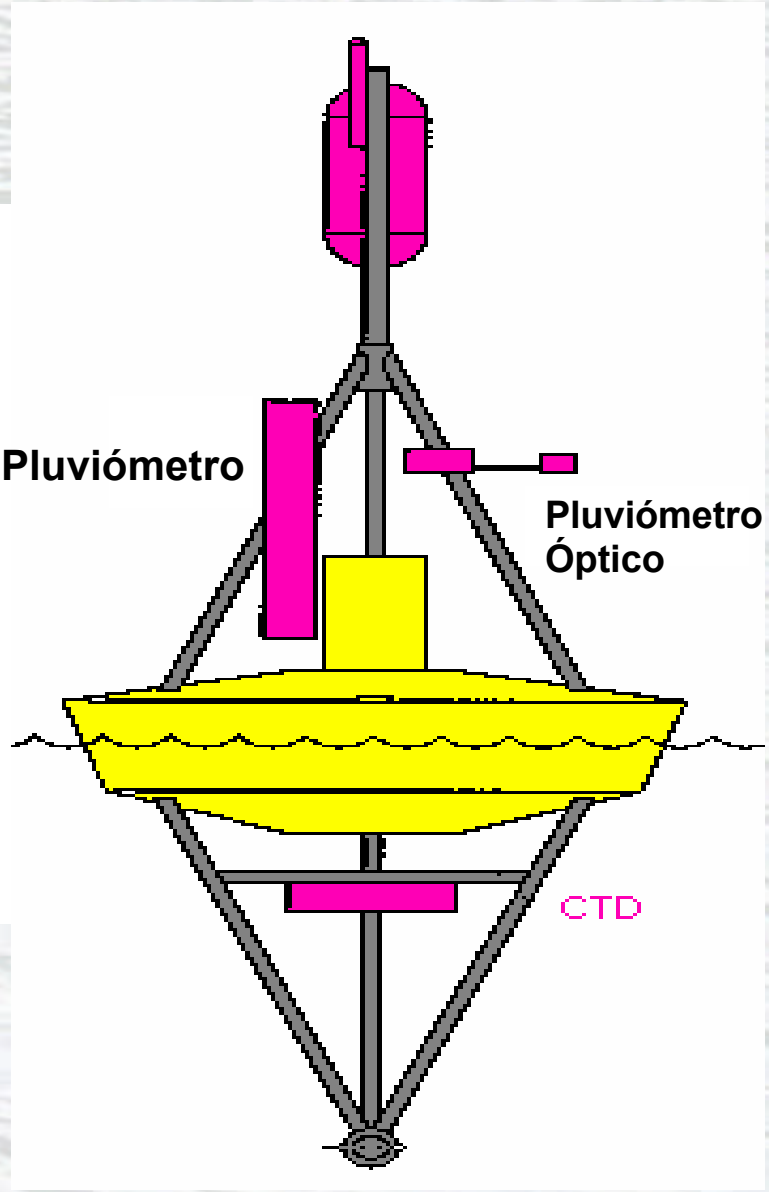


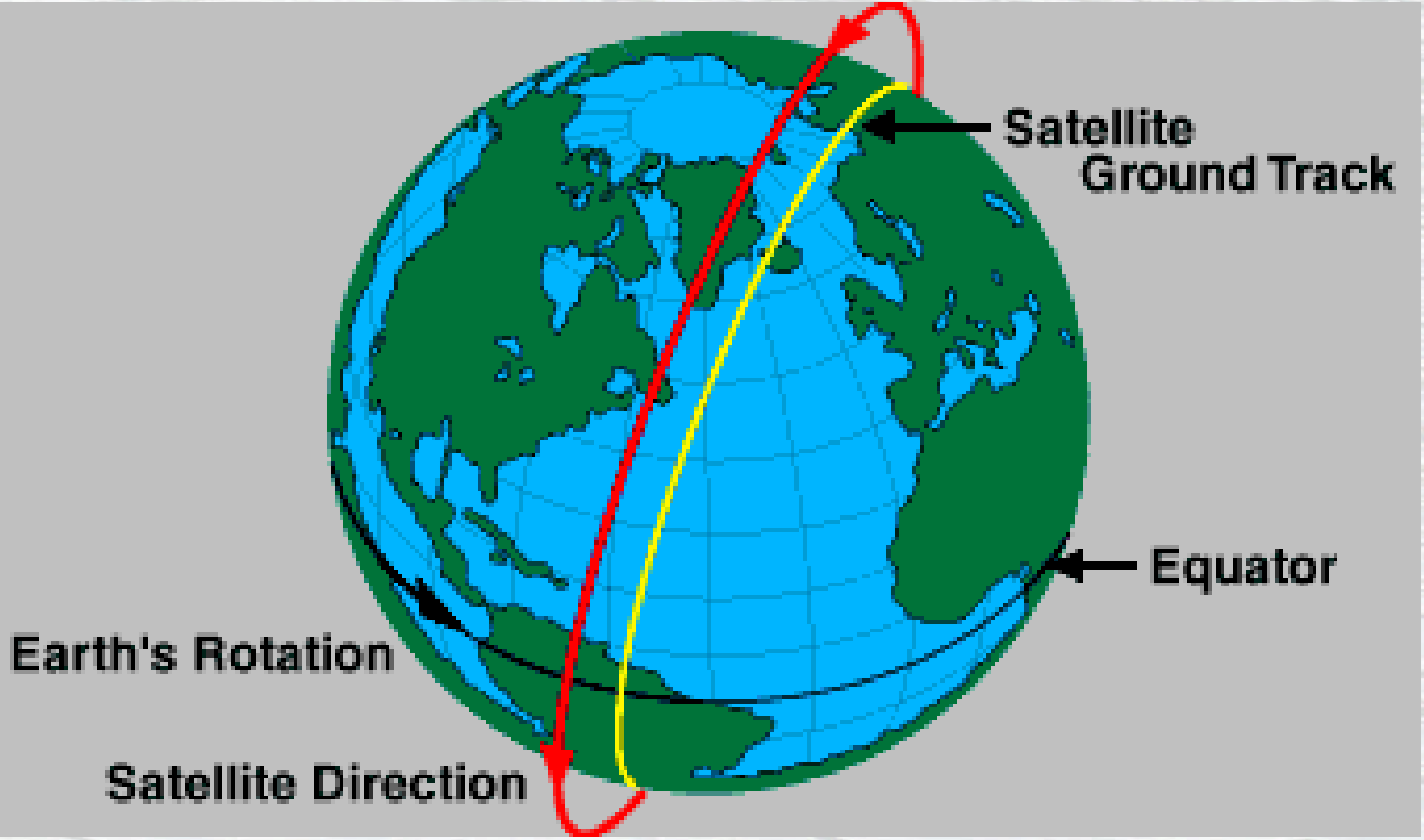
JUNTO SIERRA
TUXPAN



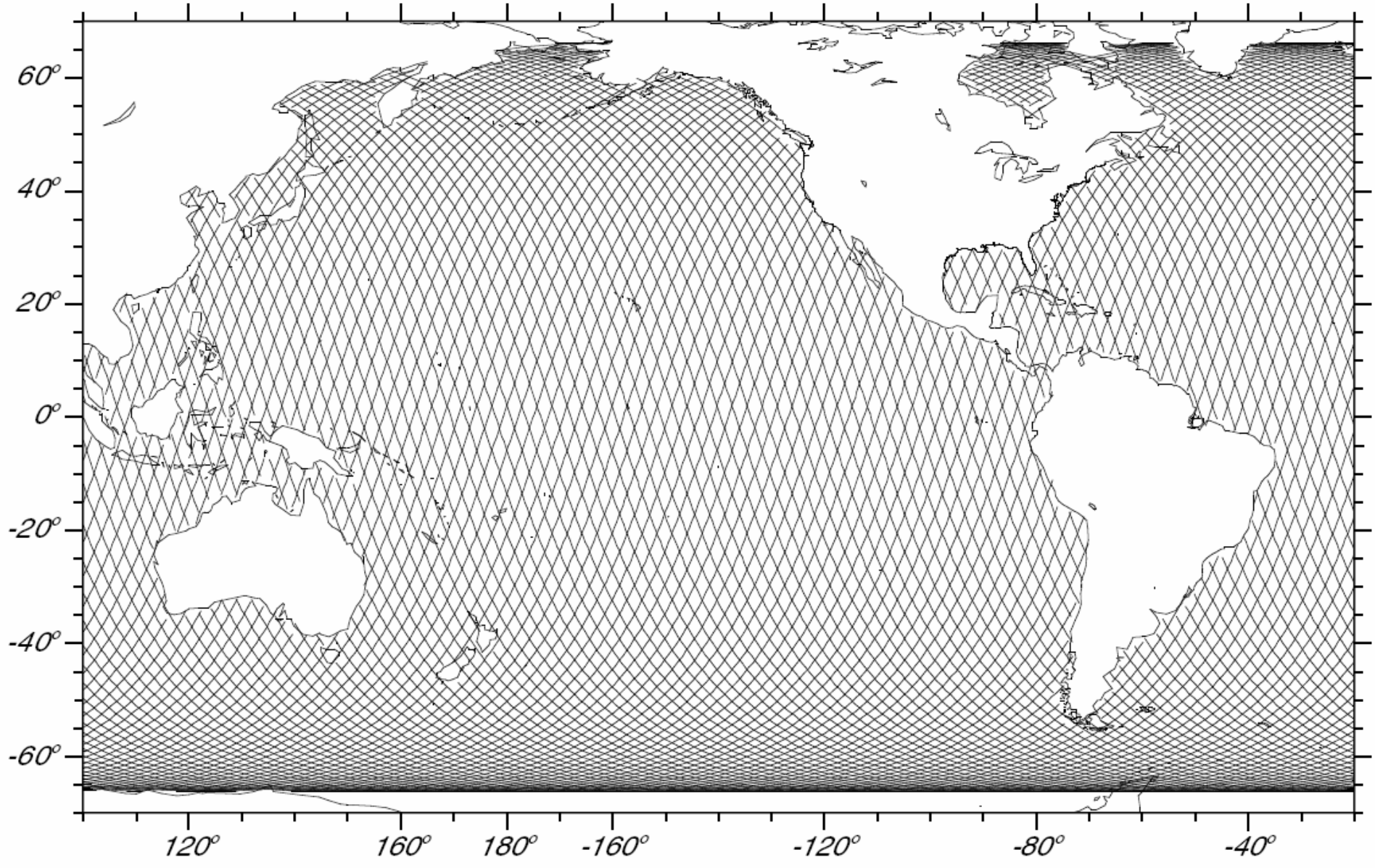

S
N
line 1
line 2
line 3
CTD
AXBT
weather station
satellite tracked buoy
current meter
pressure recorder
tide gauge
weather buoy
360
160
km
10°S
20°
30°
40°
150°E


ADCP
300 m
19 m wire
RCM
320 m
276 m wire
RCM
600 m
397 m wire
RCM
1000 m
497 m rope
RCM
1500 m
997 m rope
RCM
2500 m
997 m rope
RCM
3500 m
492 m rope
ACR
3995 m
4 m chain
> 1000 kg


