

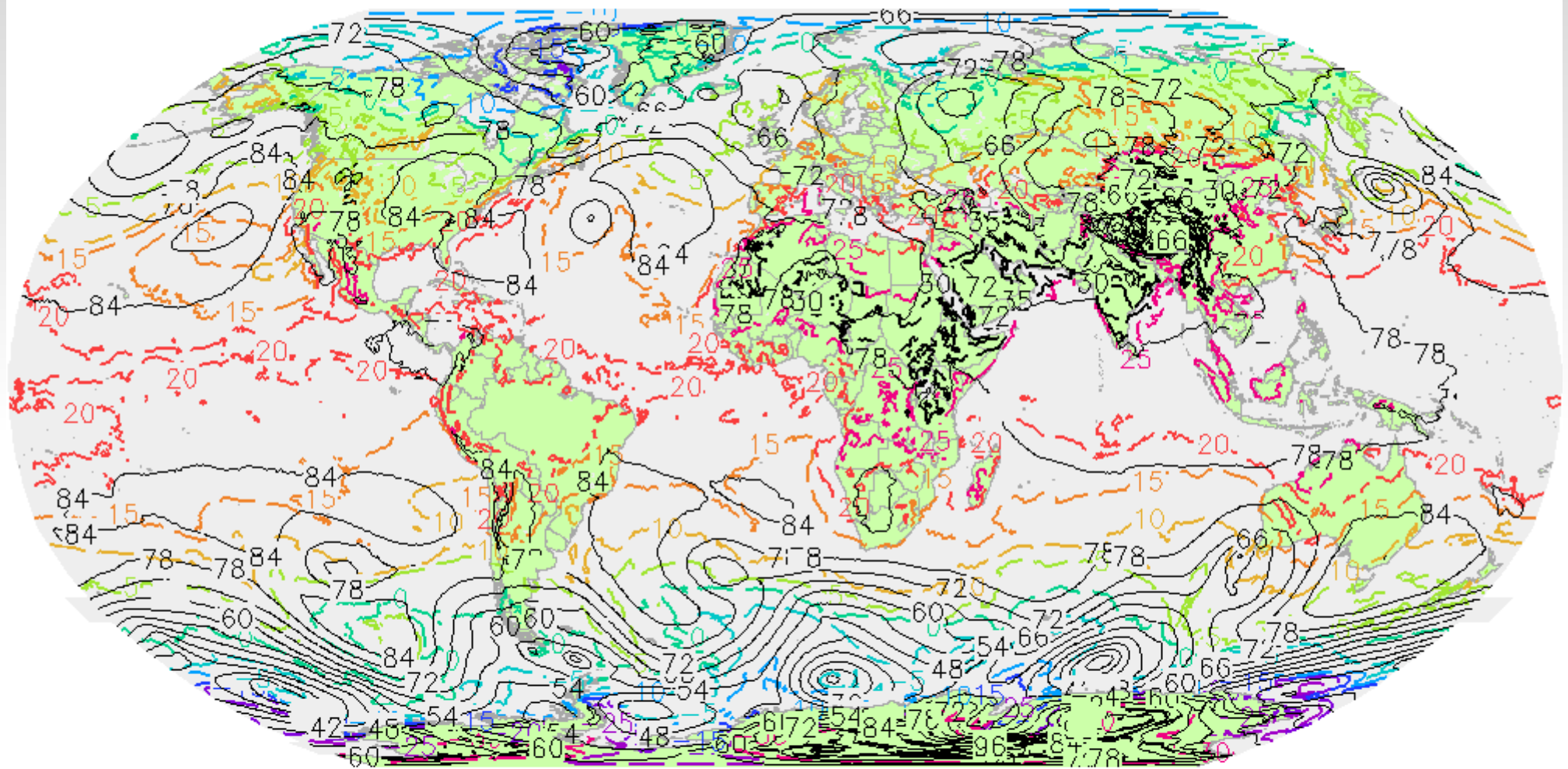


El Sistema Climático

Maestría en Geociencias

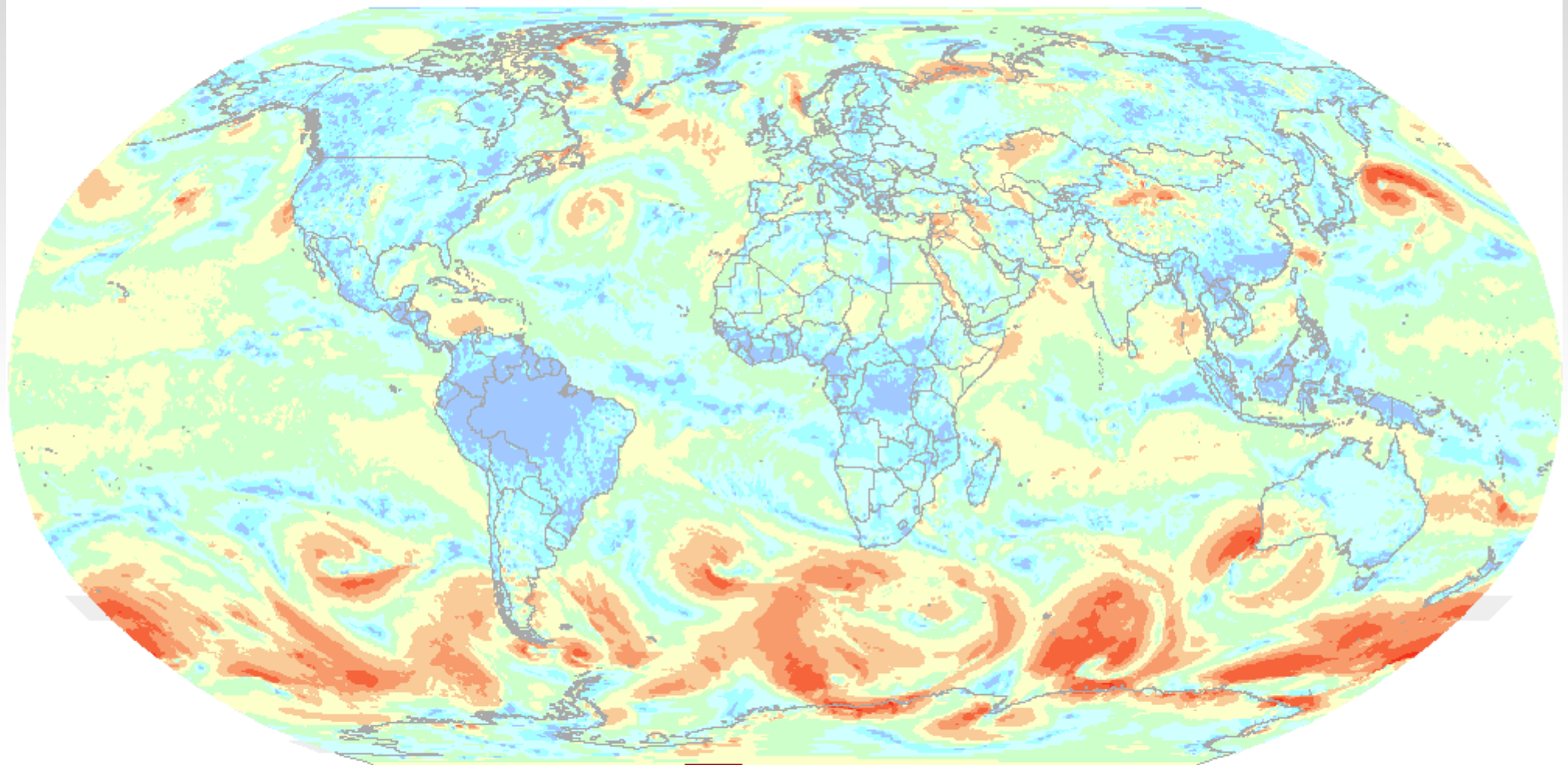
2022

Dinámica de la atmósfera y los océanos



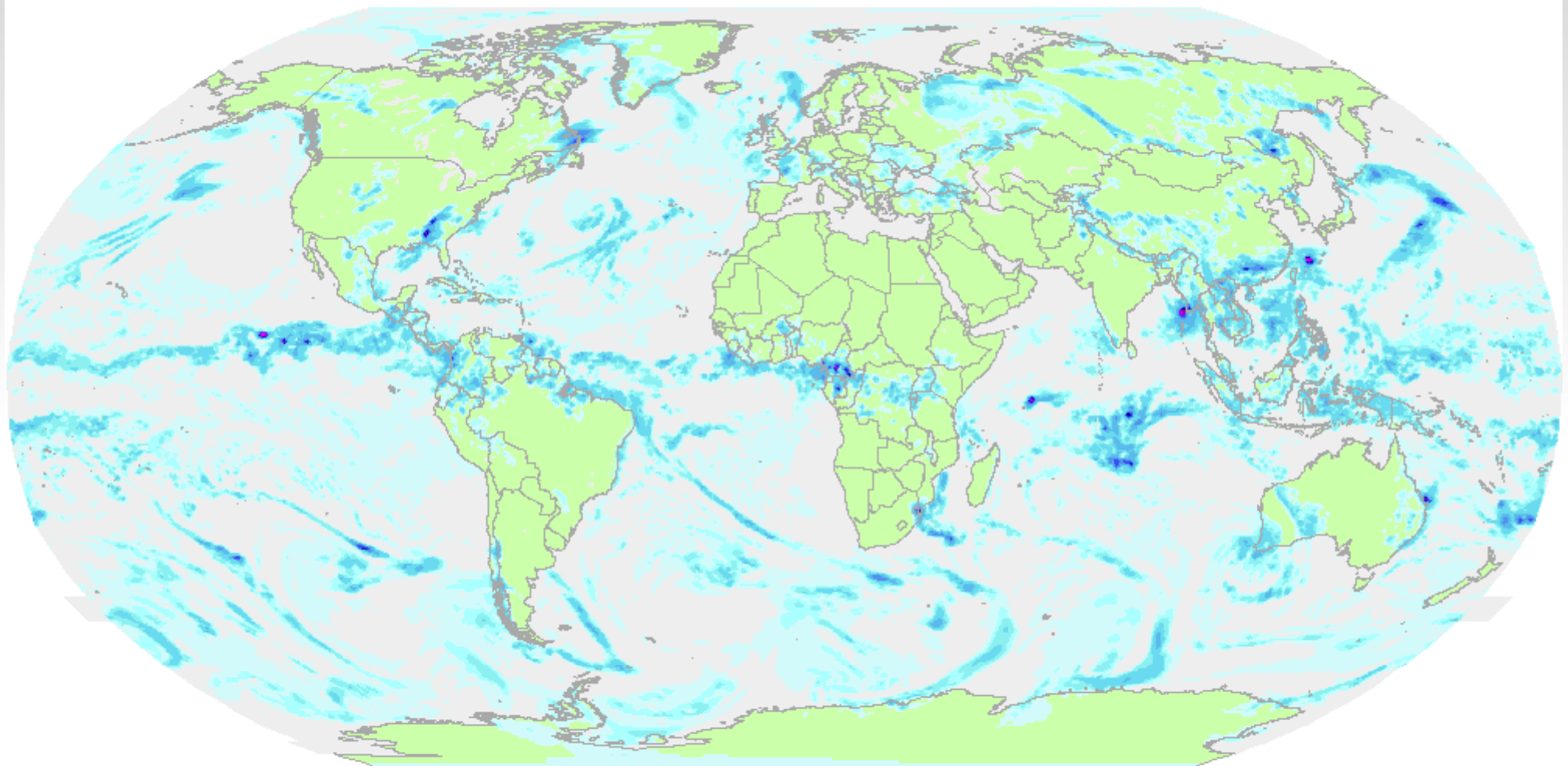
Height/Temp. 925 hPa [gdpn] GFS

Mo 23-05-2022 09:00 UTC (06+03)

