



ÁREA  
GEOCIENCIAS

# El Sistema Climático

## Maestría en Geociencias

2023



Departamento de Ciencias de la Atmósfera  
y Física de los Océanos

# Repaso

- 1- Balance energético

# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión dependerá solo de T.

- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia  $\nu$

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

- **Ley de Wien:** la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

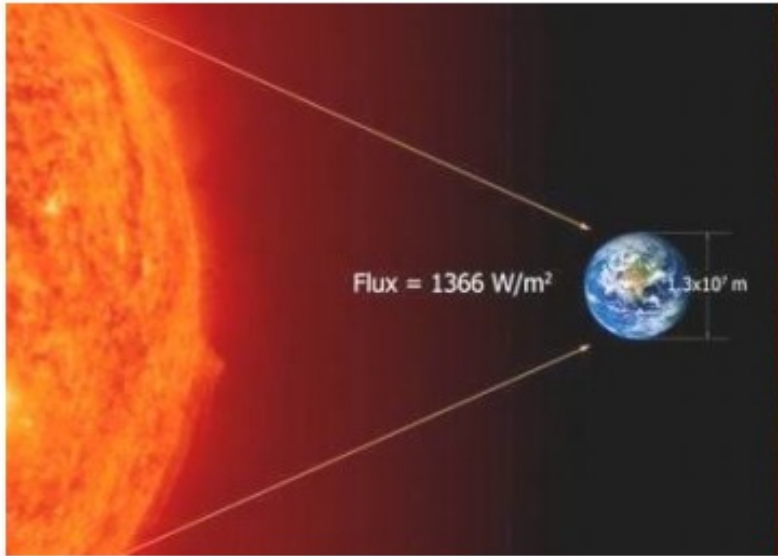
$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro es

$$E(T) = \sigma \cdot T^4$$

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

# Equilibrio radiativo



$$L_0 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

**Luminosidad solar** energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo:

$$L_0 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

$R_s$  = radio del Sol

$T_s$  = 5772 K

- Densidad de Flujo a una distancia  $d$  la llamamos  $S_d$  :

$$S_0 = \frac{L_0}{4\pi d_{TS}^2}$$

La constante solar es

$$S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$$

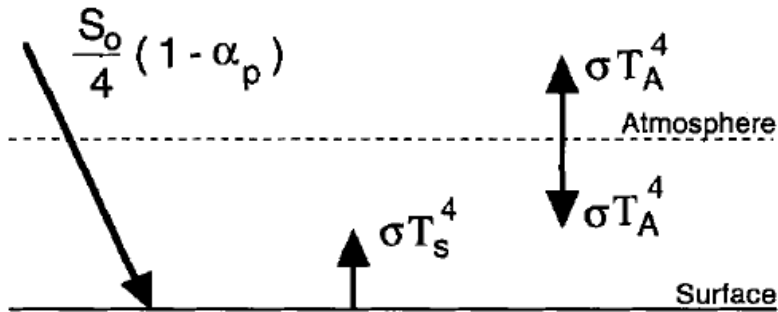
( ya que la distancia Tierra-Sol es de  $1.5 \times 10^{11} \text{ m}$  )

**Constante solar:** energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y superficie, medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol

# Equilibrio radiativo

## Efecto invernadero

ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUP = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE



### BALANCE ENERGÉTICO

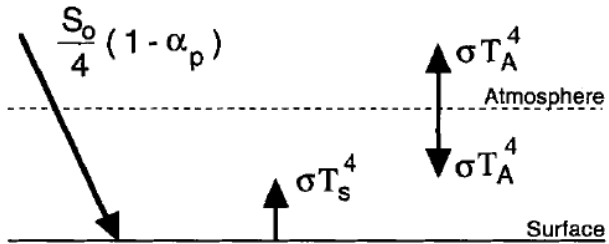
TOPE ATMÓSFERA  $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma T_A^4$

ATMÓSFERA  $\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4 + \sigma T_A^4$

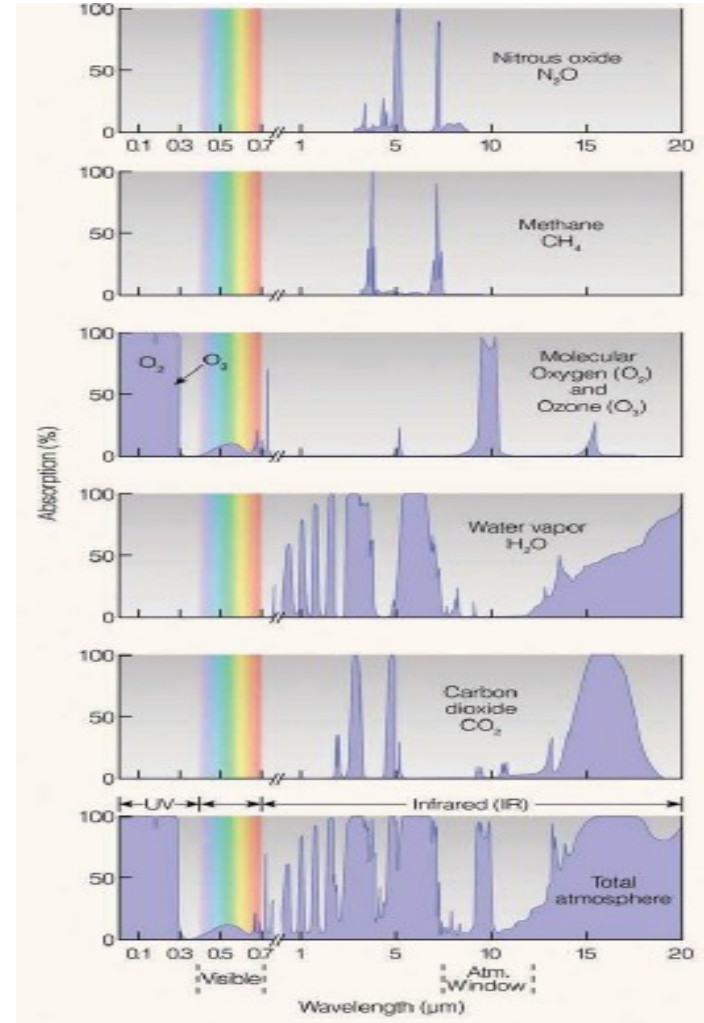
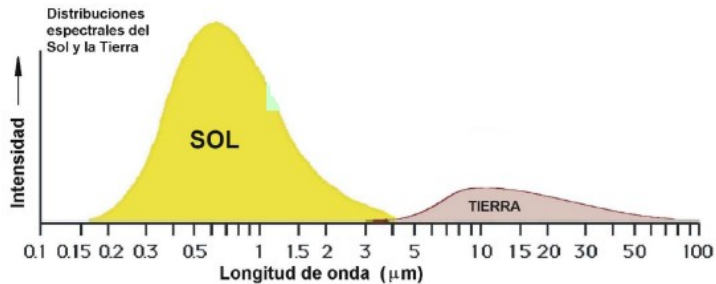
SUPERFICIE  $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$

$$T_s^4 = \frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma} \Rightarrow T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \cong 303K = 30^\circ C$$

# Equilibrio radiativo Efecto invernadero

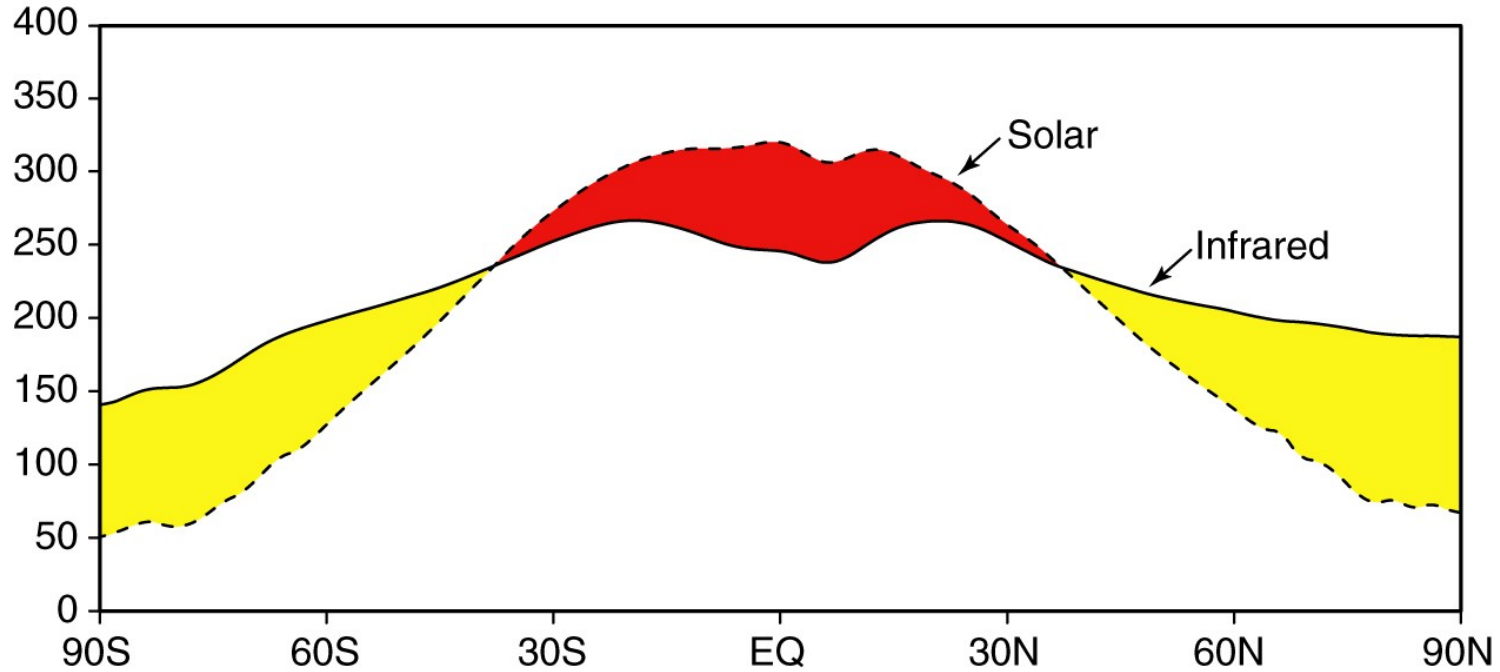


$$T_S = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \approx 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$



# Distribución latitudinal de la radiación

Promedio anual de radiación solar neta recibida y Rad Onda Larga emitida



El surplus de energía recibida en los trópicos es transportado hacia latitudes altas de ambos hemisferios por la atmósfera y los océanos.