Pluviómetro
Pluviómetro
Óptico
CTD

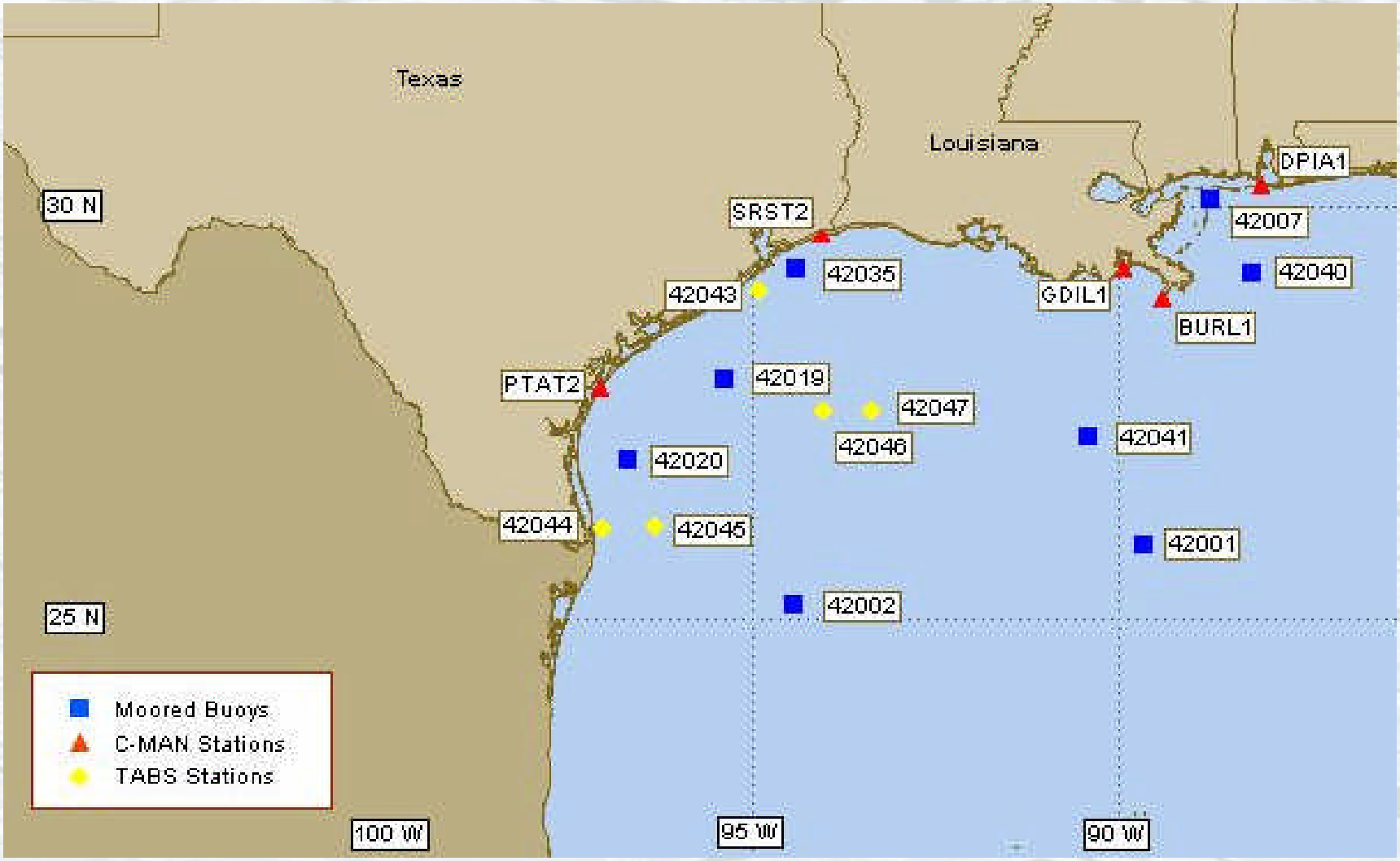

Satellite
Ground Track
Equator
Earth's Rotation
Satellite Direction

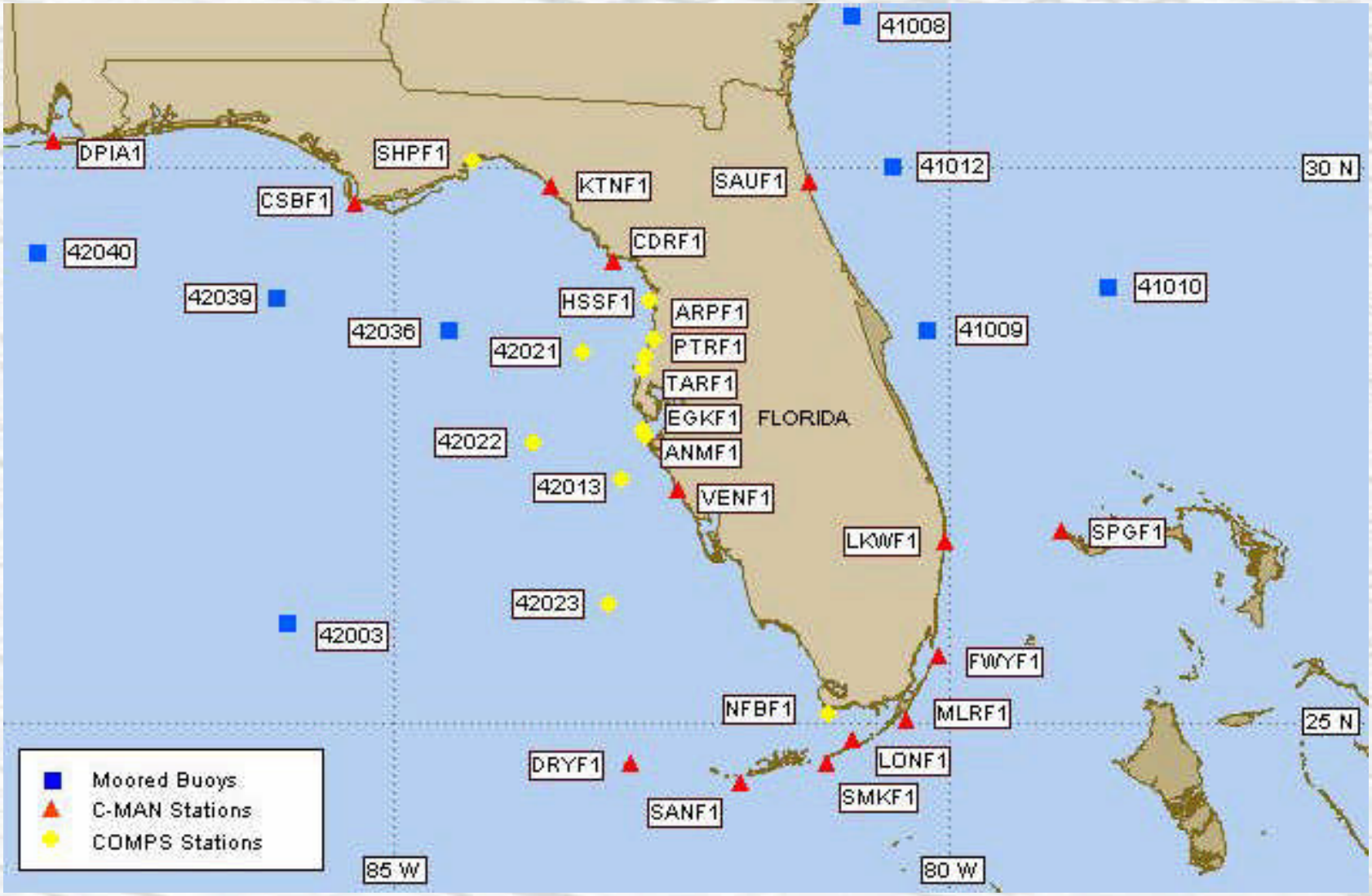
Trayectorias del satélite T/P



Instrumentos de medición en el océano

Boyas




41008
DPIA1
SHPF1
41012
30 N
CSBF1
KTNF1
SAUF1
CDRF1
42040
41010
42039
HSSF1
ARPF1
42036
41009
42021
PTRF1
TARF1
EGKF1
FLORIDA
42022
ANMF1
42013
VENF1
SPGF1
LKWF1
42023
42003
FWYF1
NFBF1
MLRF1
25 N
LONF1
DRYF1
SMKF1
SANF1
Moored Buoys
C-MAN Stations
COMPS Stations
85 W
80 W

National Data Buoy Center

Center of Excellence in Marine Technology

Home FAQ Links What's New? Contact Us Search Go

Station ID Search Go

Station List

Observations
- Recent
- Historical
- Obs Search
- NOAA Obs
- APEX
- CSI
- DART

Station Status
- Maintenance
- Platform Status

Ship Observations
- VOS Program
- Ship Obs Report

About NDBC

Dial-A-Buoy

Publications
- Annual Report
- Sea Worthy

Science Education

Station 42001 - MID GULF 180 nm South of Southwest Pass, LA.