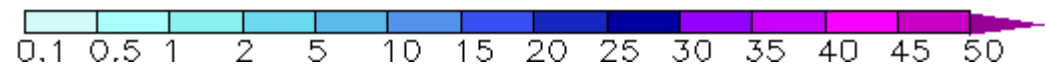


Surface wind (bft) GFS

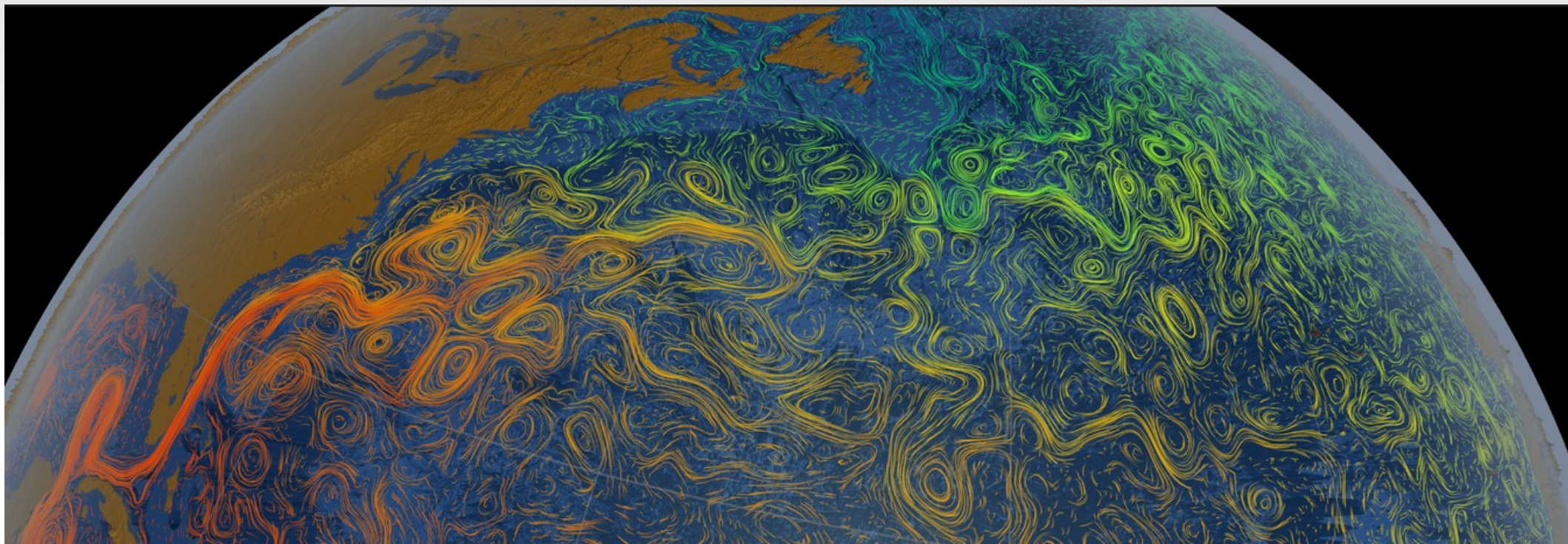
Mo 23-05-2022 09:00 UTC (06+03)

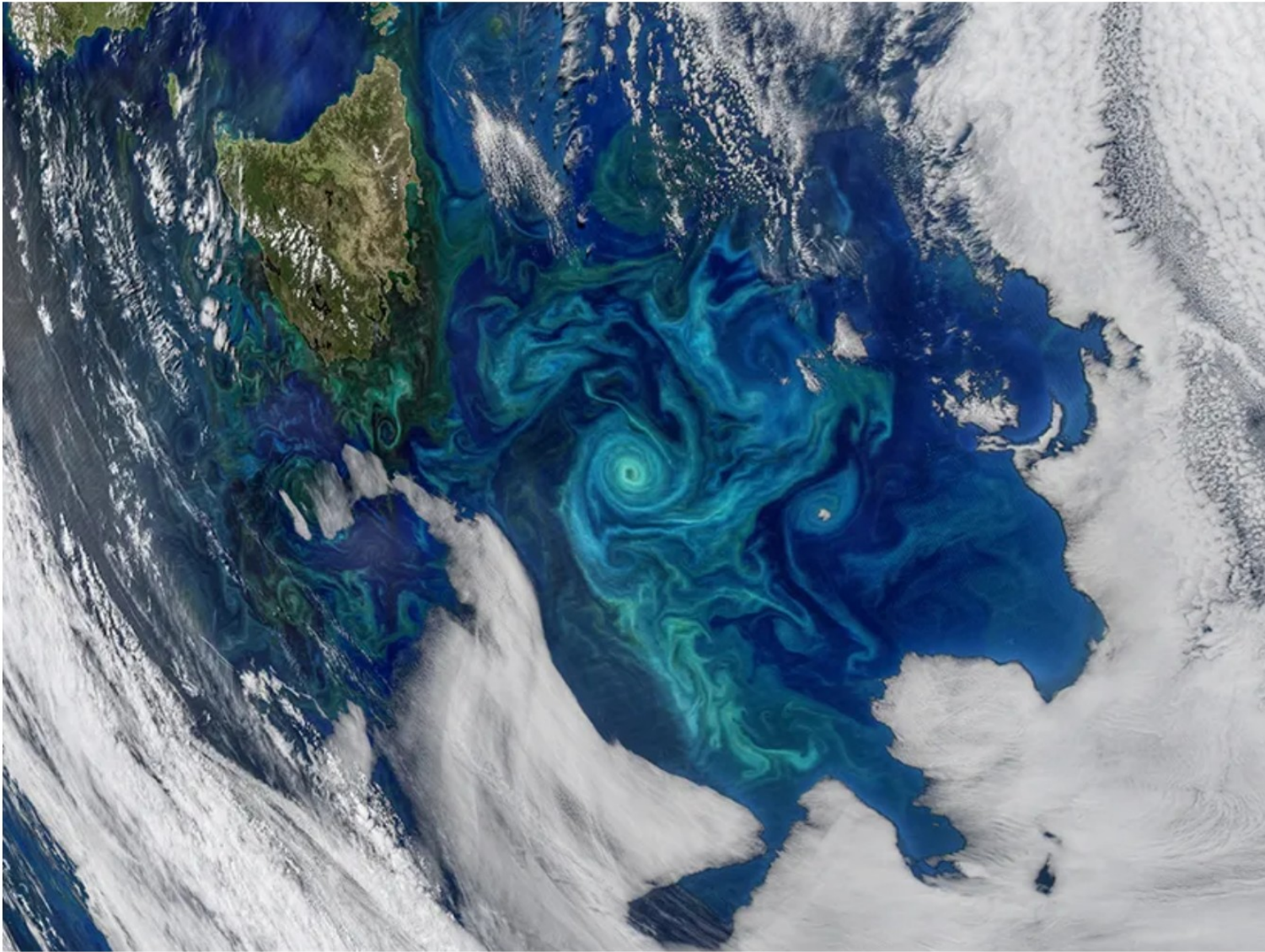


Precipitation [mm] GFS



Mo 23-05-2022 06..09 UTC (06+03)





Phytoplankton bloom in the Tasman Sea captured by the NASA Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) instrument on the Aqua satellite on 21 November 2017. White patches are clouds. Advances in remote and in situ sensing, as well as methods for modeling and simulation, are driving an era of progress in ocean biogeochemistry research. Credit: NASA/Ocean Biology Processing Group, Goddard Space Flight Center

Sistema de coordenadas

Posición del punto P sobre la Tierra se puede definir por

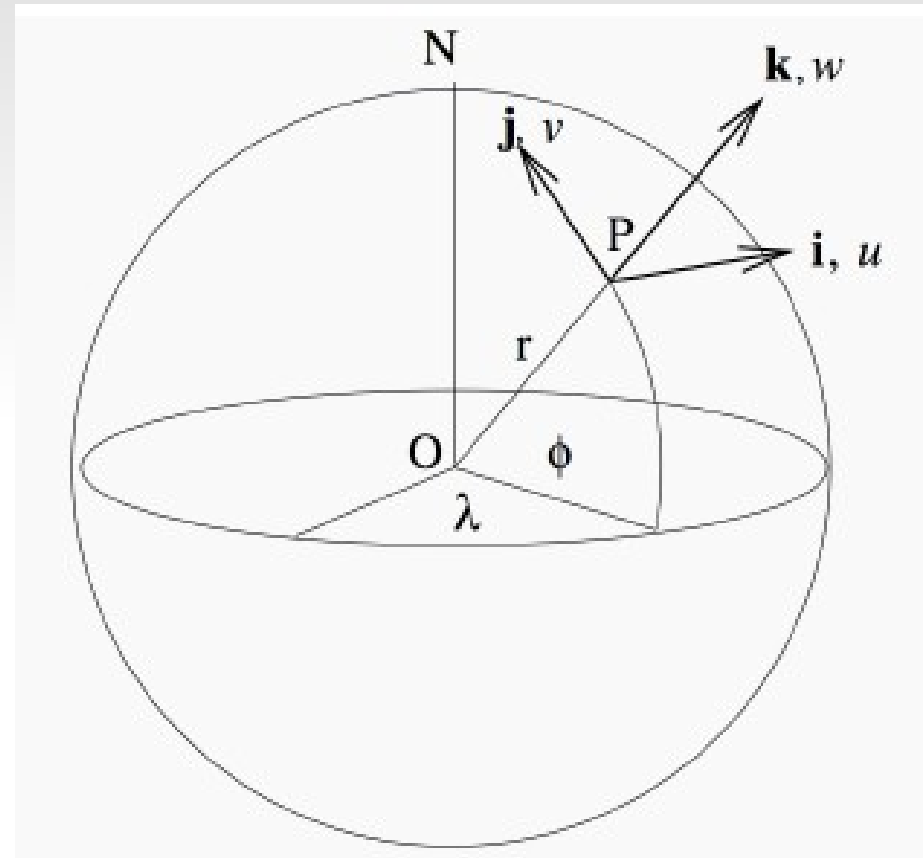
- la latitud ϕ
- la longitud λ
- la distancia al centro de la Tierra que se considera $r = \text{Radio terrestre}$.

Otro sistema de coordenadas, que gira con la Tierra es (x,y,z) ubicado en P

Velocidad en P: (u,v,w) según (i,j,k) donde

- u es la velocidad zonal
- v es la velocidad meridional
- w es la velocidad vertical

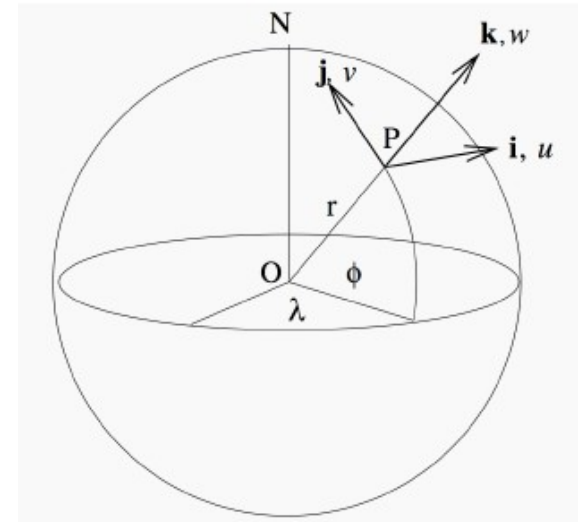
El sistema de coordenadas que usamos para medir la velocidad del aire se encuentra fijo a la Tierra y por lo tanto rota a una velocidad angular $\Omega = 2\pi/1\text{dia} = 7.26 \times 10^{-5} \text{ 1/s}$. Así, aparecerán fuerzas aparentes además de las fuerzas reales.