A nivel anual la acumulación de calor por el océano es despreciable.

# Repaso

- 1- Balance energético
- 2- Vapor de agua en la atmósfera y estabilidad vertical



## Vapor de agua en la atmósfera

Desde el punto de vista atmosférico del ciclo hidrológico es central entender la formación de nubes ya que muestran un cambio de fase en la atmósfera y juegan un rol fundamental en el término (P-E) (además de su albedo y efecto invernadero).

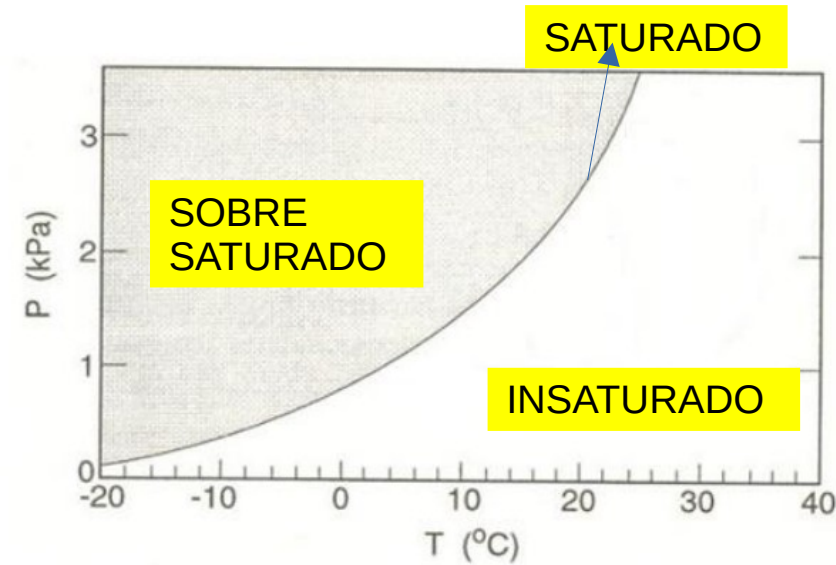


## Vapor de agua en la atmósfera



¿Porque se formó esta nube, si el cielo estaba claro hacía 4 horas ?

# Vapor de agua en la atmósfera



- Si  $e < e_s$  → parcela de aire subsaturada
- Si  $e = e_s$  → parcela saturada (HR 100%) → por pequeño que sea la cantidad de vapor que se le añada, condensará.
- Si  $e > e_s$  → la parcela de aire ha sobrepasado las condiciones de saturación. El exceso de vapor de agua se condensa y aparecen gotitas de agua.

Mecanismos a través de los cuales una parcela de aire a la temperatura  $T$  y con una presión de vapor 'e' alcanza la saturación ( $e = e_s$ ):

- aumentando el contenido de vapor de agua
- enfriando la parcela de aire

# Vapor de agua en la atmósfera

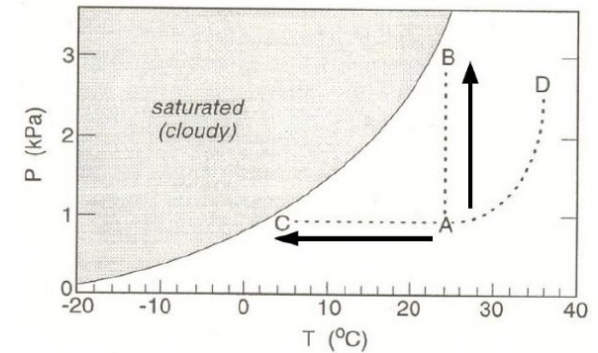
**Humedad relativa (HR):** cociente entre presión parcial de vapor de agua ( $e$ ) y máxima presión de vapor ( $e_s$ ) que podría contener a la  $T$  del aire en ese momento.

$$HR = \frac{e}{e_s} \cdot 100(\%)$$

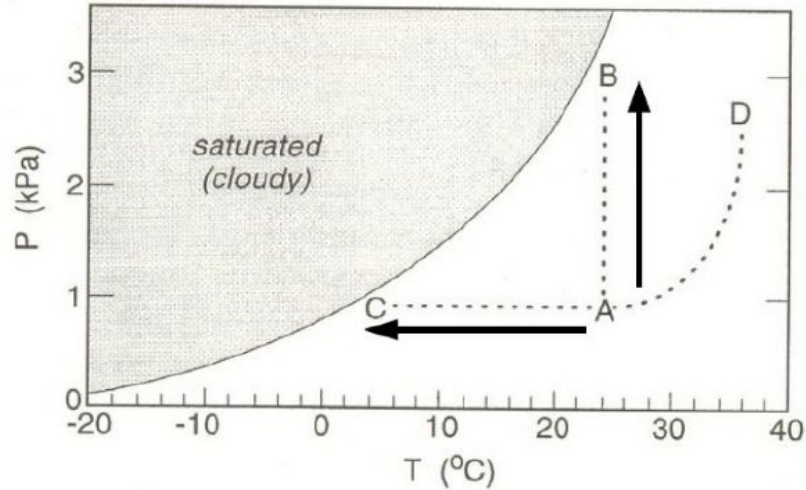
- Si  $HR=100\%$   $\rightarrow e = e_s$  : saturado
- Si  $HR>100\%$   $\rightarrow e > e_s$  : sobresaturado (el excedente condensará)

HR aumenta:

- (1) Manteniendo  $T$  cte (i.e., manteniendo  $e_s$  cte), aumentamos conc. de vapor de agua (aumenta  $e$ ).
- (2) Manteniendo el contenido de vapor de agua constante ( $e$  cte), enfriamos la parcela (si  $T$  disminuye  $\rightarrow$  disminuye  $e_s$ )



# Vapor de agua en la atmósfera



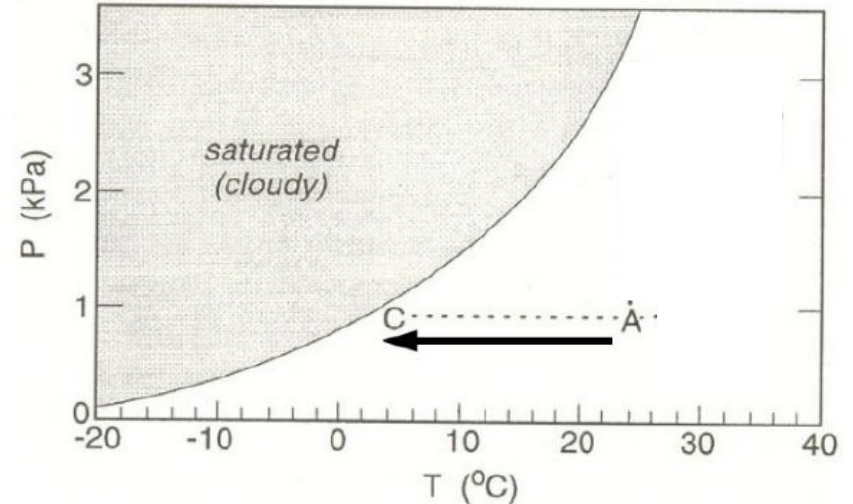
T (°C)	e <sub>s</sub> (hPa)	T (°C)	e <sub>s</sub> (hPa)
1	6.565	26	33.606
2	7.054	27	35.646
3	7.574	28	37.793
4	8.128	29	40.052
5	8.718	30	42.427
6	9.345	31	44.924
7	10.012	32	47.548
8	10.720	33	50.303
9	11.473	34	53.197
10	12.271	35	56.233
11	13.118	36	59.418
12	14.016	37	62.759
13	14.967	38	66.260
14	15.975	39	69.930
15	17.042	40	73.773
16	18.171	41	77.798
17	19.365	42	82.011
18	20.628	43	86.419
19	21.962	44	91.029
20	23.371	45	95.850
21	24.858	46	100.89
22	26.428	47	106.15
23	28.083	48	111.65
24	29.829	49	117.40
25	31.668	50	123.39
-	-	-	-

## Vapor de agua en la atmósfera

**Temperatura del punto de rocío ( $T_d$ ):** T a la cuál habría que enfriar una parcela de aire para que manteniendo la presión parcial de vapor de agua constante (e cte), se sature ( $e = e_s \rightarrow \text{HR}=100\%$ ).

Conocida e  $\rightarrow$  podemos conocer  $T_d$

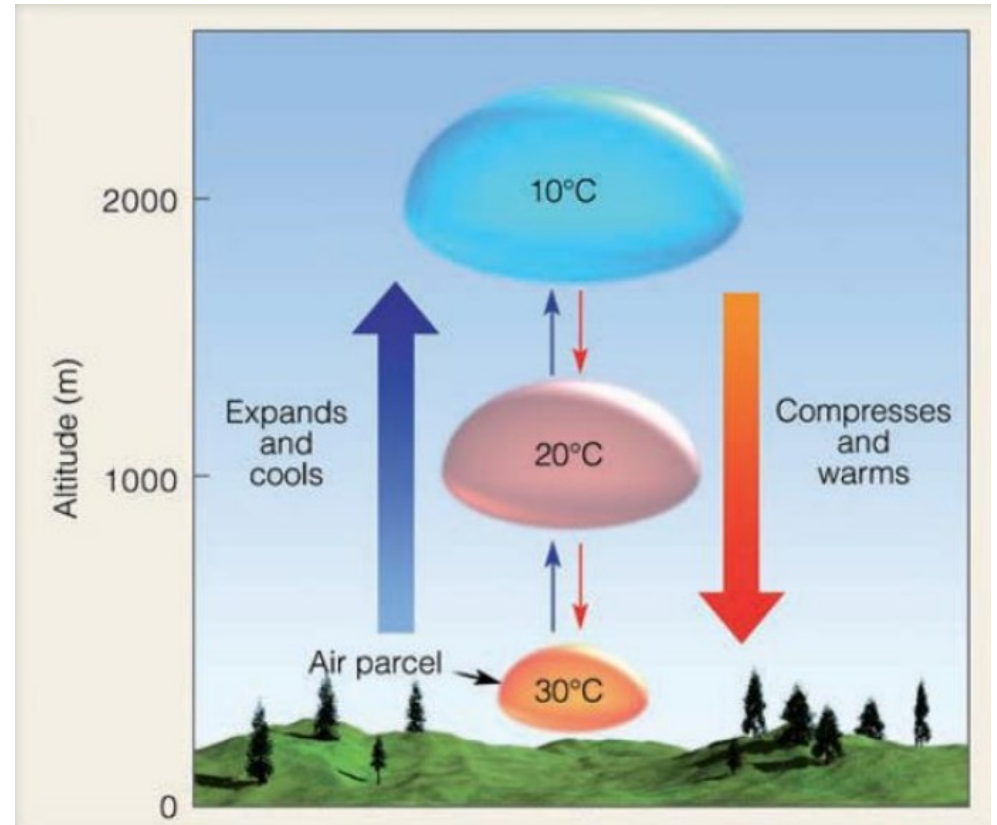
La  $T_d$  es una medida del contenido de vapor de agua en la atm.