Owned and maintained by National Data Buoy Center
10-meter discus buoy
MARS payload
25.92 N 89.68 W (25°55'12"N 89°40'48"W)

Site elevation: sea level
Air temp height: 10 m above site elevation
Anemometer height: 10 m above site elevation
Barometer elevation: sea level
Sea temp depth: 1 m below site elevation
Water depth: 3,246.0 m
Watch circle radius: 3,134 yards

Latest NWS Marine Forecast

Important Notice to Mariners

Search And Rescue (SAR) Data

Observations from Nearby Stations and Ships

Latest Satellite Wind Map for this Area

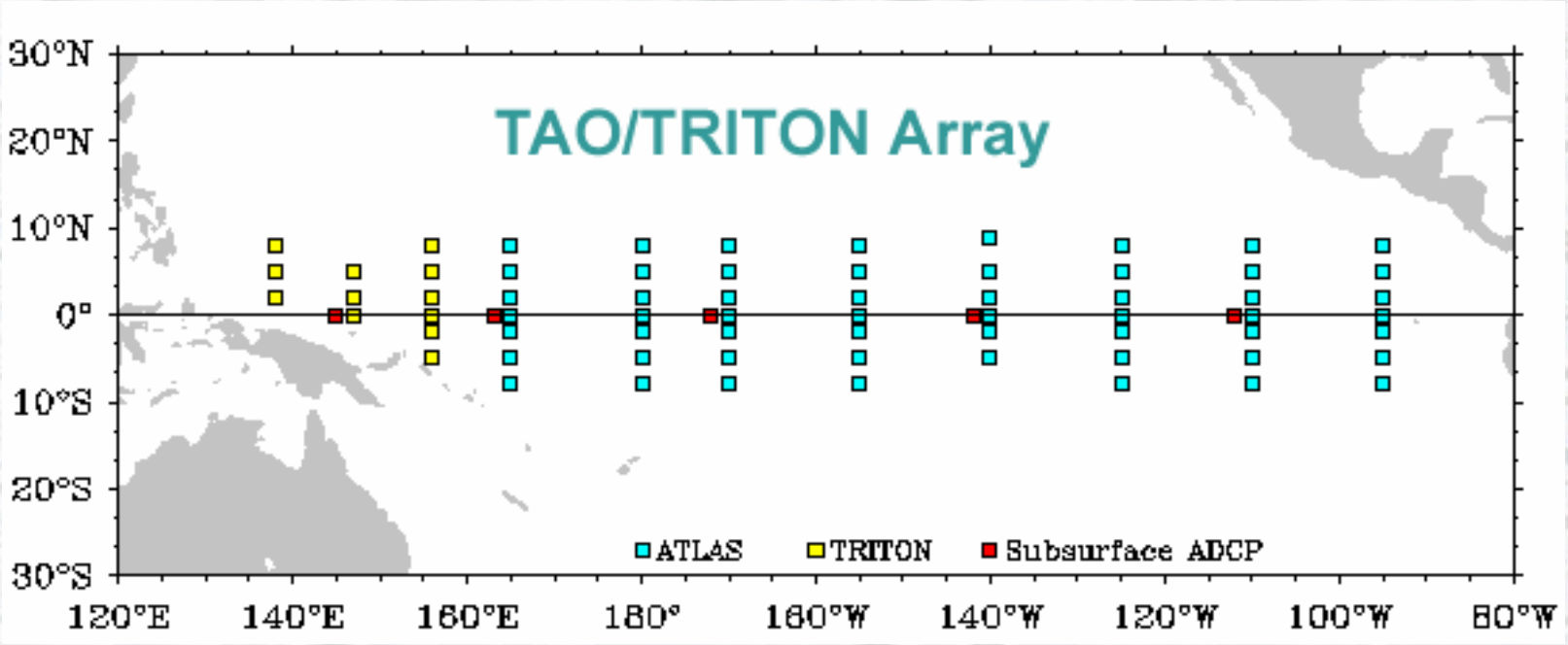
Click on the graph icon in the table below to see a time series plot of the last five days of that observation.