Ecuaciones de conservación

- Conservación de cantidad de movimiento (3 dim)
 - $m \cdot a = \text{Fuerza neta}$
- Conservación de masa/volumen
- Conservación de energía y salinidad (para el océano)

- Las ecuaciones se escriben en el sistema de coordenadas (i,j,k)



Ecuaciones de conservación

Conservación de cantidad de movimiento (3 dim)

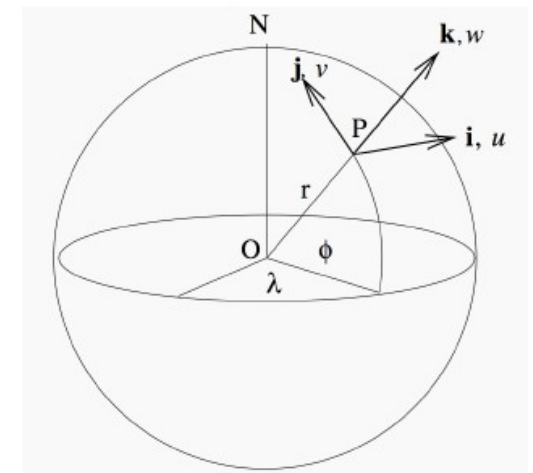
- $m \cdot a = \text{Fuerza neta}$
- $\rho \cdot a + FC = FGP + FR + P$
 - FC=Fuerza de Coriolis
 - FGP=Fuerza Gradiente de Presion
 - FR=Fuerza de fricción
 - P=Fuerza gravitatoria (peso)

Se escribe una ecuación para cada dirección (i,j,k) o sea (x,y,z).

FC, FR – actuan en direccion horizontal

FGP – actúa en dirección horizontal y vertical

P -actua en dirección vertical



Fuerza Gradiente de presión (FGP)

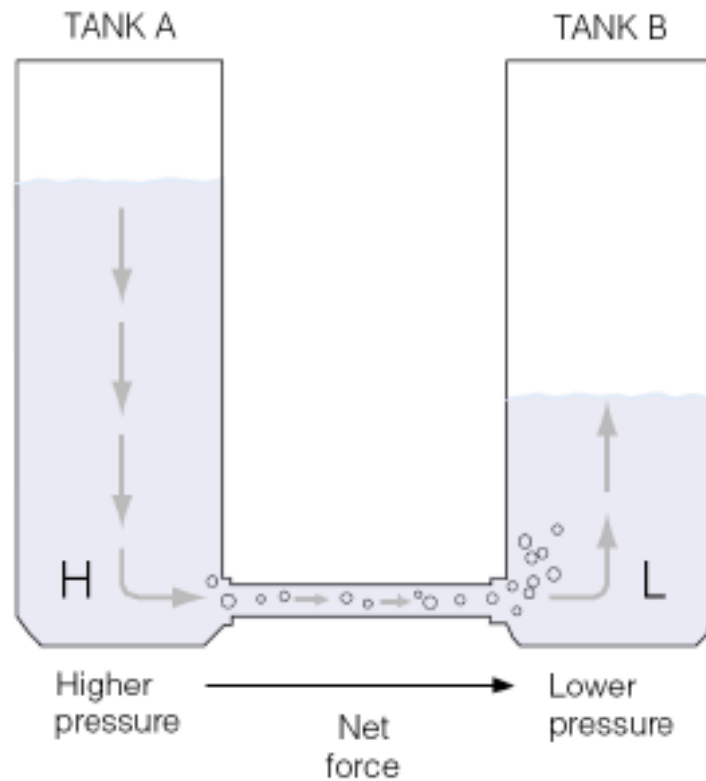


FIGURE 6.9

The higher water level creates higher fluid pressure at the bottom of tank A and a net force directed toward the lower fluid pressure at the bottom of tank B. This net force causes water to move from higher pressure toward lower pressure.

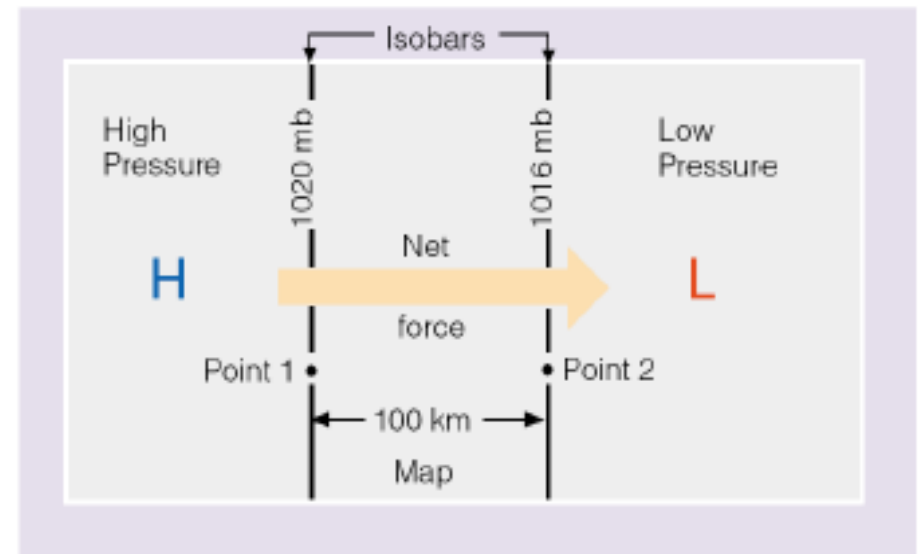


FIGURE 6.10

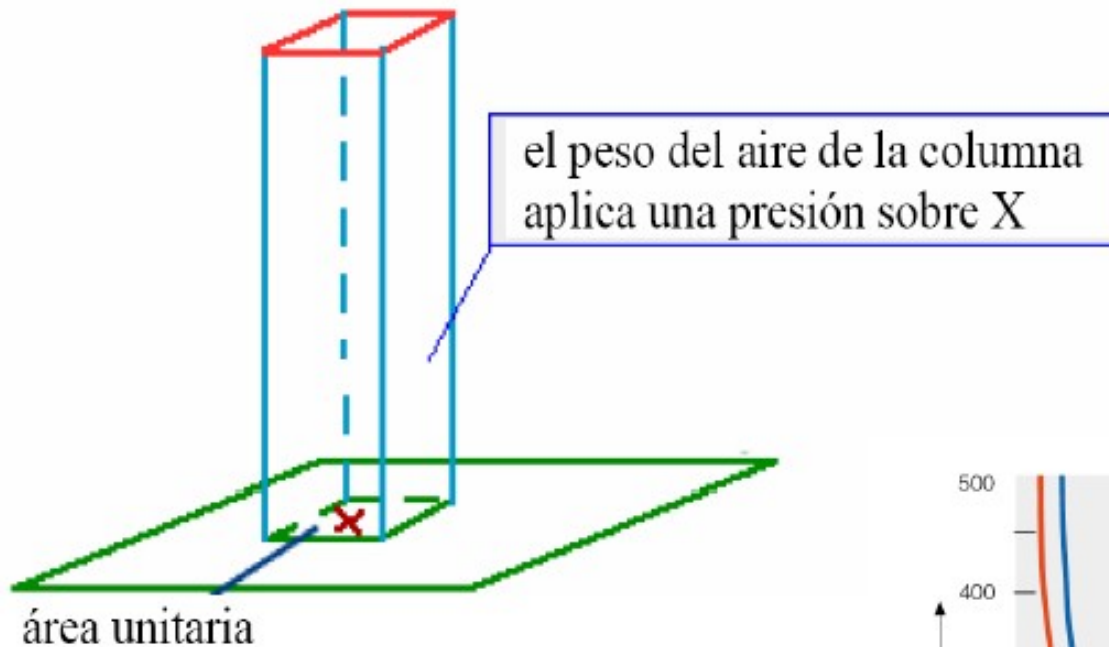
The pressure gradient between point 1 and point 2 is 4 mb per 100 km. The net force directed from higher toward lower pressure is the *pressure gradient force*.

$$\text{FGP} = \text{Diferencia de Presión} / \text{Distancia}$$

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
- Estos balances junto a la ecuación de estado permiten aprender mucho sobre la circulación en la atmósfera y océanos.

Dirección vertical



Si hay más presión abajo que arriba, ¿por que el aire no se va hacia arriba?

$$P = F / \text{área}$$

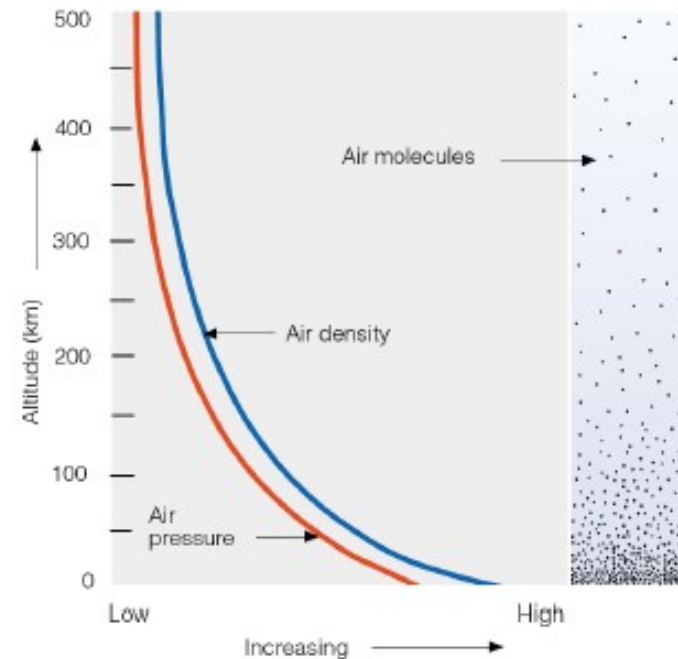


FIGURE 1.5 Both air pressure and air density decrease with increasing altitude.