# Estabilidad atmosférica

Cuando las parcelas de aire ascienden (descienden) en la atmósfera, éstas se expanden (contraen) y como consecuencia de ello se enfría (calientan).

Si durante el proceso de ascenso y enfriamiento, o descenso y calentamiento, esa parcela no intercambia calor con el entorno, entonces se dice que el **proceso es adiabático**.



# Gradientes térmicos

Tasa de cambio de T con la altura

2 gradientes térmicos:

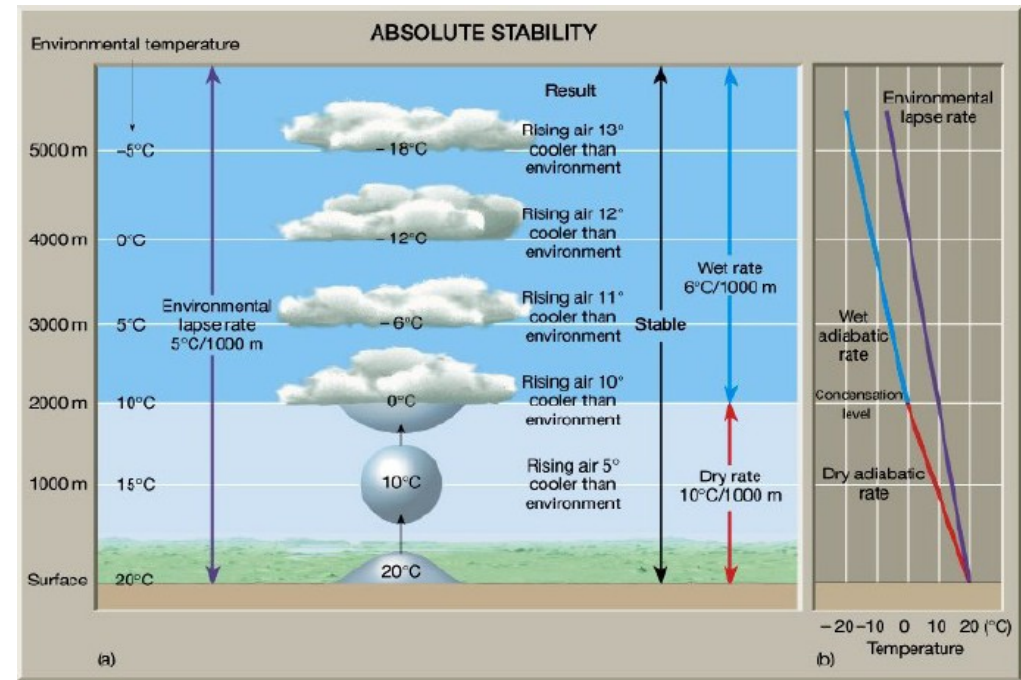
Del entorno

Medido (por ejemplo con sondeos)

De la Parcela:

Cambio de T que experimenta una parcela al desplazarla verticalmente

Se asume es adiabático





# Gradientes de la parcela

## Gradiente adiabático seco

- Si la parcela contiene vapor de agua, pero no llega a saturar, a medida que asciende se enfría por expansión adiabática.
- La parcela se enfría porque usa parte de su energía interna para expandirse y hacer trabajo sobre el entorno.
- En este caso se la considera una parcela “seca” y la tasa de cambio de T con la altura está dada por  $dT/dz = -9.8^\circ\text{C}/\text{km}$ .

## Gradiente adiabático húmedo

Si la parcela contiene vapor de agua y satura, entonces el calor liberado por la formación de agua líquida disminuye el enfriamiento por expansión de la parcela.

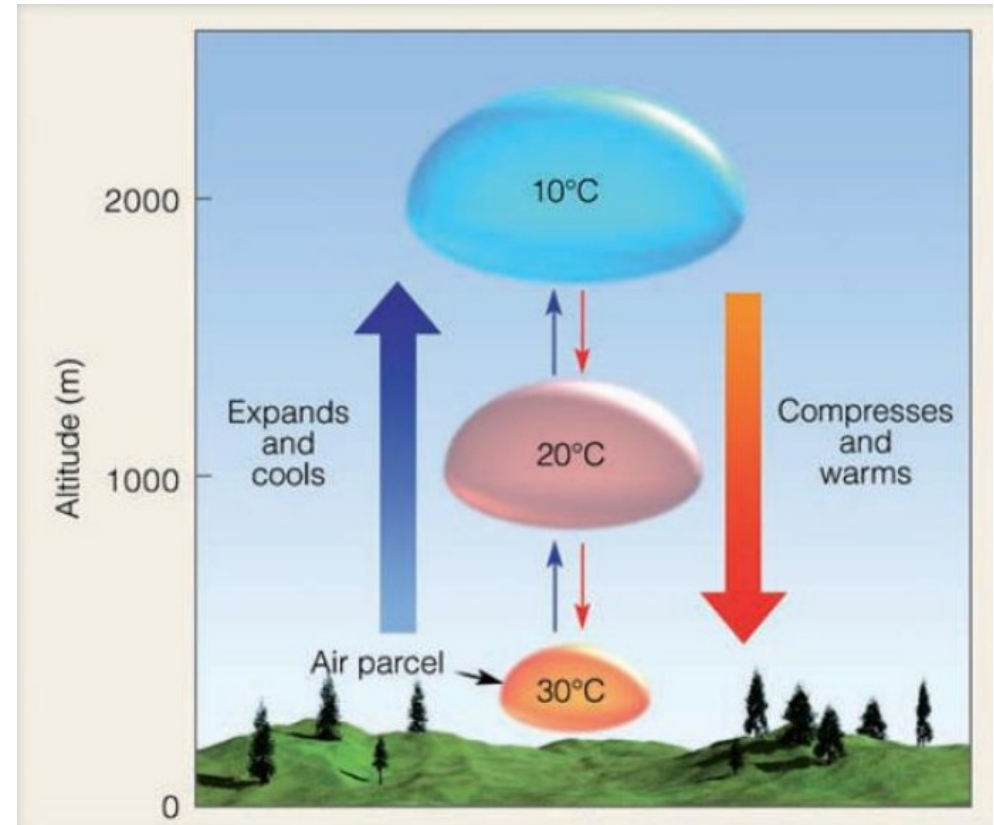
En este caso la tasa de cambio de T con la altura depende de la T y la p

- cerca de la superficie en masas de aire húmedas  $dT/dz \sim -4 \text{ C}/\text{km}$
- en la atmósfera libre  $dT/dz \sim -6-7 \text{ C}/\text{km}$

# Estabilidad atmosférica

Mientras que la parcela no esté saturada ( $T > T_d$ ), entonces la variación de la temperatura si la parcela asciende sigue el **gradiente adiabático seco**  $\Gamma_d = -10^\circ\text{C}/\text{km}$ .  
(Constante)

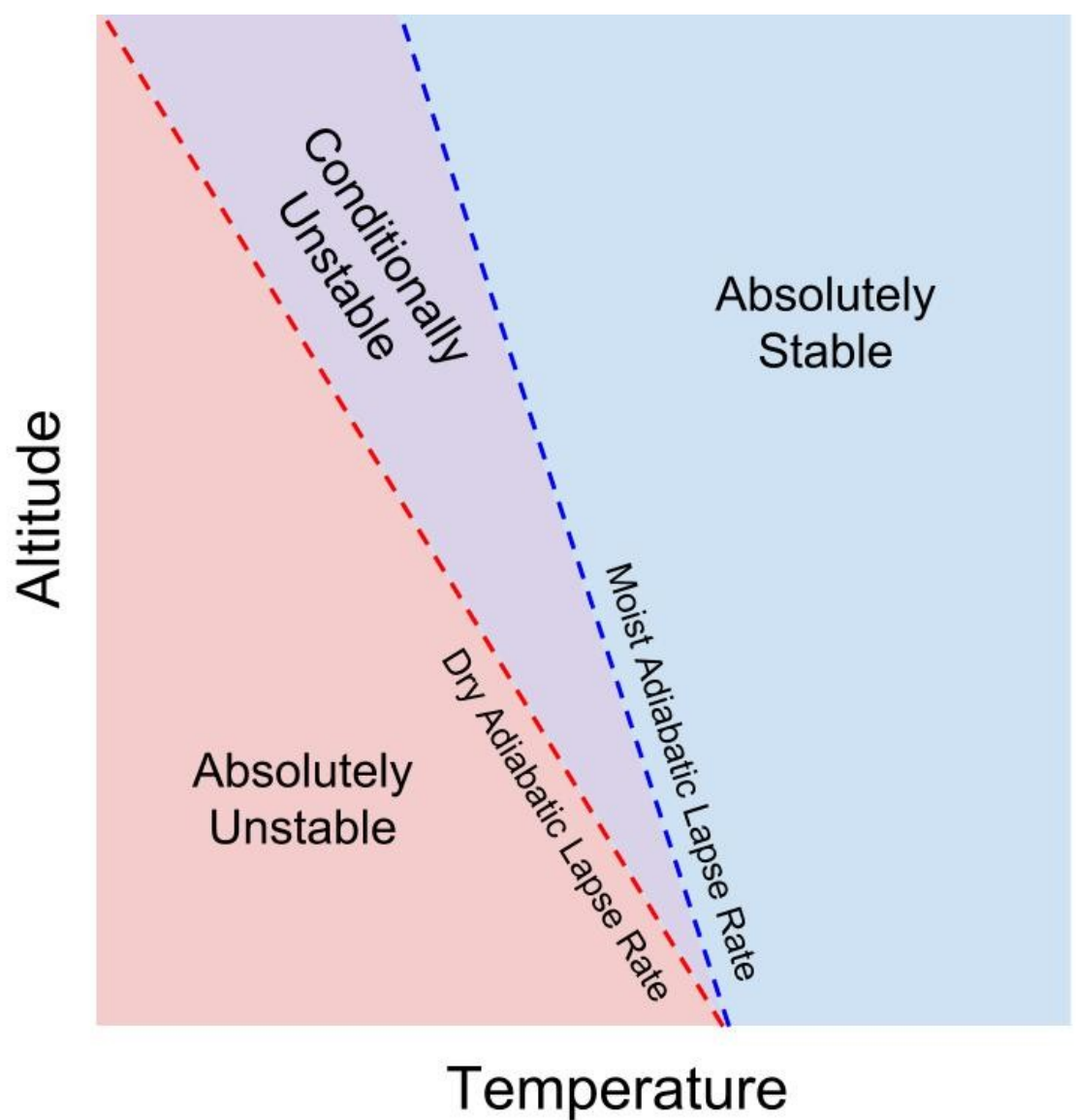
En caso de saturación, la variación de la temperatura con la altura sigue el **gradiente adiabático húmedo** ( $\Gamma_v = -6^\circ\text{C}/\text{km}$ ).  
(No es constante  $\rightarrow$  se puede aproximar)