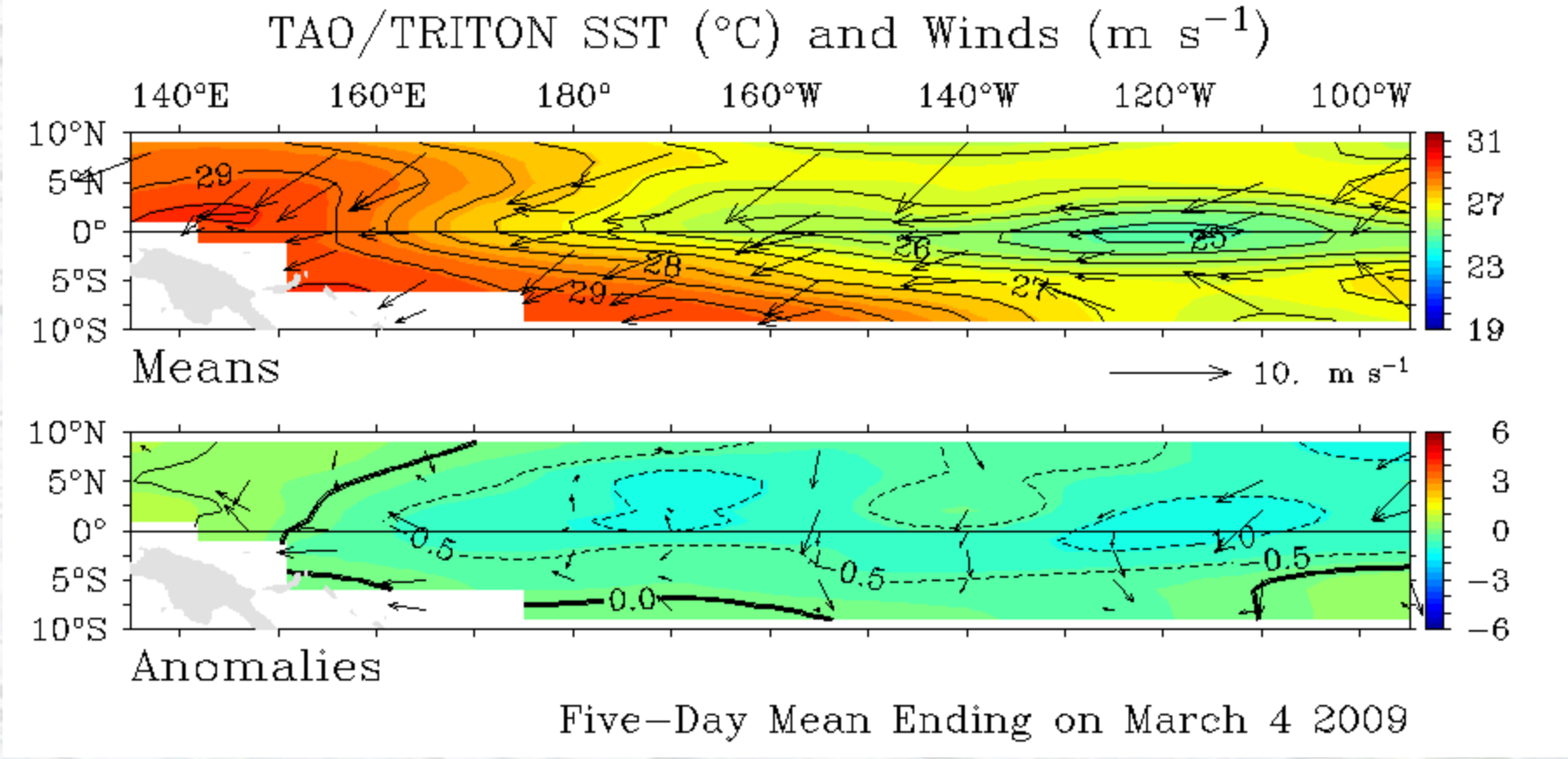
Unit of Measure: English Time Zone: Eastern Greenland [GMT-1]

Conditions at 42001 as of (10:00 am CDT) 1500 GMT on 08/13/2003:

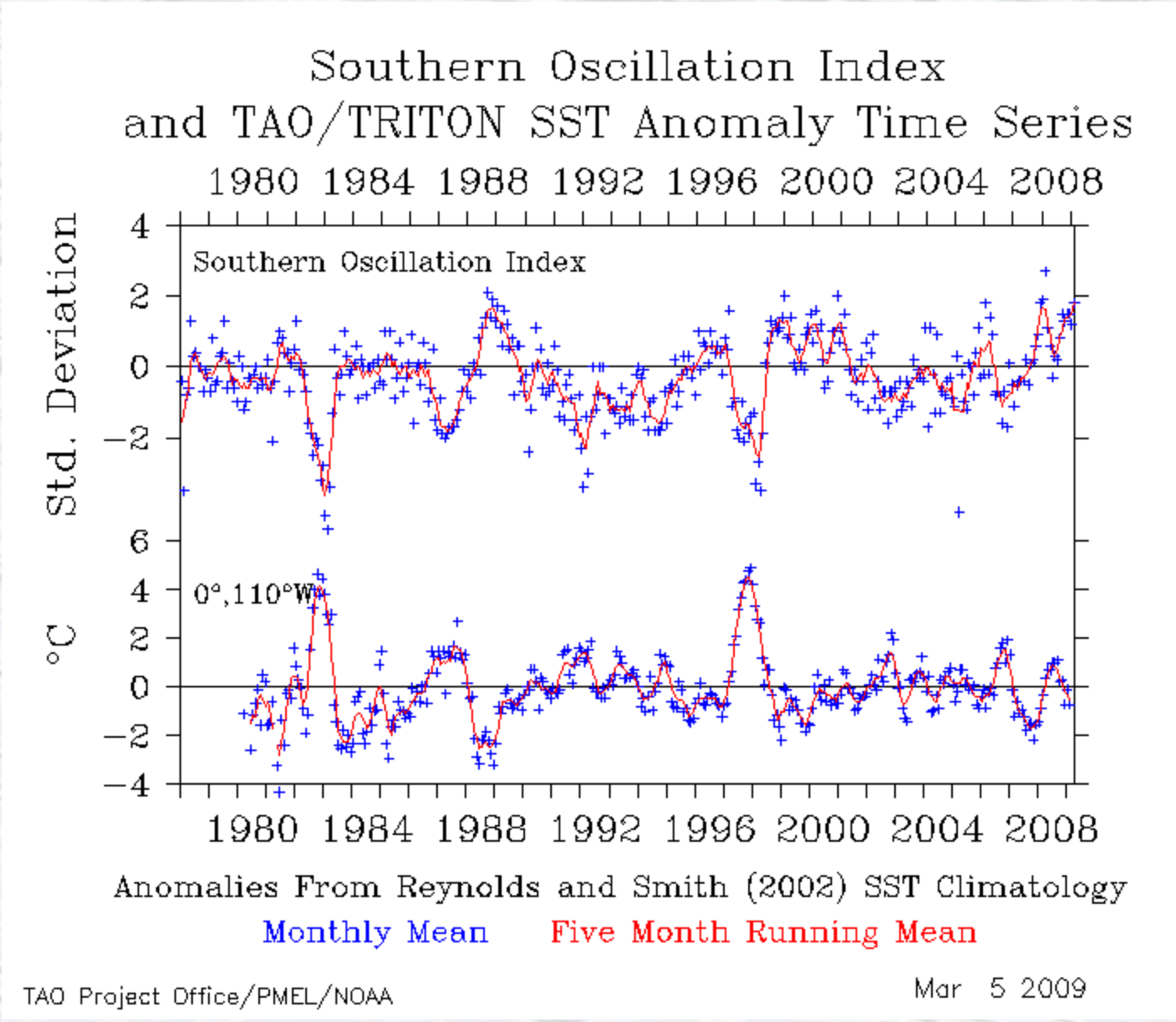
Wind Direction (WDIR):	SE (140 deg true)
Wind Speed (WSPD):	15.5 kts
Wind Gust (GST):	17.5 kts
Wave Height (WVHT):	3.9 ft
Dominant Wave Period (DPD):	6 sec
Atmospheric Pressure (PRES):	30.04 in
Pressure Tendency (PTDY):	+0.05 in (Rising)
Air Temperature (ATMP):	84.4 °F
Water Temperature (WTMP):	84.6 °F
Dew Point (DEWP):	76.1 °F
Heat Index (HEAT):	93.6 °F