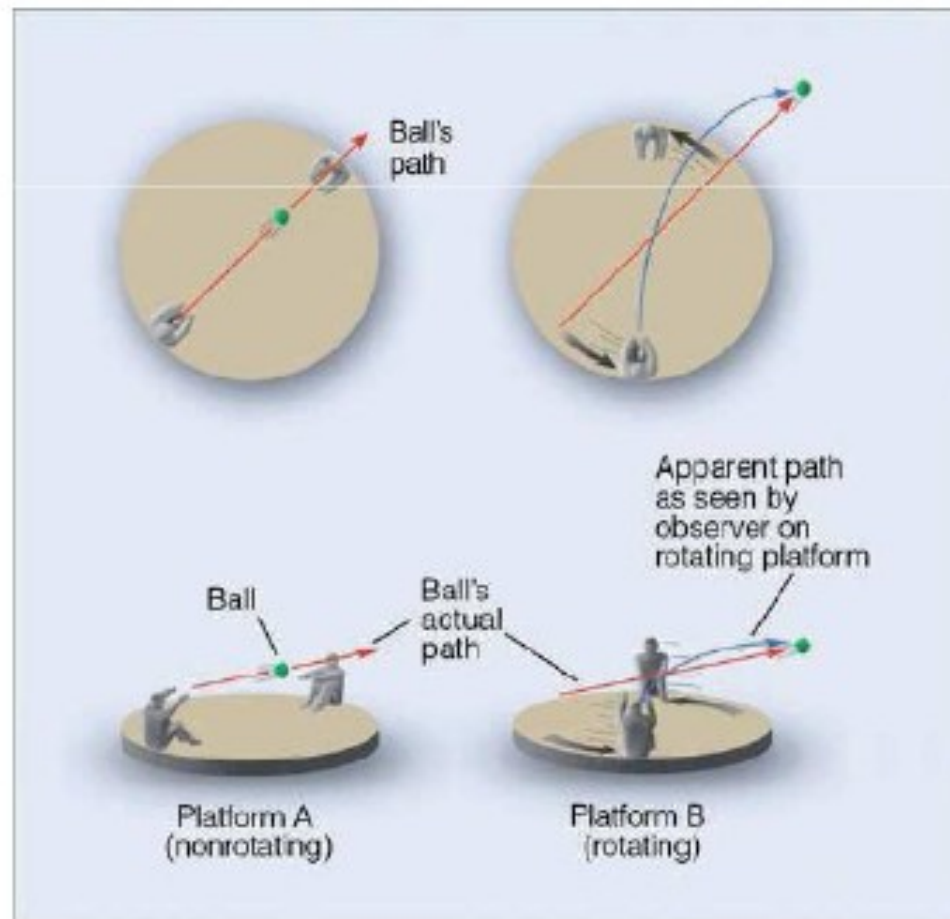
Equilibrio hidrostático

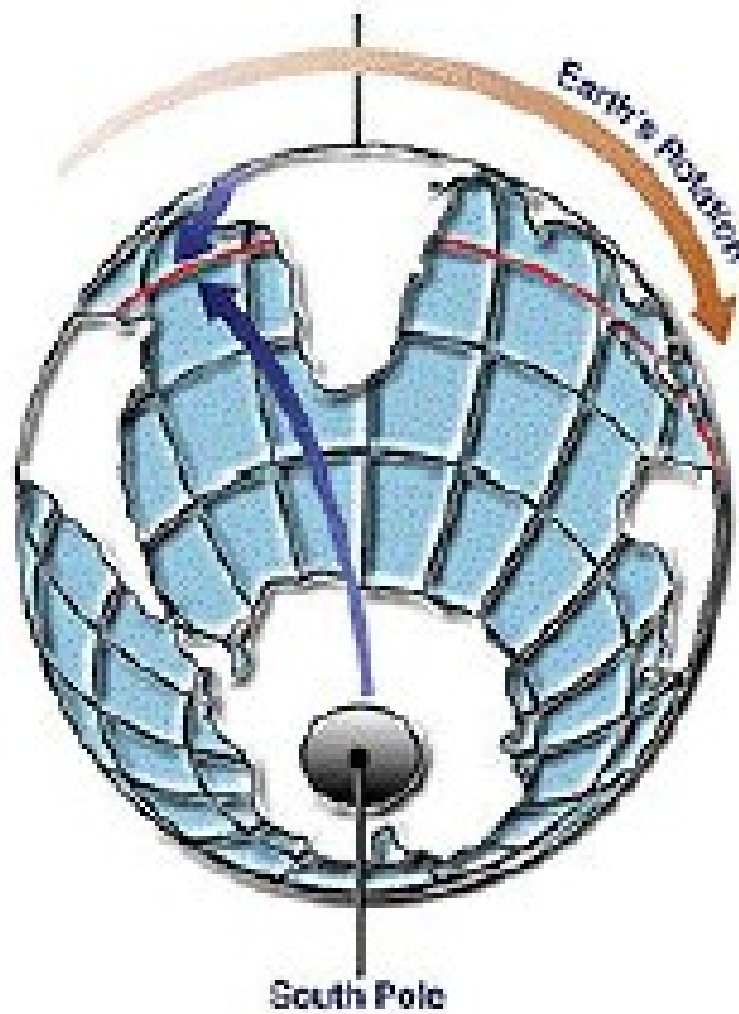
- $F_{GP_z} = P$
 - $dp/dz = -\rho g$
- Balance entre la fuerza gradiente de presión en la dirección vertical y el peso.
- Lejos de las regiones con convección la atmósfera se encuentra en equilibrio hidrostático

Dirección horizontal

CORIOLIS

- Coriolis: es una fuerza aparente que existe debido a la rotación de la Tierra.





Southern Hemisphere



Northern Hemisphere

CORIOLIS

- Causa que el viento se desvíe hacia la derecha de su trayectoria en el Hemisferio Norte
- Causa que el viento se desvíe hacia la izquierda de su trayectoria en el Hemisferio Sur
- Coriolis aumenta con la velocidad del objeto
- Coriolis aumenta con la latitud
- Actúa perpendicular a la dirección de movimiento, influenciando sólo la dirección del mismo pero nunca la magnitud de su velocidad

Equilibrio Geostrófico

- Para escalas grandes (>500 km en atm, >50 km en oceano) fuera del ecuador
- En atmósfera libre → FR despreciable
- Balance entre aceleración de Coriolis y gradiente de presión en la dirección horizontal

De la ecuación: $\rho * a + FC = FGP + FR$

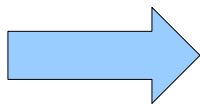
queda $FC = FGP$

Eq. geostrofico: $FC_x = FGP_x$

$$FC_y = FGP_y$$

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

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



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

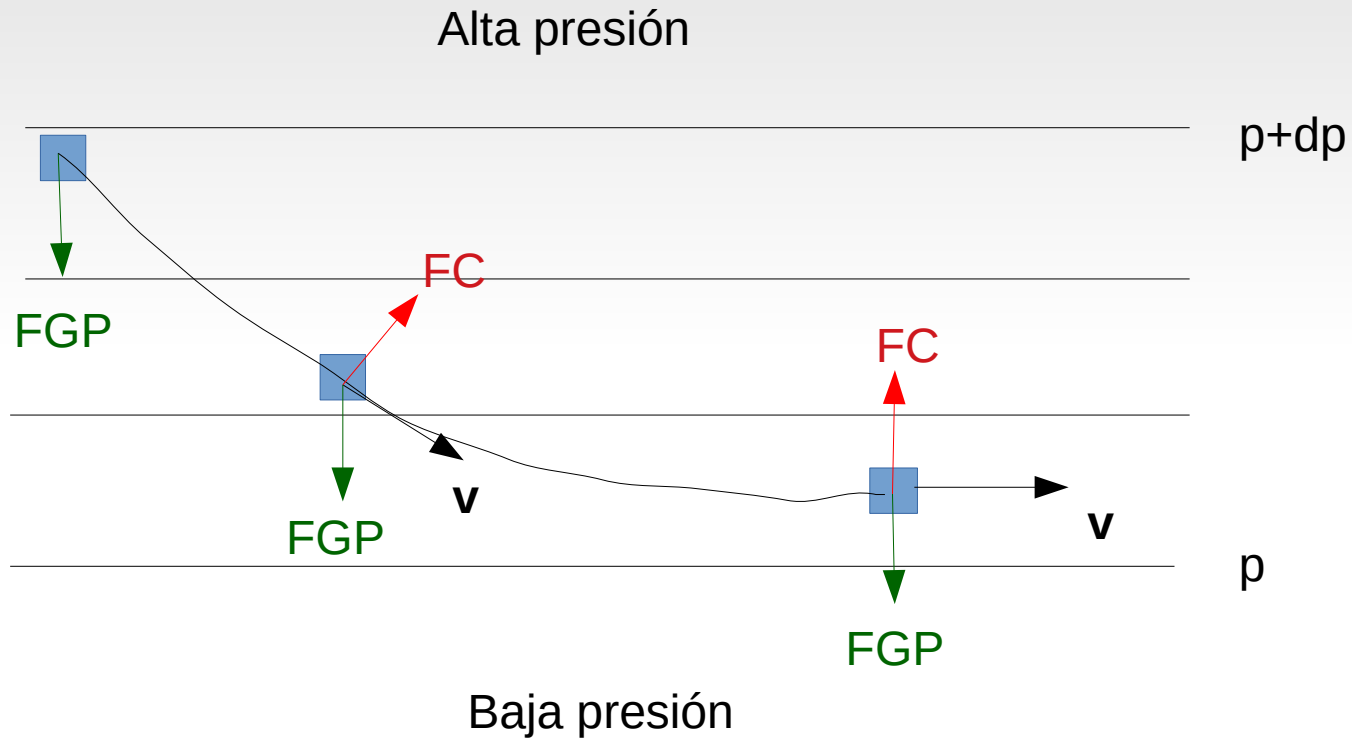
$$f u = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

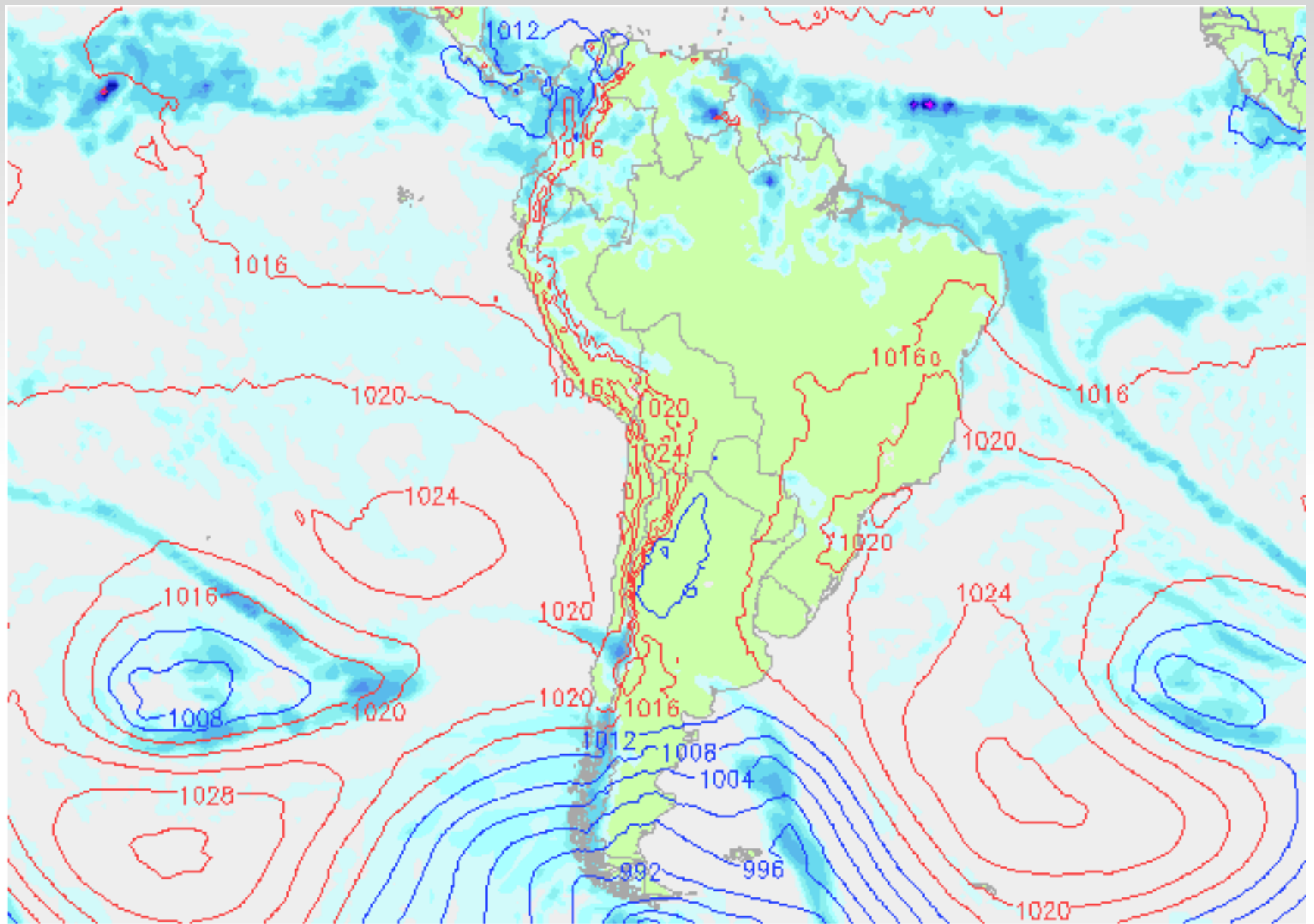
$$f = 2 \Omega \sin \phi$$

Viento (flujo) geostrófico

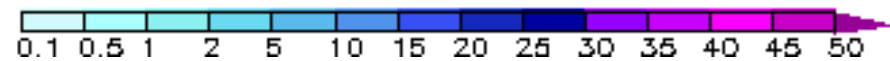
Trayectoria de una parcela de aire originalmente en reposo sometida a un gradiente de presión uniforme.

Ejemplo para **hemisferio sur**.