## Estabilidad

La atmósfera es:

- estable si la tasa de cambio del entorno es menor que el gradiente adiabático húmedo
- inestable si la tasa de cambio del entorno es mayor que el gradiente adiabático seco.
- condicionalmente inestable si la tasa de cambio del entorno se encuentra entre los gradientes seco y húmedo



# Temperatura Potencial ( $\Theta$ )

Es la T que una parcela de aire seco a una Presión P y Temperatura T, tendría si fuera comprimida o expandida adiabáticamente hasta una P de referencia

Pref=1000hPa

Es una cantidad conservativa de una parcela de aire que se mueve en la atmósfera bajo condiciones adiabáticas.

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad \begin{array}{l} R/C_p \\ \text{aprox} \\ 0.286 \end{array}$$

**En el caso de una parcela no saturada**, la estabilidad se puede establecer calculando la temperatura potencial del entorno  $\theta_e$

$d\theta_e/dz > 0$  estable

$d\theta_e/dz < 0$  inestable

Recordar que

- si la parcela no está saturada su  $\theta$  se mantiene constante cuando se desplaza hacia arriba.
- la parcela se ajusta siempre a la misma presión que el entorno
- En la nivel inicial la parcela tiene la misma  $\theta$  que el entorno.

# Repaso

- 1- Balance energético
- 2- Vapor de agua en la atmósfera y estabilidad vertical
- 3- Dinámica de la atmósfera

# Balances

- Existen dos balances fundamentales en la atmósfera y océanos que provienen de la ecuación de conservación de cantidad movimiento
  - Equilibrio hidrostático en la dirección vertical
  - Equilibrio geostrófico en la dirección horizontal
- Junto con la ec estado permiten explicar muchos de los movimientos atmosféricos

- $dp/dz = - \rho g$  Eq hidrostático

- $P = \rho RT$  Ec. estado

$$u_g = - \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$

- $v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$  **Balance geostrófico**



•  $dp/dz = -\rho g$  Eq hidrostático

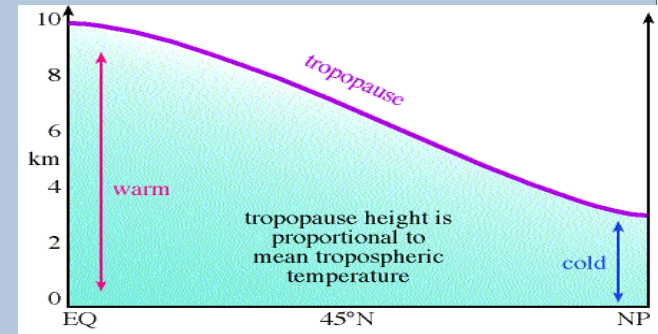
•  $P = \rho RT$  Ec. estado

$$\frac{RT}{g} \ln \frac{P_1}{P_2} = z_2 - z_1$$

Ec. hipsométrica

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$

•  $v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$  Balance geostrófico



•  $dp/dz = -\rho g$  Eq hidrostático

•  $P = \rho RT$  Ec. estado

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$

•  $v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$  Eq geostrofico

$$\frac{RT}{g} \ln \frac{P_1}{P_2} = z_2 - z_1$$

Ec. hipsométrica

$$\frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y} \quad \frac{\partial v_g}{\partial \ln p} = \frac{-R}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

Viento térmico

## Equilibrio hidrostático

- $F_{GP_z} = P$ 
  - $dp/dz = -\rho g$
- Balance entre la fuerza gradiente de presión en la dirección vertical y el peso.
- Lejos de las regiones con convección la atmósfera se encuentra en equilibrio hidrostático

# Equilibrio Geostrófico

La relación entre vientos y presión se debe al balance de fuerzas en la dirección horizontal: fuerza de Coriolis, gradiente horizontal de presión y en la capa límite, fricción

## Fuerza de Coriolis:

(dirección x)  $FC=fv$

(dirección y)  $FC=-fu$

f es el parámetro de Coriolis:  $f=2\Omega\sin\theta$

Donde

$\Omega$ =velocidad angular de la Tierra ( $\Omega=2\pi/T$ ,  
T es el período)

$\theta$ = ángulo de latitud (+ en HN, - en HS)

## Fuerza gradiente de presión horizontal:

(dirección x)  $FGP = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$

(dirección y)  $FGP = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$

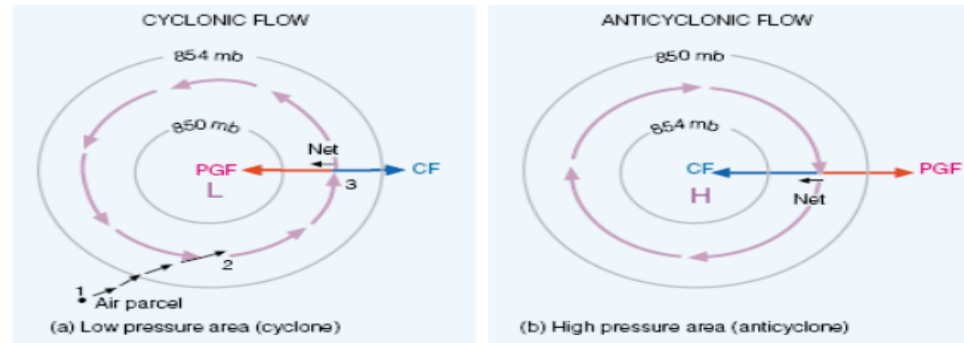
Donde

$\rho$ = densidad

# Equilibrio Geostrófico

La relación entre vientos y presión se debe al balance de fuerzas en la dirección horizontal: **fuerza de Coriolis y gradiente horizontal de presión** y es válido en la atmósfera libre (donde no se sienten los efectos de fricción)

HN

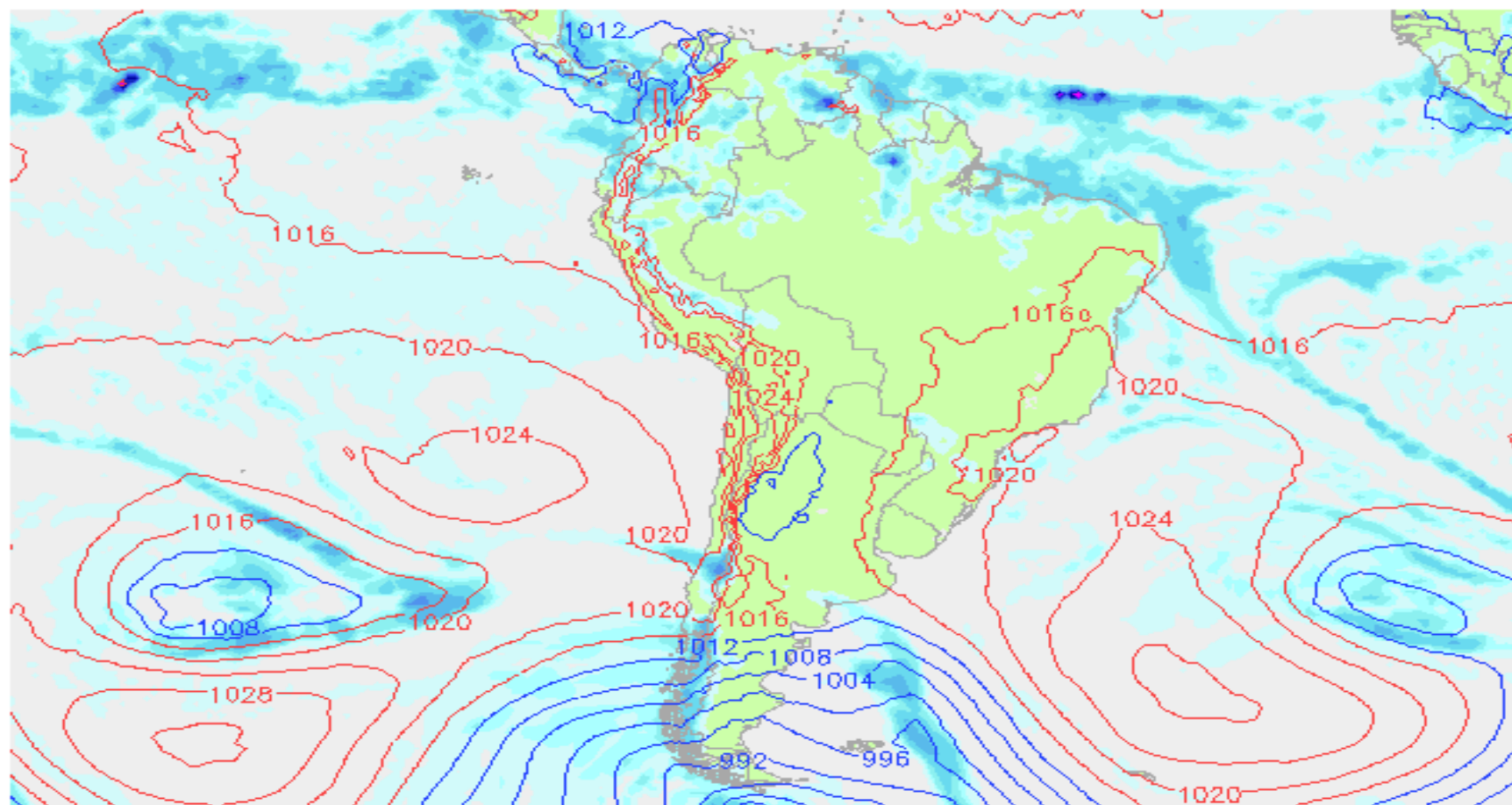


$$\mathbf{FGP} + \mathbf{FC} = \mathbf{0}$$

Despejando u y v:

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$
$$v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$$

Conociendo un campo de presión podemos conocer la dirección de los vientos

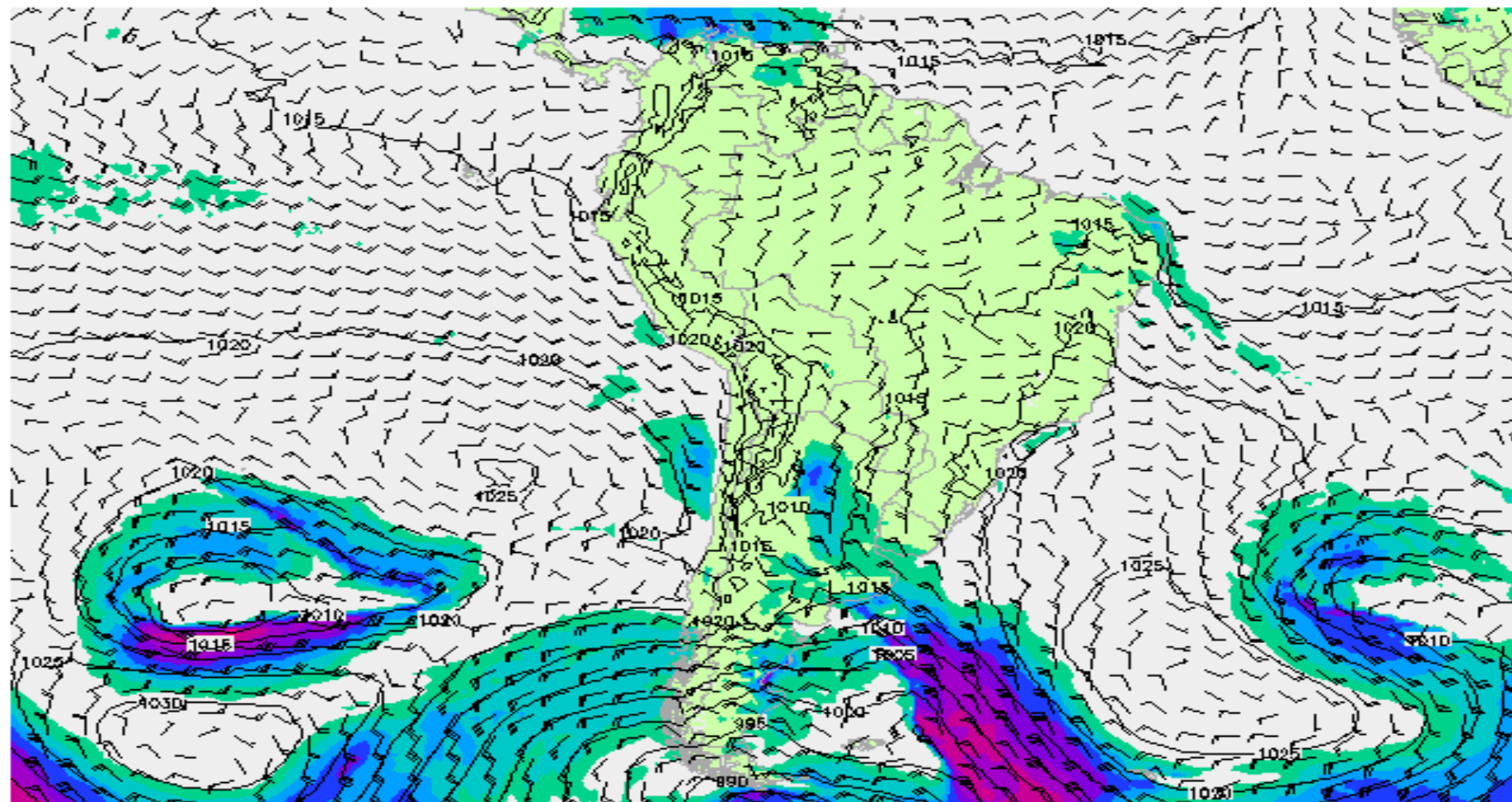


Precipitation [mm] GFS



Mo 23-05-2022 03..06 UTC (06+48)

©weatheronline.co.uk



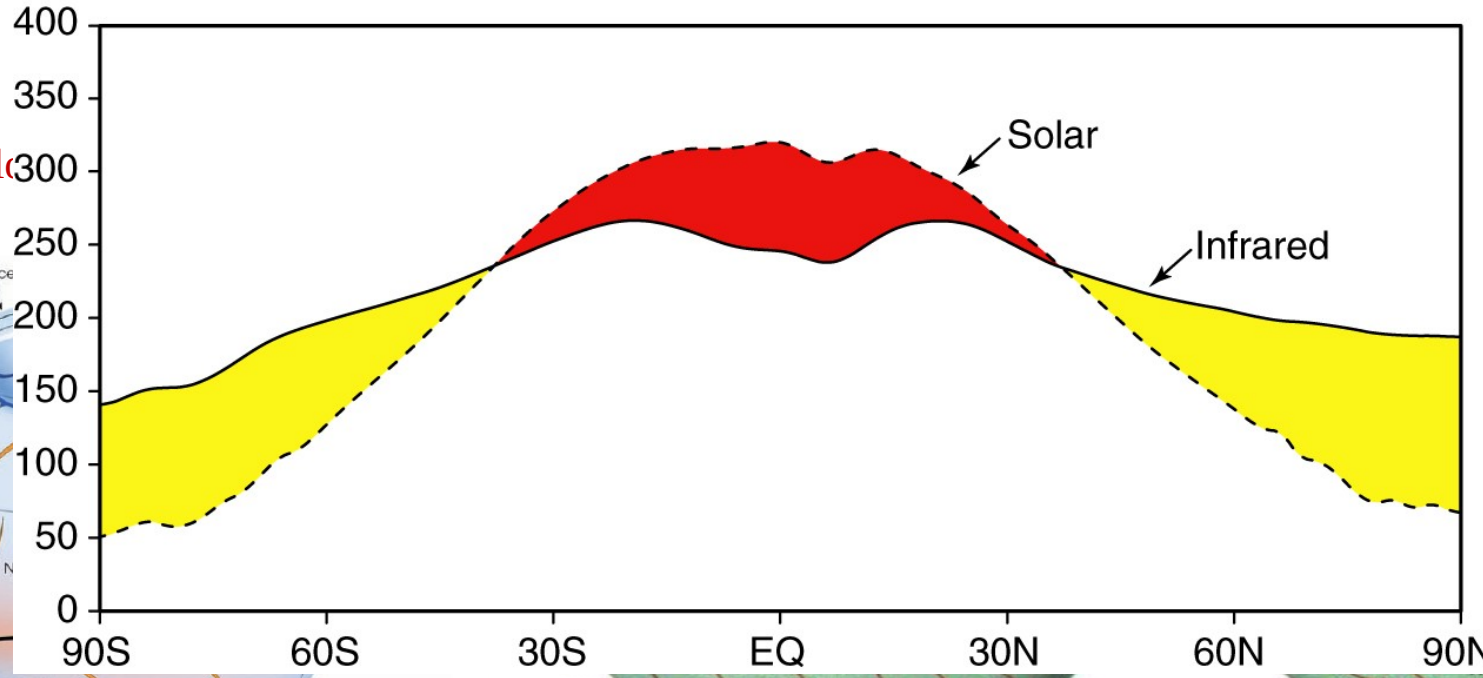
Wind 950 hPa [kts] GFS

Mo 23-05-2022 06:00 UTC (06+48)

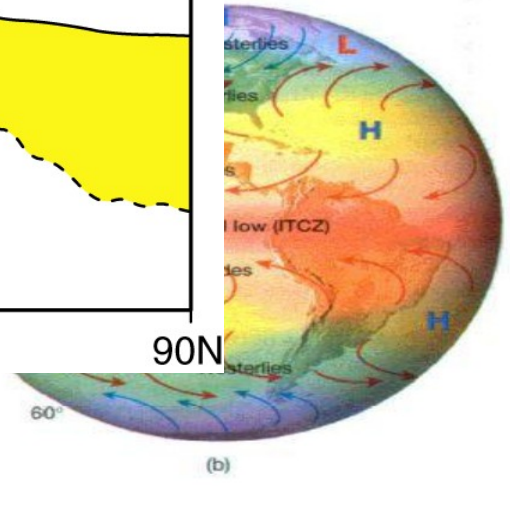
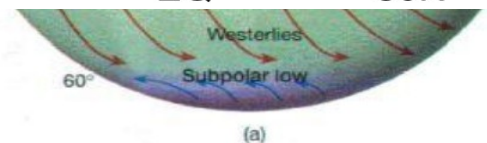
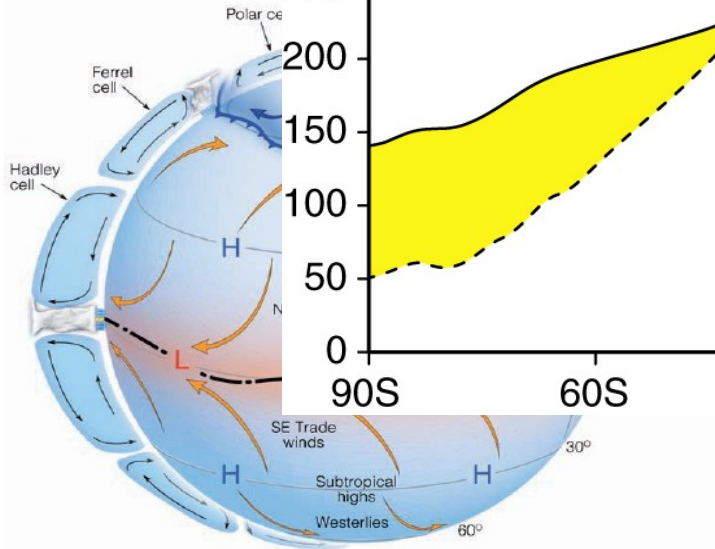
5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60