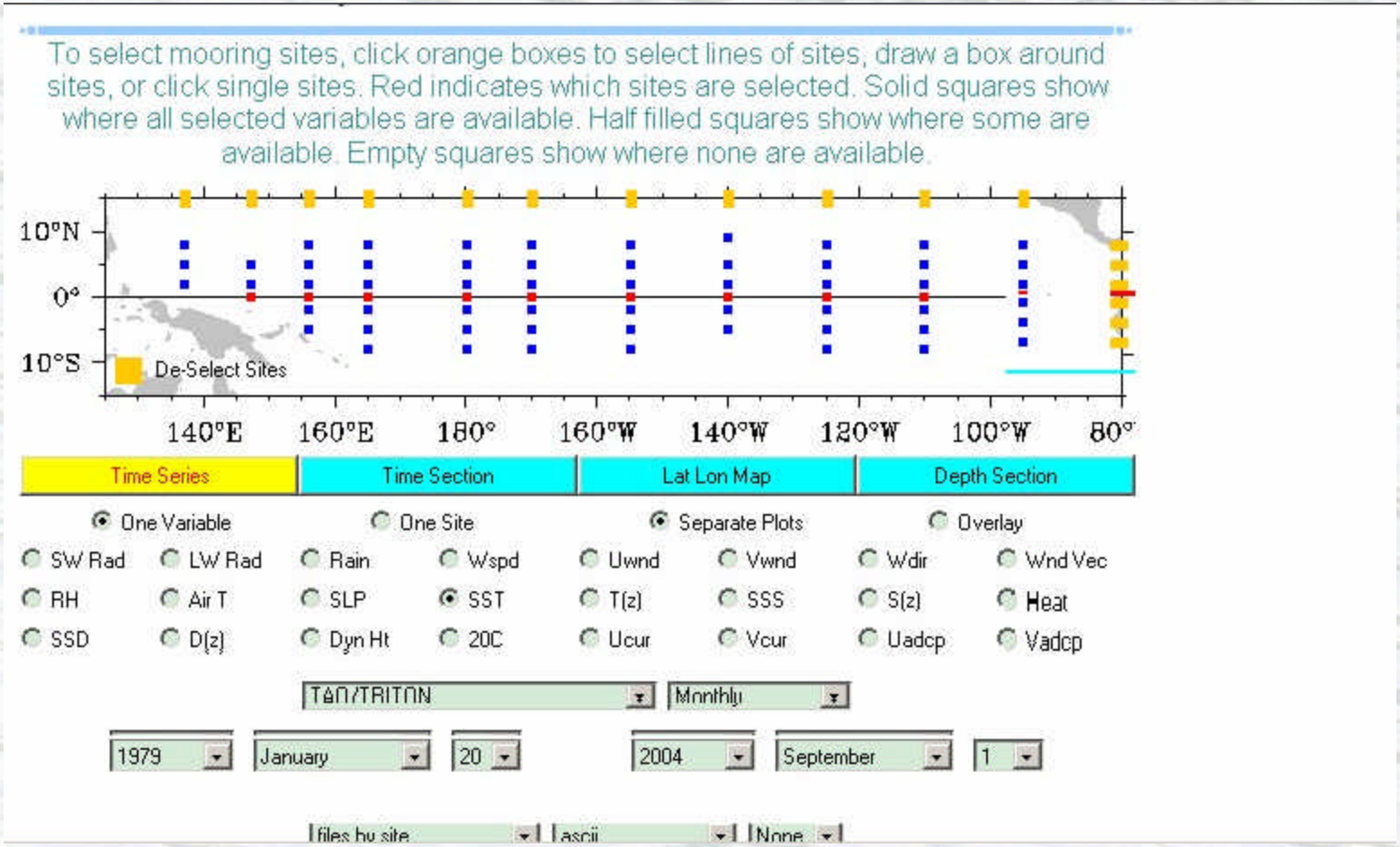
➢ Tropical Atmosphere Ocean project




TAO/TRITON SST (°C) and Winds (m s^{-1})
140°E
160°E
180°
160°W
140°W
120°W
100°W
10°N
5°N
0°
5°S
10°S
29
28
29
26
25
27
31
27
23
19
Means
10. m s^{-1}
0.5
0.0
0.5
0.5
6
3
0
−3
−6
Anomalies
Five−Day Mean Ending on March 4 2009

El índice de El Niño




To select mooring sites, click orange boxes to select lines of sites, draw a box around sites, or click single sites. Red indicates which sites are selected. Solid squares show where all selected variables are available. Half filled squares show where some are available. Empty squares show where none are available.
10°N
0°
10°S
De-Select Sites
140°E
160°E
180°
160°W
140°W
120°W
100°W
80°
Time Series
Time Section
Lat Lon Map
Depth Section
One Variable
One Site
Separate Plots
Overlay
SW Rad
LW Rad
Rain
Wspd
Uwnd
Vwnd
Wdir
Wnd Vec
RH
Air T
SLP
SST
T(z)
SSS
S(z)
Heat
SSD
D(z)
Dyn Ht
20C
Ucur
Vcur
Uadcp
Vadcp
TAO/TRITON
Monthly
1979
January
20
2004
September
1
files by site
Ascii
None

Referencias

- Bigg, G. R., The Oceans and Climate, Cambridge, 266 p, 1996.
- Csanady, G. T., Air-sea interaction: laws and mechanisms, Cambridge University , 239 p., 2001.
- Gill, Adrian E. Atmosphere-Ocean Dynamics, International Geophysics Series, 30, Academic Press, 662 p., 1982.
- Geernaert, G.L., Air-sea exchange : physics, chemistry, and dynamics, Kluwer Academic, 578 p., 1999.
- Kundu, P. K., Fluid Mechanics. Academic Press.
- Mellor, G. L., Introduction to physical oceanography. AIP, Press 1999.
- Siedler, G., J. Church, J. Gould, Ocean Circulation and Climate, Editores, International Geophysics Series, 77, Academic Press, 662 p., 2001.
- Stull, R. B., An Introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, 666p., 1991.
- Webster, P., The role hydrological processes in oceans-atmospheric interactions. *Rev. Geoph.* 32, 4, 427-476, 1994.

Referencias

- Supplemented by Stull, R. B., 1988: "Measurement and simulation", An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Boston, MA, 405 - 440.
- Neil Busch's chapter 6 of Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean (ed. E. B. Kraus, Pergamon Press, 1977).
- Large, W. G., S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Taylor. P. K., and M. J. Yelland, The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 572-590, 2001