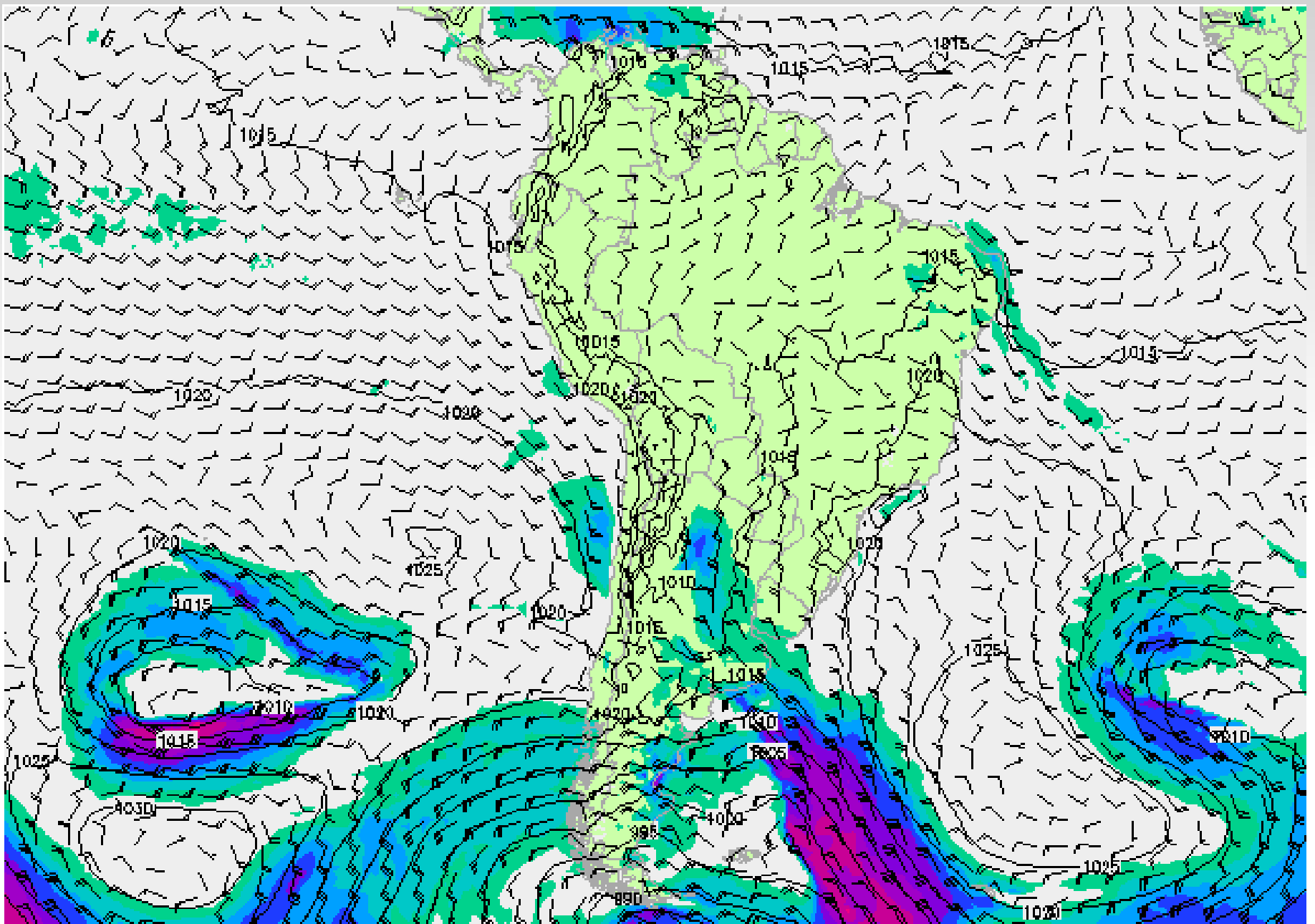


Precipitation [mm] GFS



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

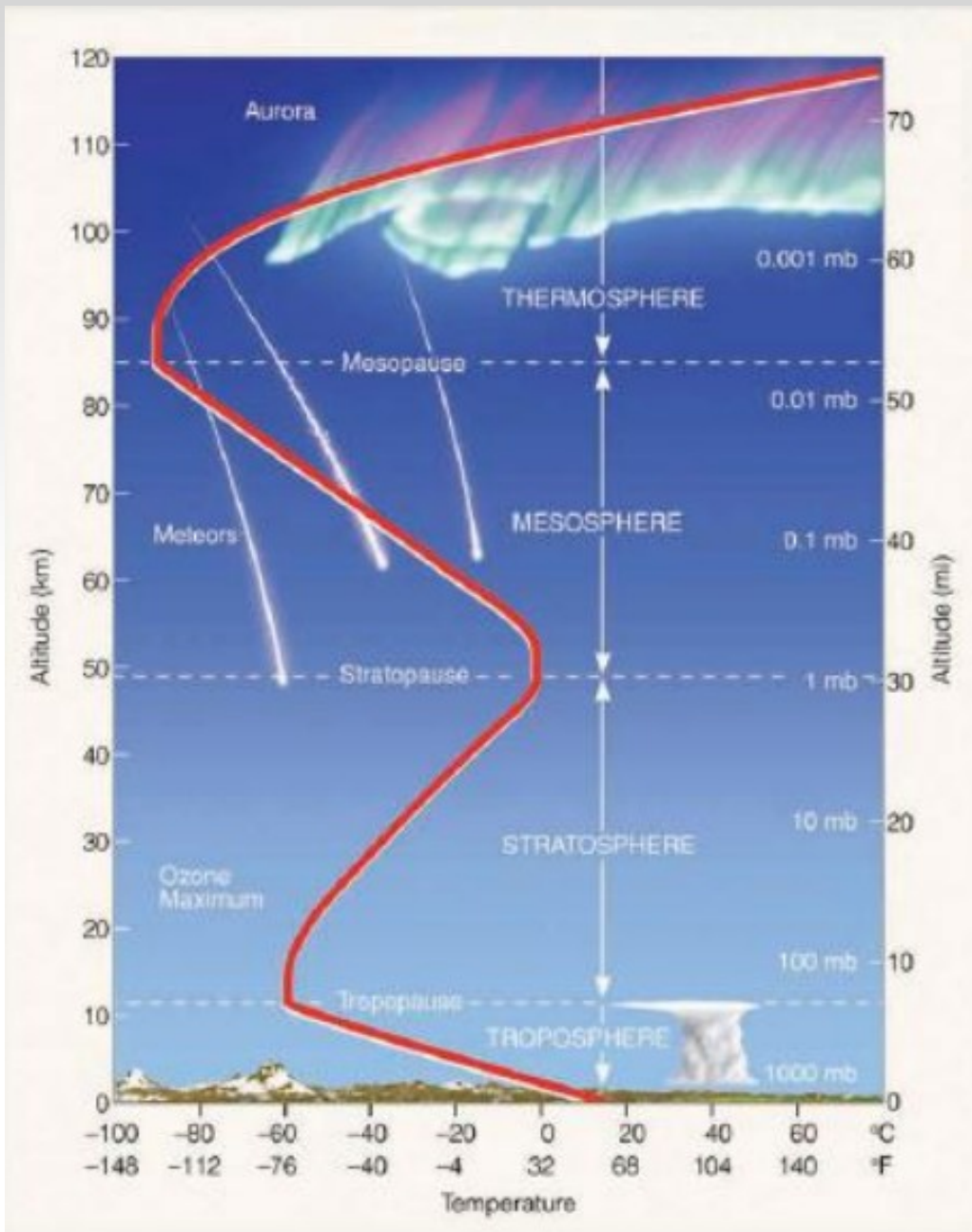
Ecuación de estado

- Para la atmósfera
 - Ley de gases ideales: $p = \rho RT$
- Para el océano
 - $\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$
 - α y β son constantes positivas
 - $\rho_0 = 1028 \text{ kg/m}^3$, $T_0 = 10 \text{ C}$, $S_0 = 35$