©weatheronline.co.uk

# Circulación general de la atmósfera



grafía en la  
vientos en



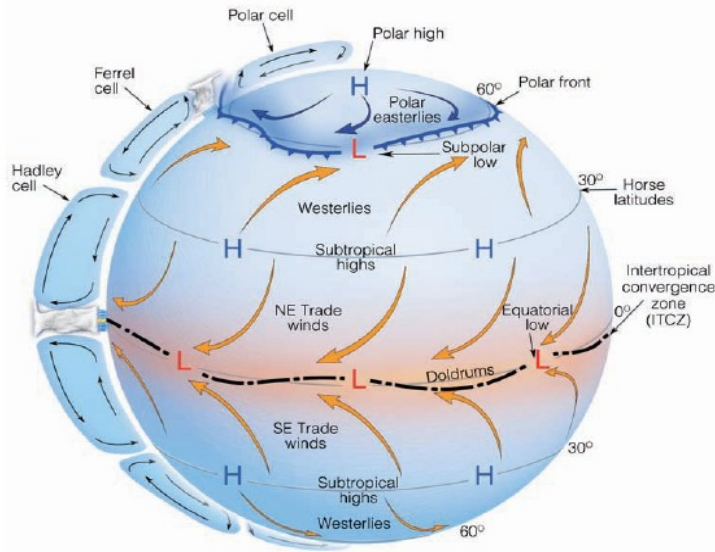
(a)

(b)

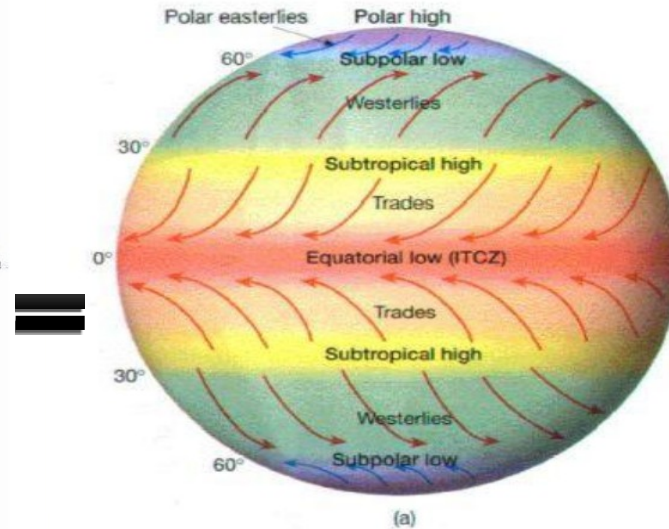


# Circulación general de la atmósfera

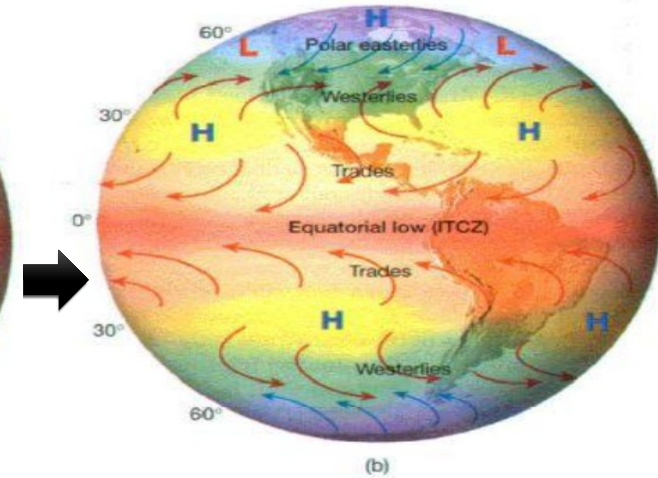
## Modelo de tres celdas

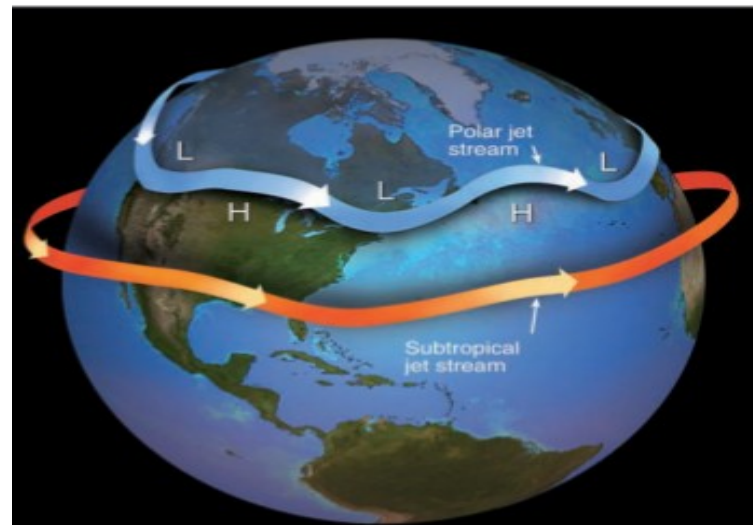
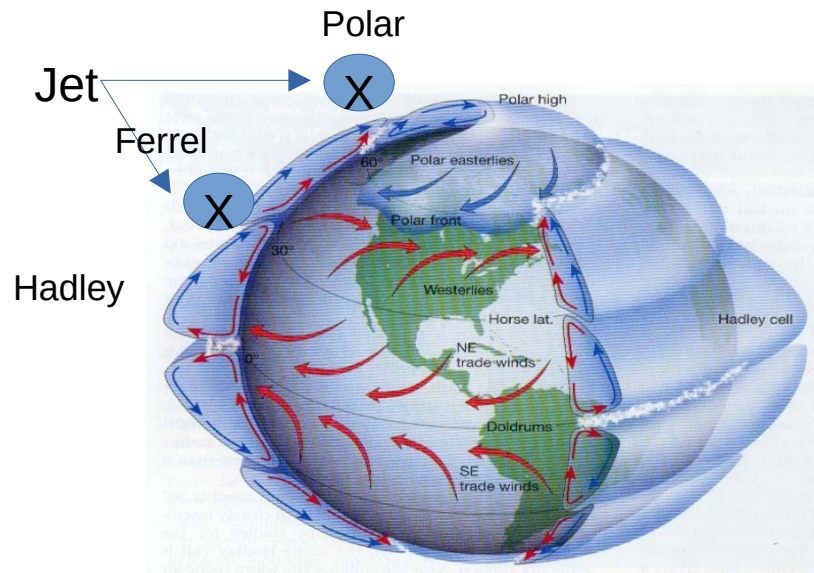


## Distribución de vientos en superficie según el Modelo de tres celdas



## Efecto de la topografía en la circulación de los vientos en superficie





# Repaso

- 1- Balance energético
- 2- Vapor de agua en la atmósfera y estabilidad vertical
- 3- Dinámica de la atmósfera
- 4- Dinámica del océano

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

Transporte de Ekman

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

Capa límite

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

Bombeo de Ekman

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

Balance geostrófico  
(Interior oceánico)

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

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

Transporte de Ekman

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

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

Bombeo de Ekman

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

Balance geostrófico  
(Interior oceánico)

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

Usando la ecuación de estado para vincular densidad con T

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0))$$

**Viento térmico**

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g \alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g \alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

# SUPERFICIE

## Dinámica de Ekman

En la capa límite el balance fundamental está dado por:

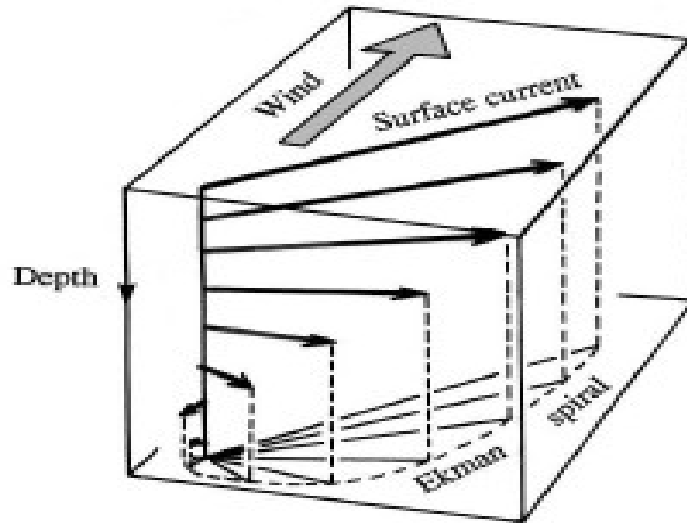
Fuerza Coriolis= FGP + Fricción

$$\begin{aligned} -f v &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + FR_x \\ +f u &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + FR_y \\ \rho g &= \frac{-\partial p}{\partial z} \end{aligned}$$