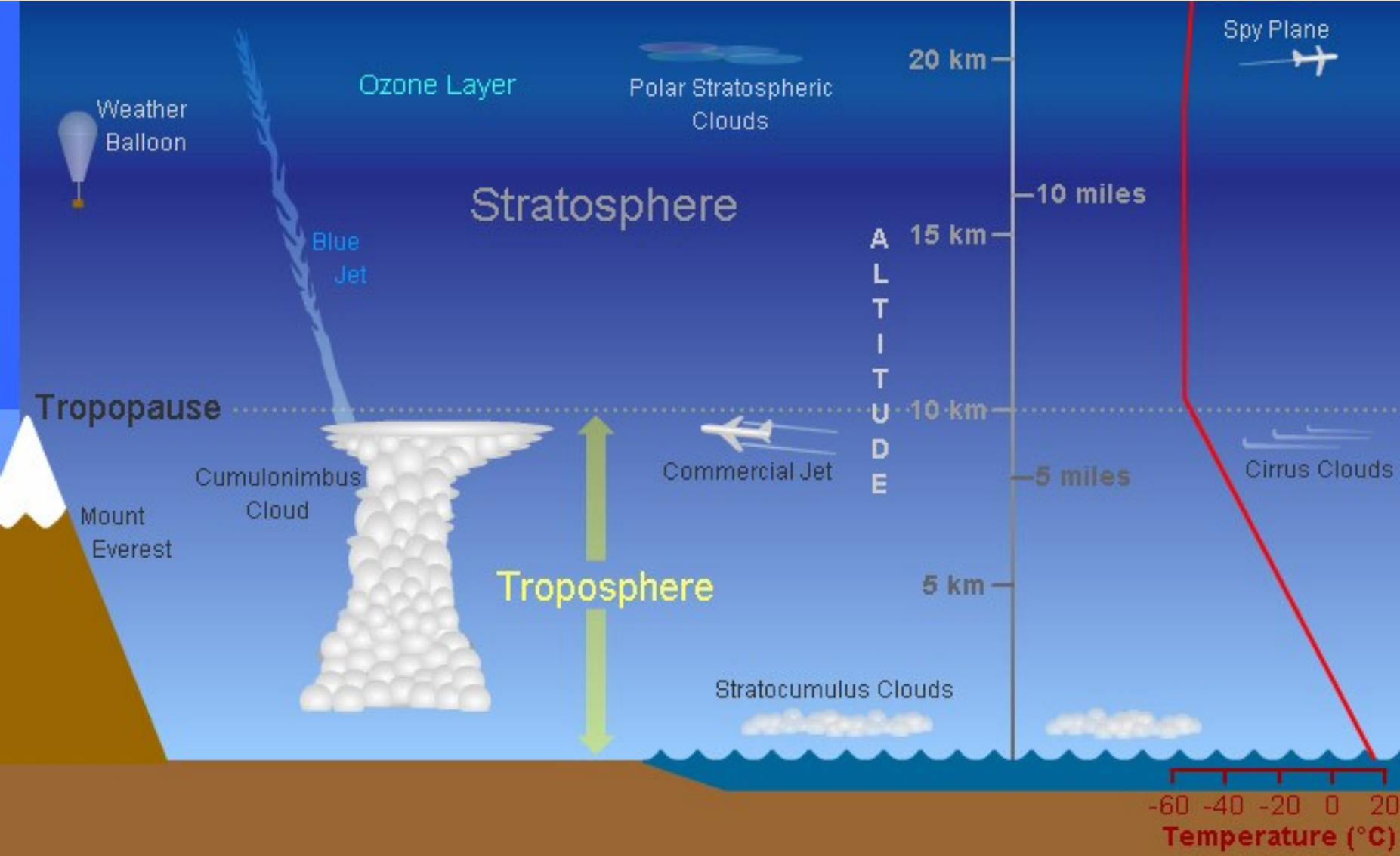
Circulación general de la atmósfera

Preguntas

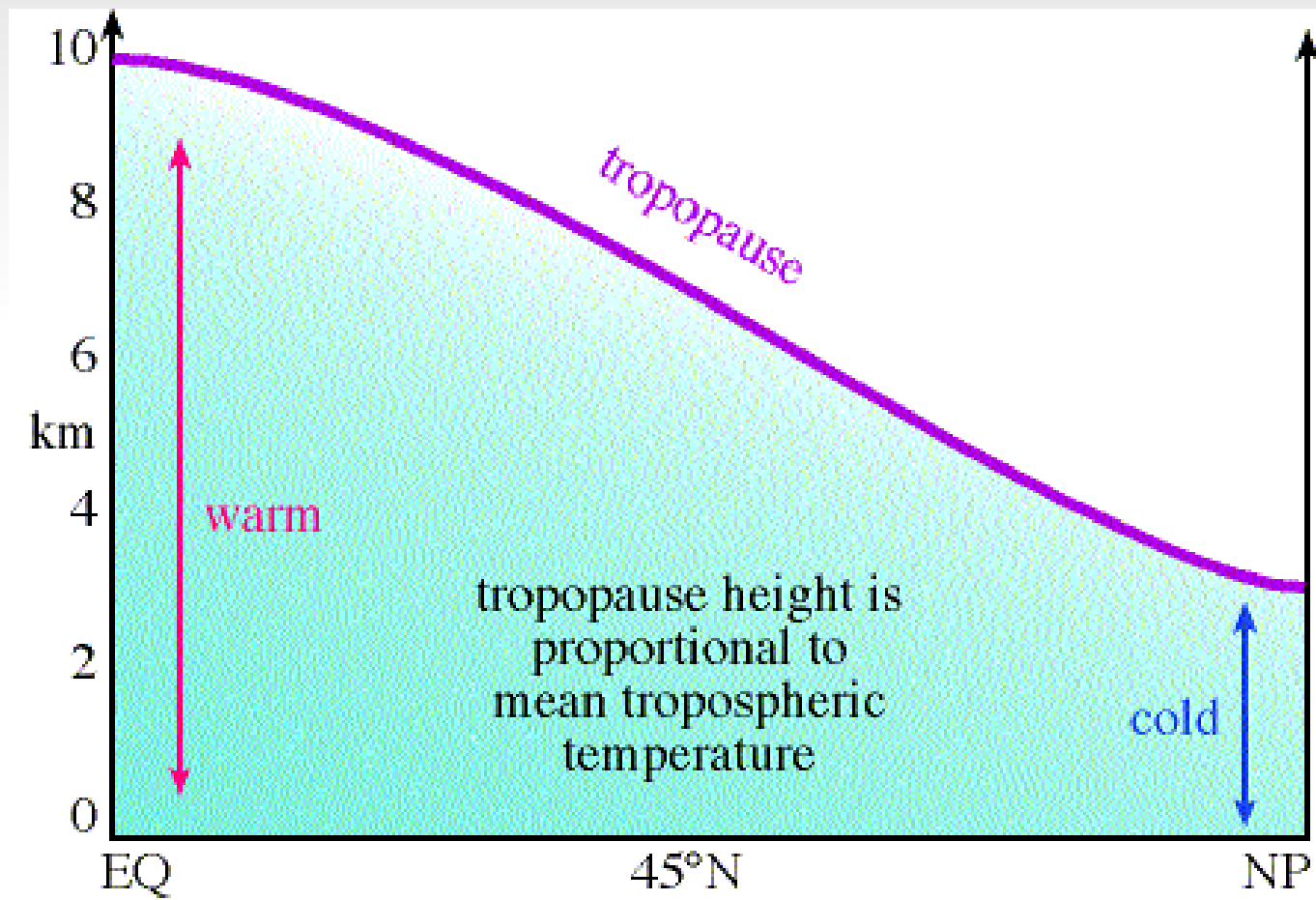
- ¿Por qué se mueve la atmósfera?
- ¿Dónde es más turbulenta: en los trópicos o latitudes medias?
- ¿Por que aparecen 3 celdas verticales en cada hemisferio?



La tropósfera contiene el 75%-80% de la masa de la atmósfera y es donde ocurren los fenómenos meteorológicos que caracterizan el tiempo.

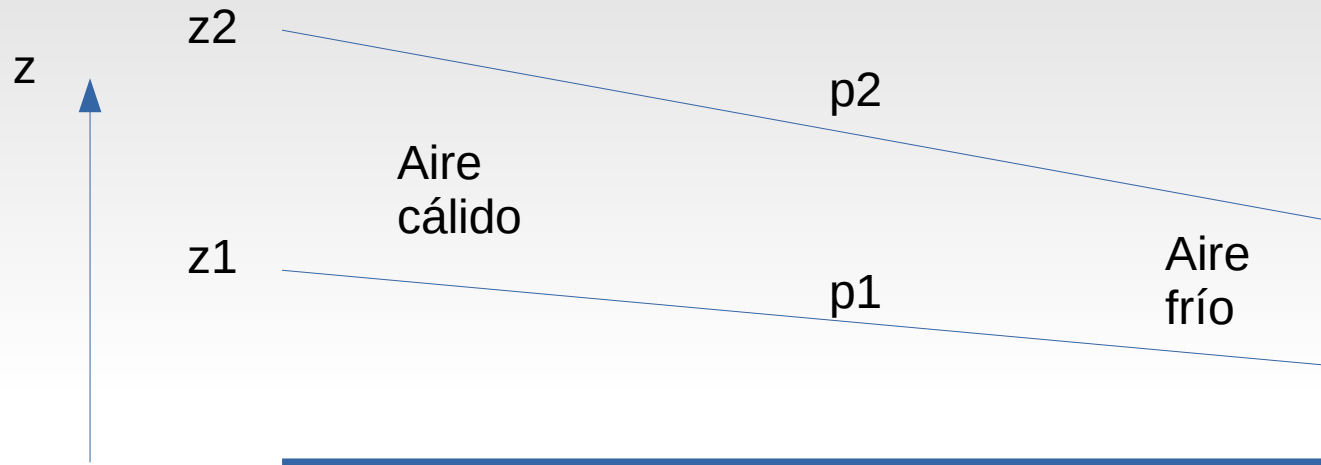


Altura de la tropopausa



Ecuación hipsométrica: ecuación de estado + ecuación hidrostática.

Relaciona distribución de masa en altura con temperatura de la columna atmosférica.

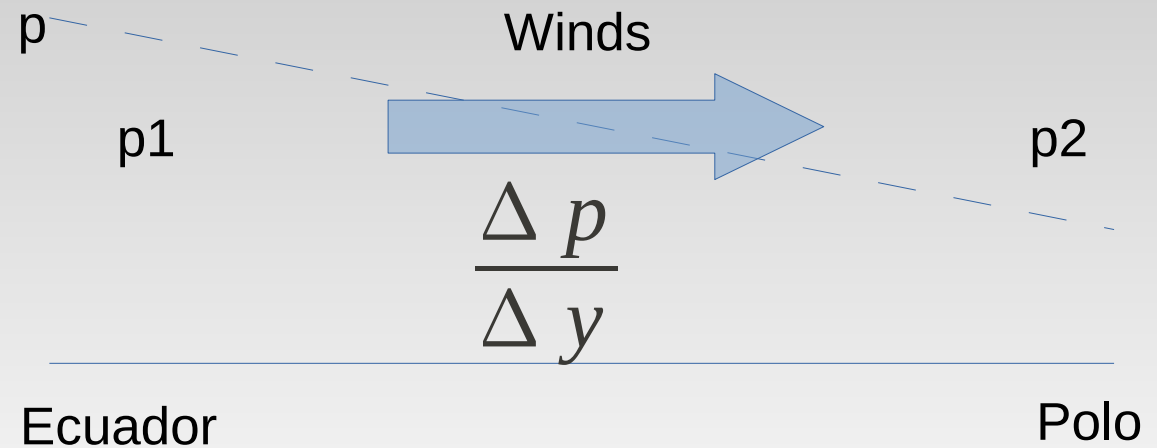


El espesor de la capa entre p_1 y p_2 depende de la T media en la capa

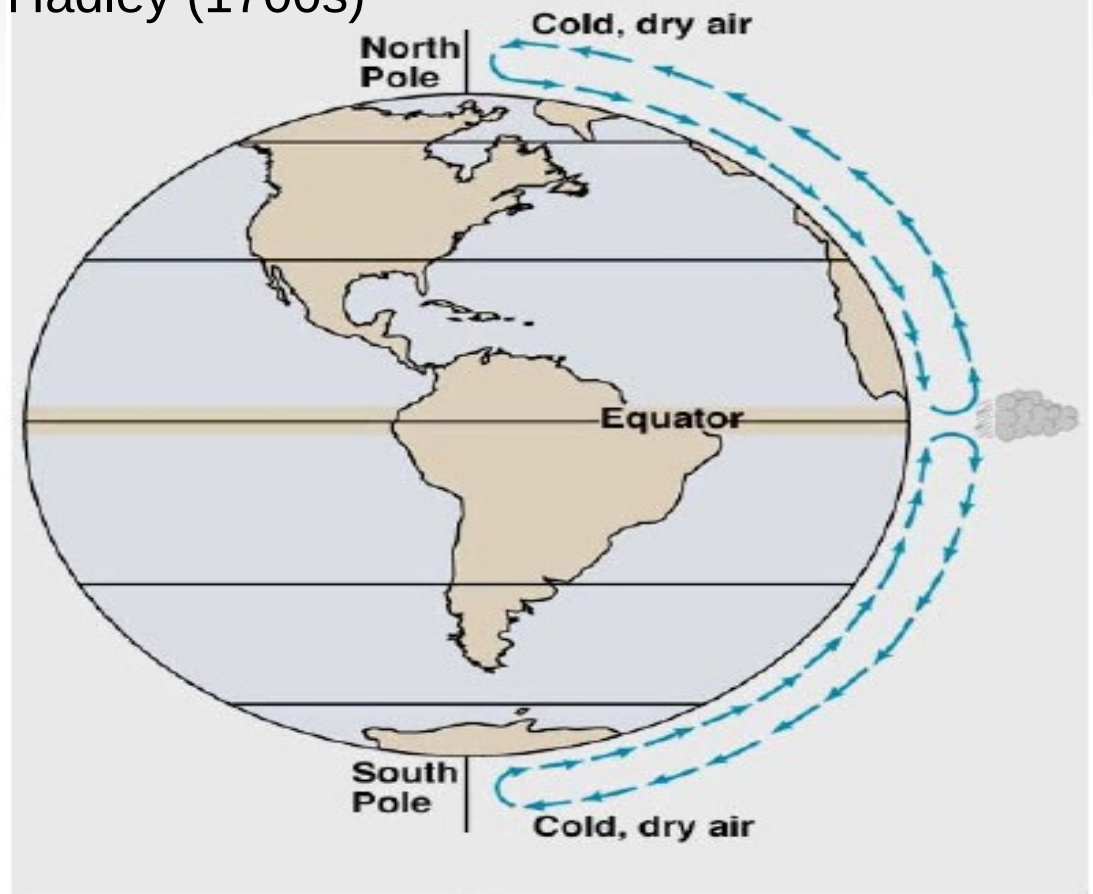
$$z_2 - z_1 = \int_{p_2}^{p_1} \frac{RT}{g} \frac{dp}{p} = \frac{R\bar{T}}{g} \ln(p_1/p_2)$$

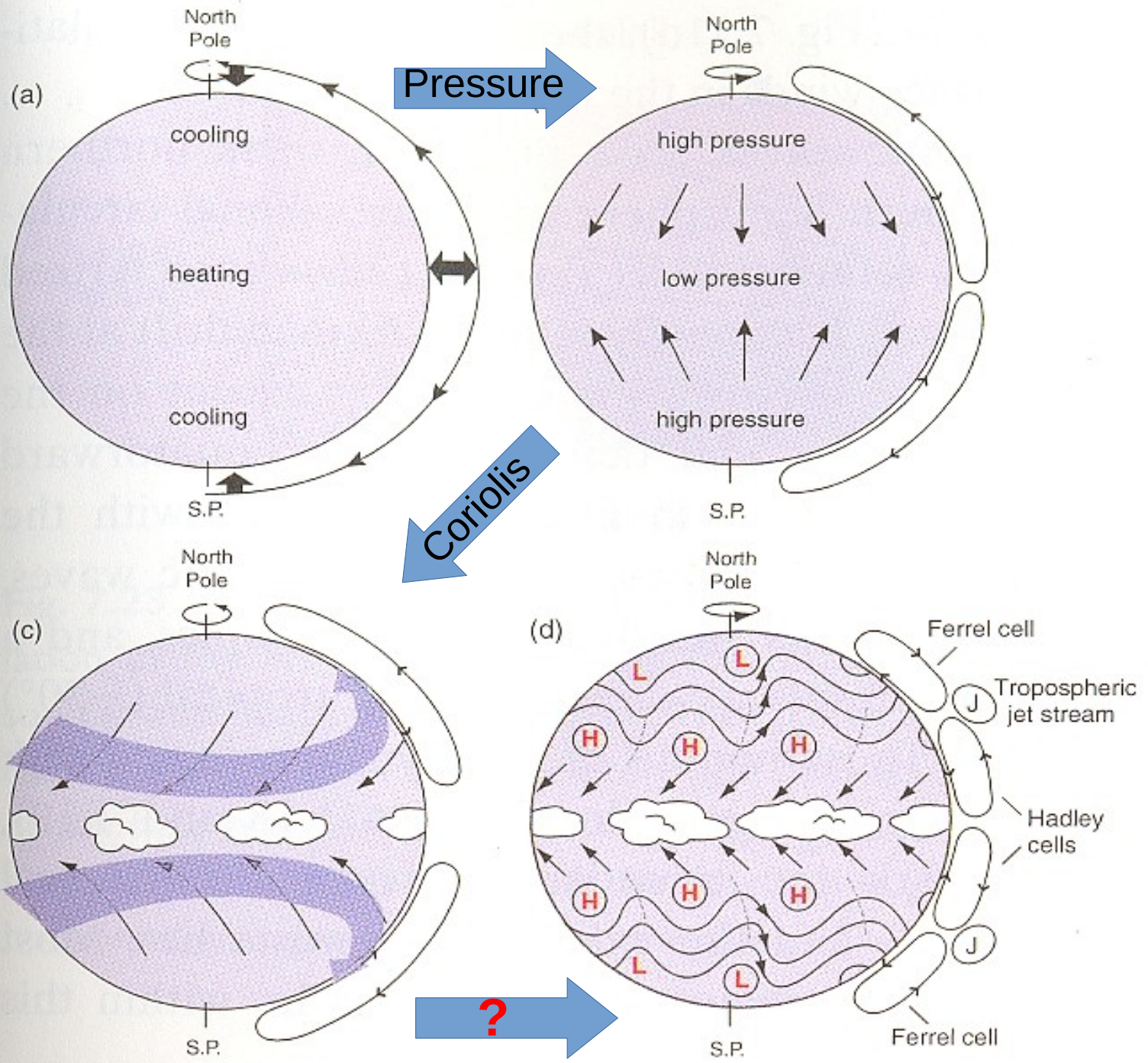
Debido a la pendiente de las superficies isobaras entre polo y ecuador se inducirá un viento en altura

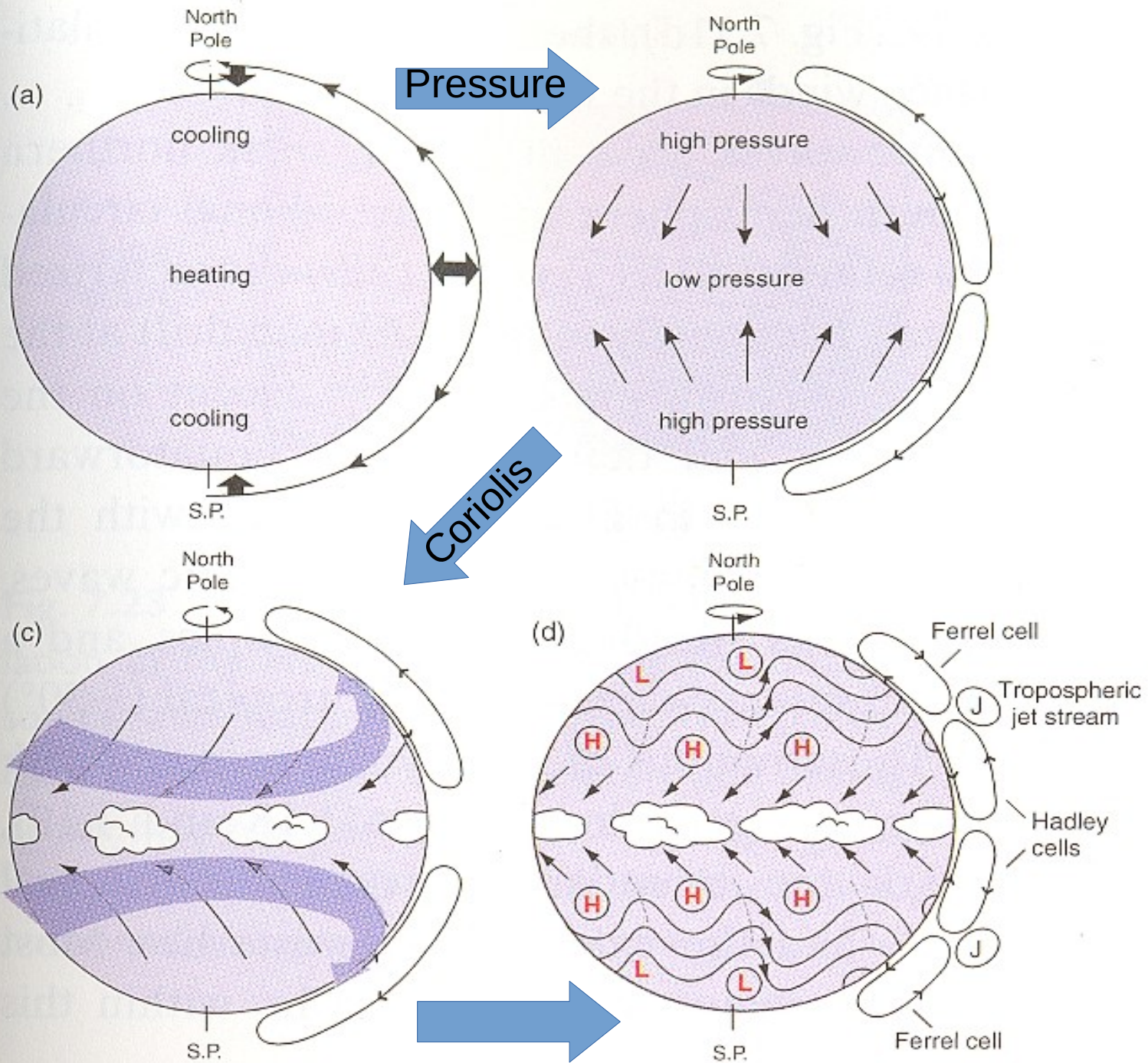
El flujo de masa hacia los polos causará que baje la presión de superficie en los trópicos y aumente en los polos induciendo un flujo hacia el ecuador en superficie.



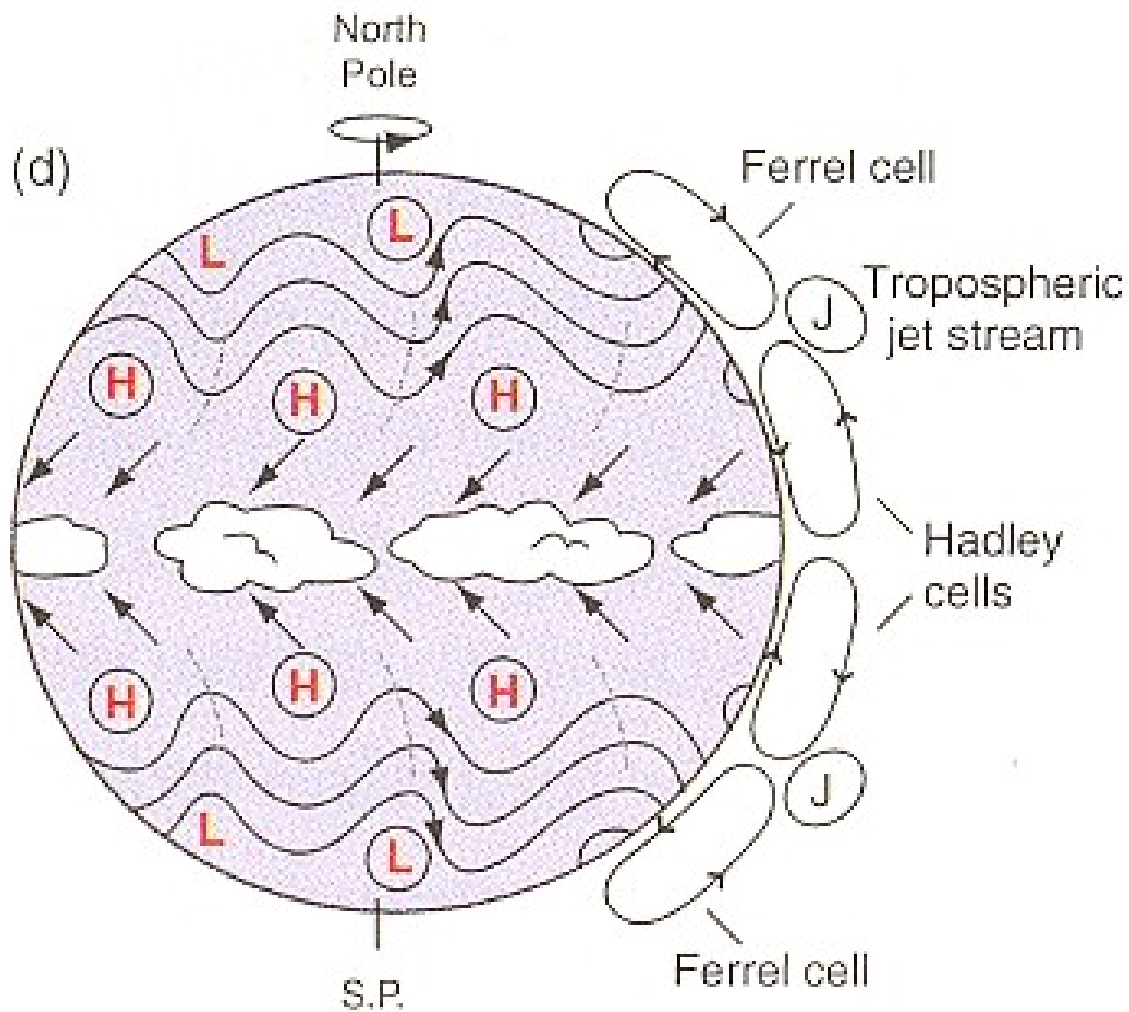
Hadley (1700s)