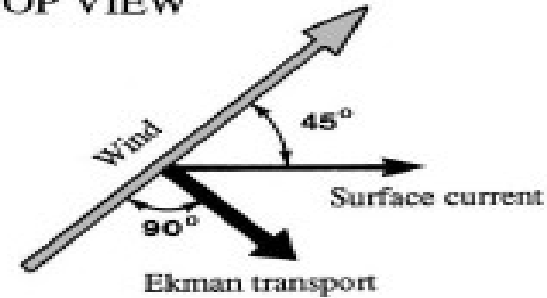
- Transporte de Ekman

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

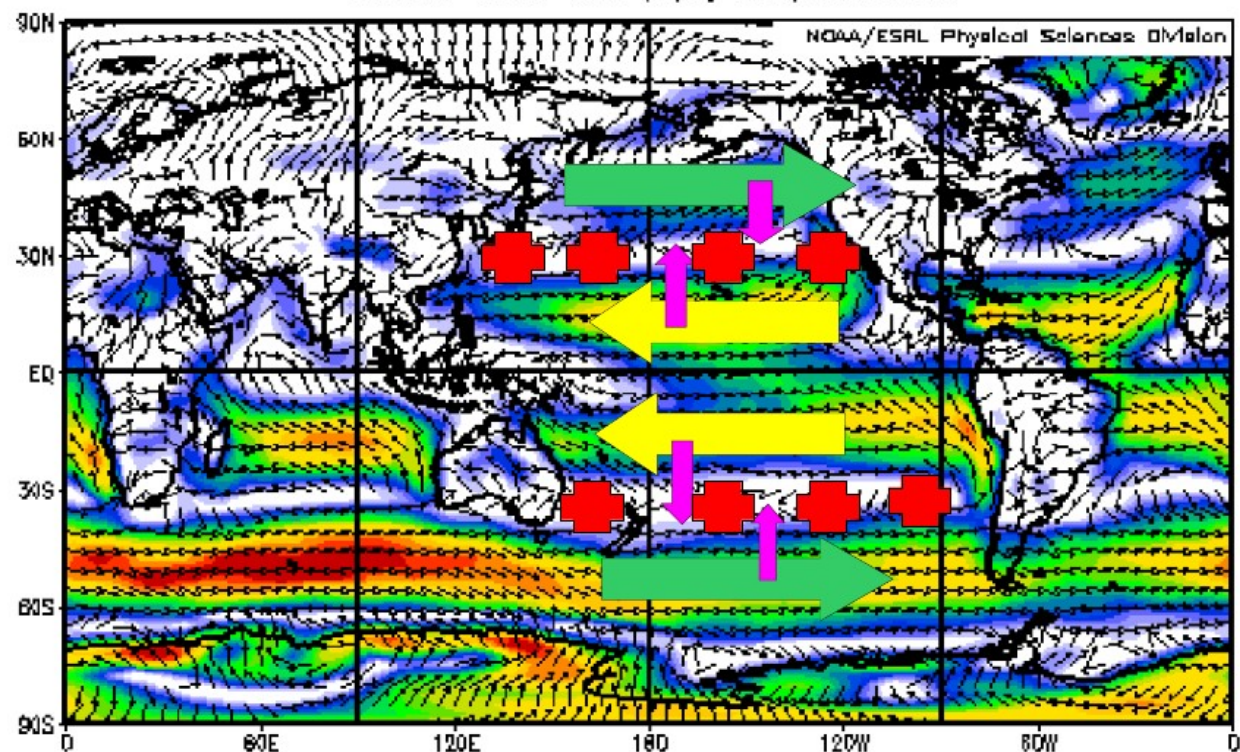
$$V_E = \int_{-\infty}^0 v_E(z) dz = \frac{-1}{\rho f} \tau_x$$



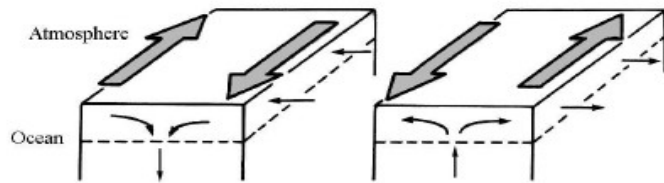
TOP VIEW



NCEP/NCAR Reanalysis  
1000mb Vector Wind (m/s) Composite Mean

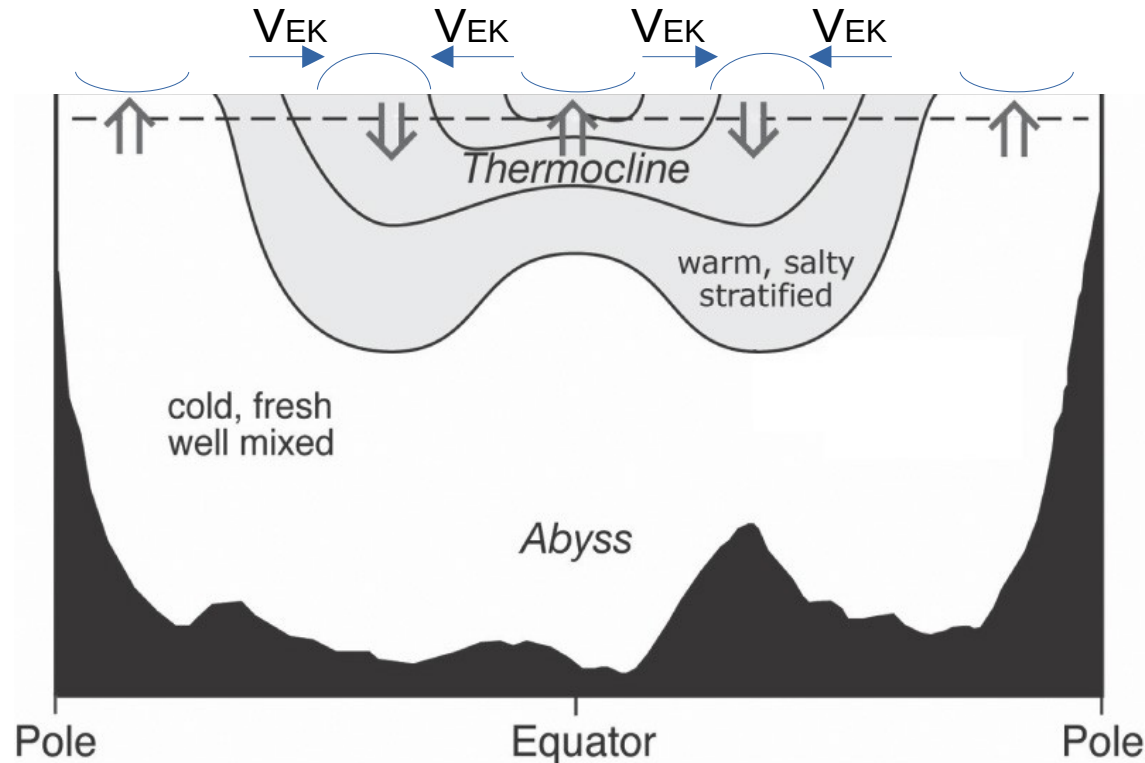




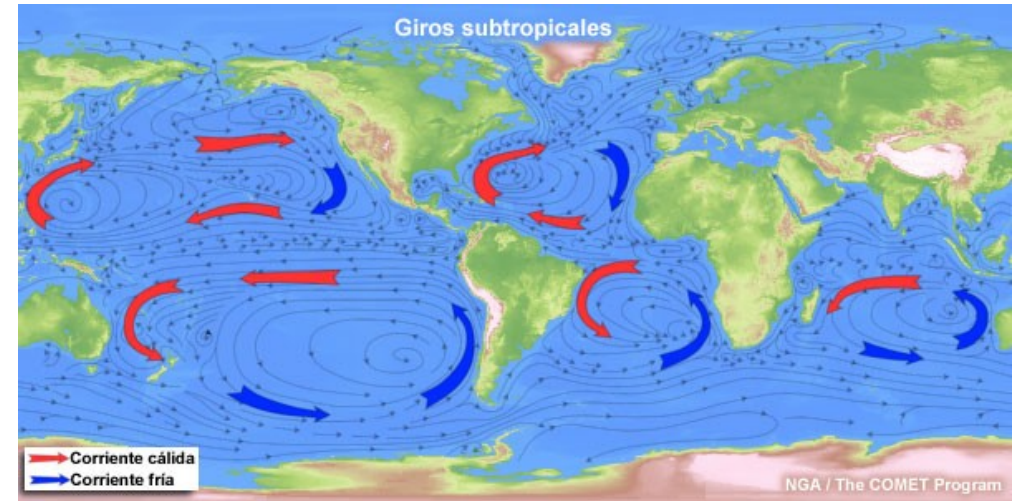
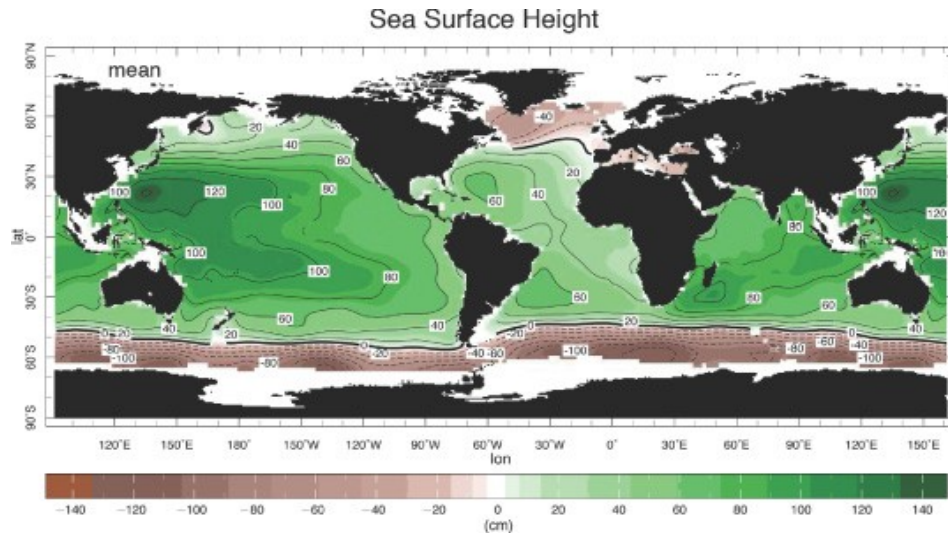


## Bombeo de Ekman

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



# Corrientes geostróficas en superficie



## Corrientes geostróficas

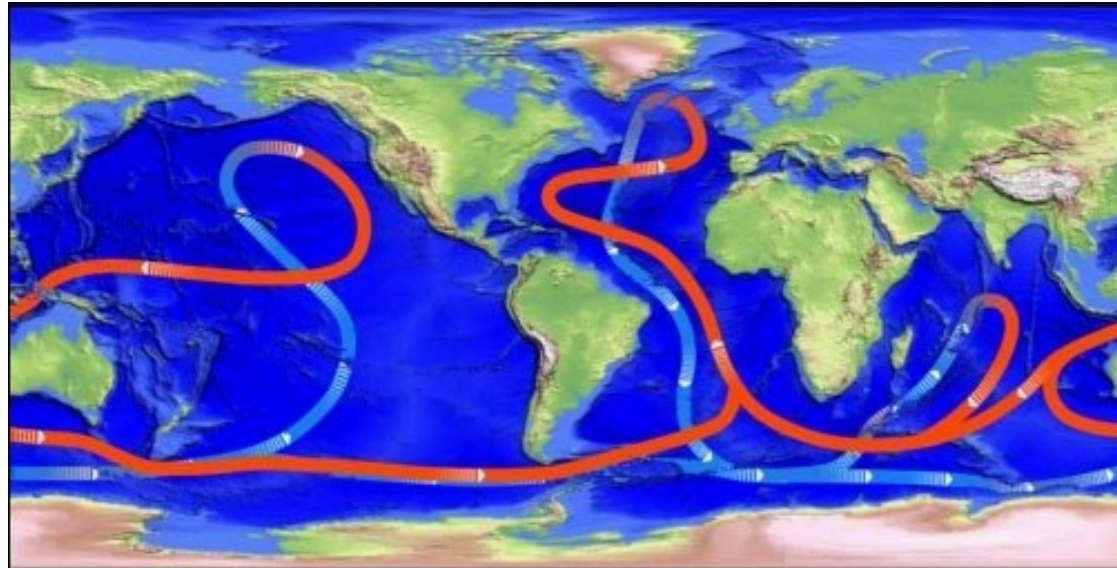
- Para escalas mayores a días y a varias decenas de km, fuera de la capa límite, las corrientes están gobernadas por el equilibrio geostrófico en la dirección horizontal.

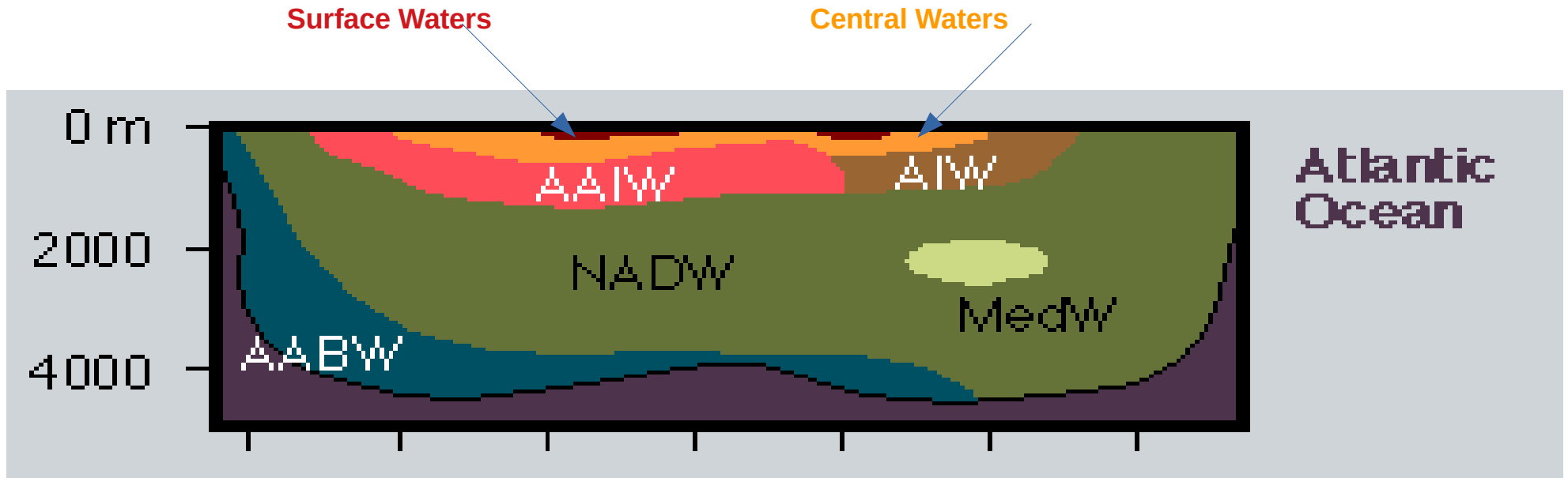
Fuerza de Coriolis = Fuerza Gradiente de Presión (horizontal)

$$\begin{array}{ccc} f v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} & \longrightarrow & v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ f u = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} & & u = \frac{-g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \end{array}$$

# PROFUNDIDAD

- 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.





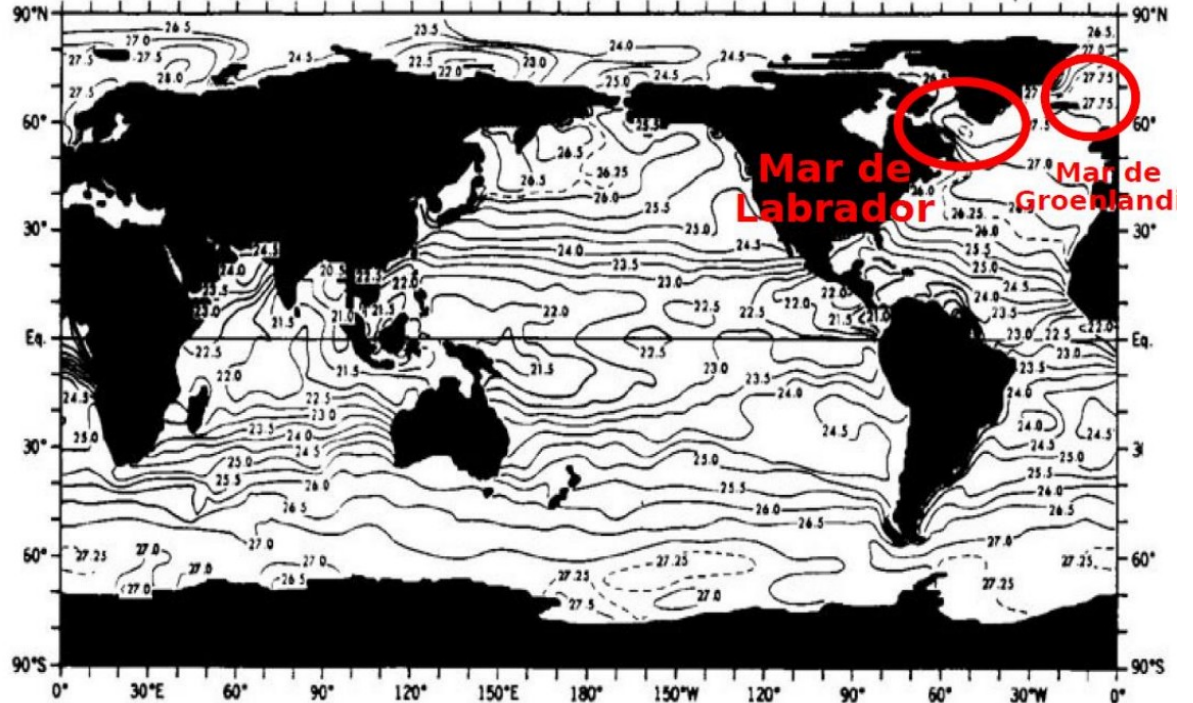
Al hundirse en altas latitudes, las masas de agua se mueven a lo largo de superficies de densidad constantes y llevan consigo sus propiedades.

Se mezclan muy lentamente con las masas de agua circundantes y por ello es posible rastrearlas.

## Sitios de formación de aguas profundas:

En HN: En el Atlántico norte, en mares de Labrador y de Groenlandia se forman las Aguas Profundas del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water, NADW).

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.

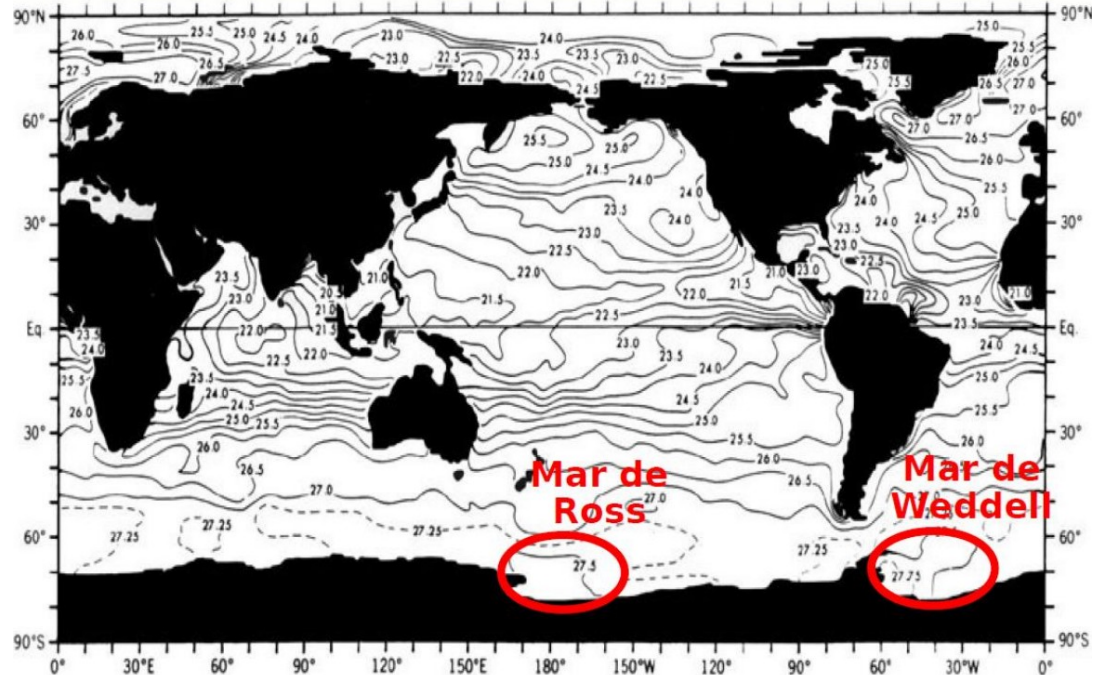


## Sitios de formación de aguas profundas:

En HS: 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



# Transporte de calor medio anual

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