Rotación terrestre rápida



Extra-tropicos
 Latitudes medias
 y altas

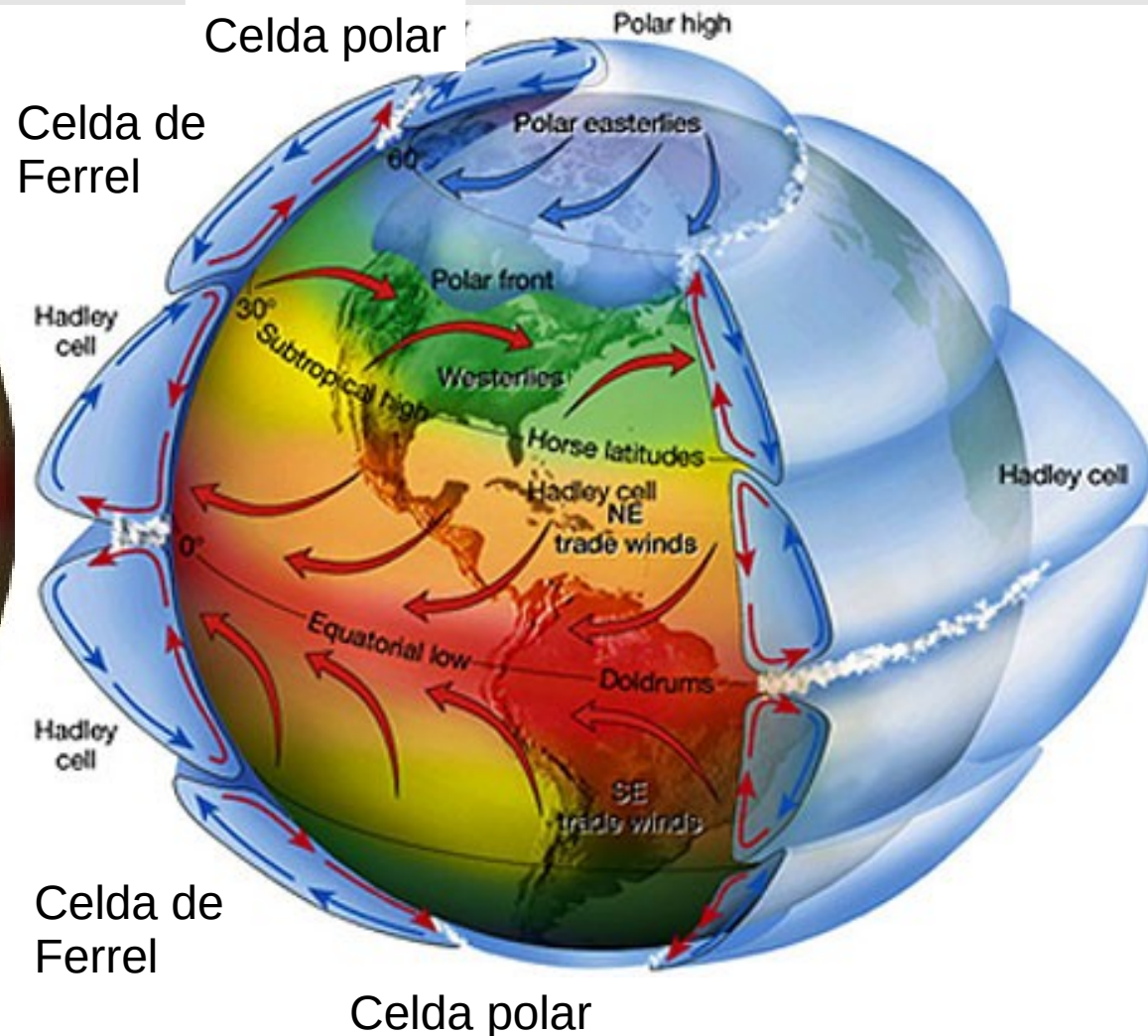
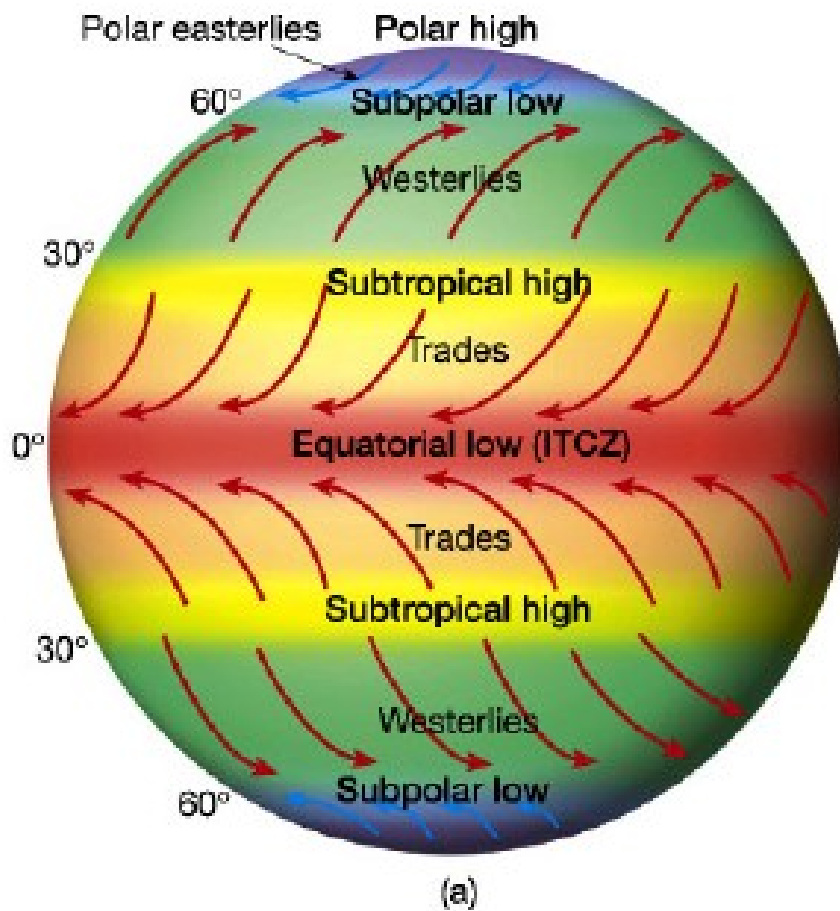
Tropicos

Extra-tropicos
 Latitudes medias
 y altas

Esquema de la circulación en ausencia de continentes

En superficie se generan cinturones de alta y baja presión

3 celdas verticales en cada hemisferio: Hadley, Ferrel y polar



Trópicos

(dominados por ascenso en región ecuatorial)

Celda de Hadley

La circulación de Hadley se limita a los trópicos

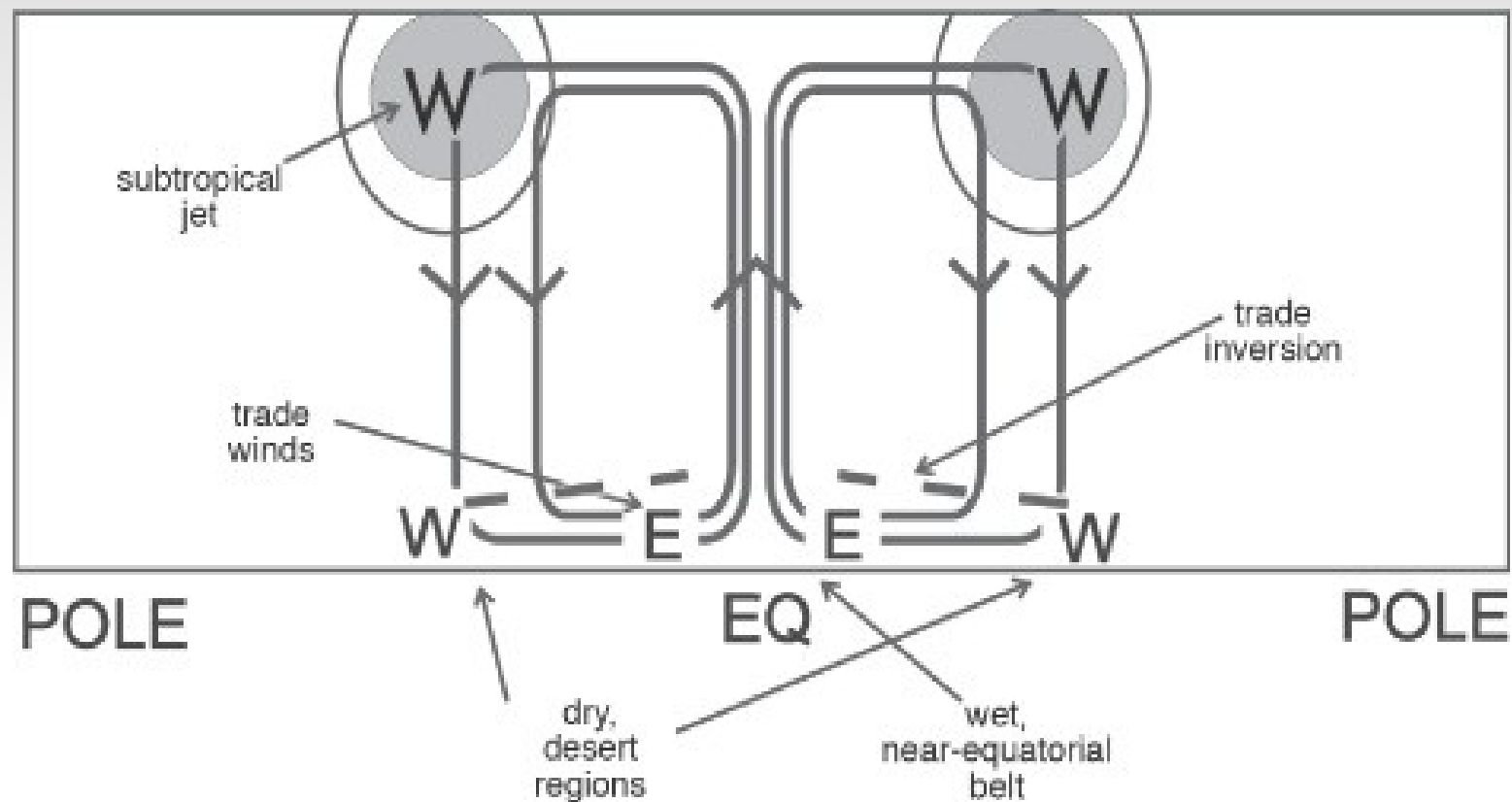
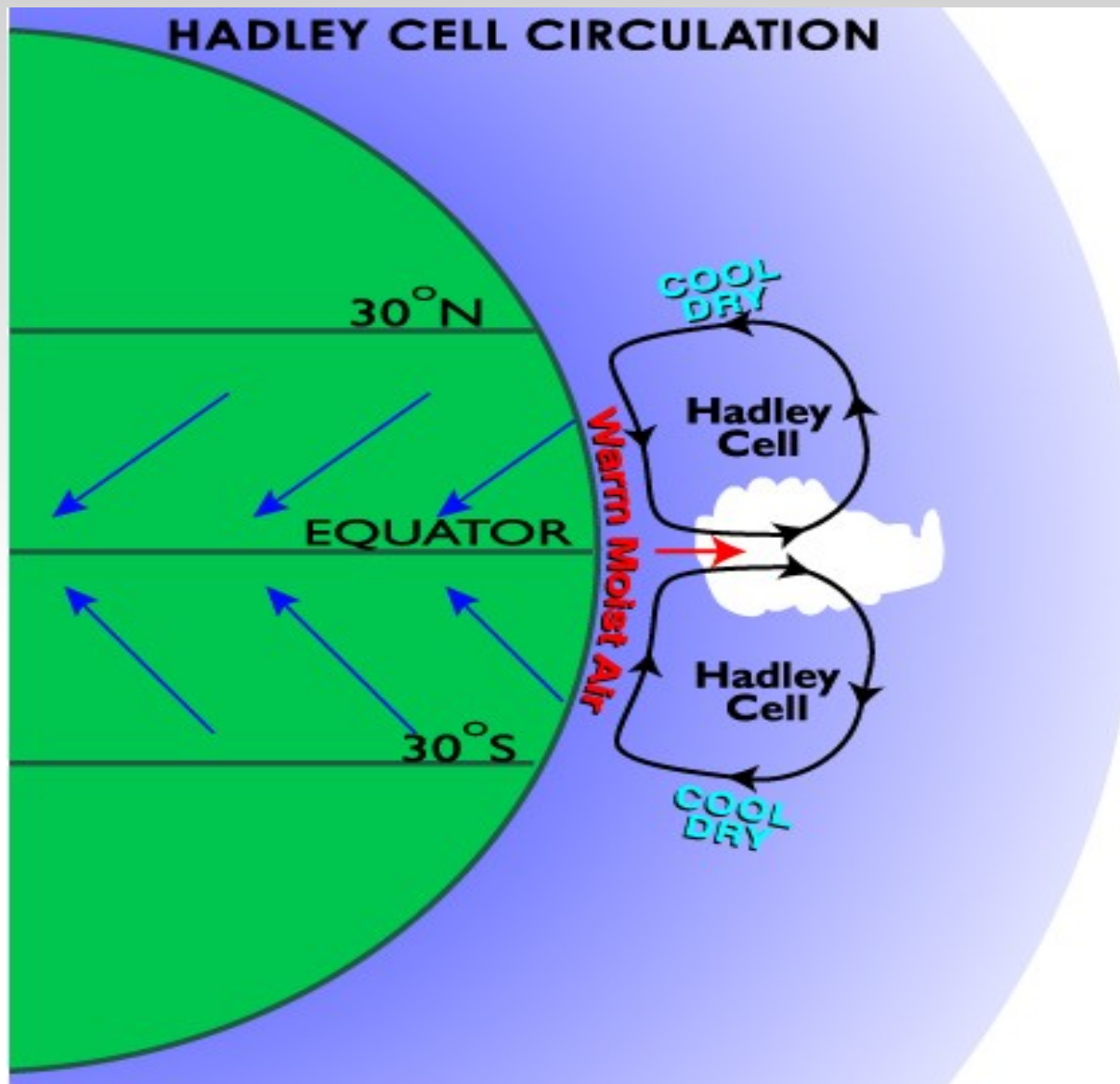


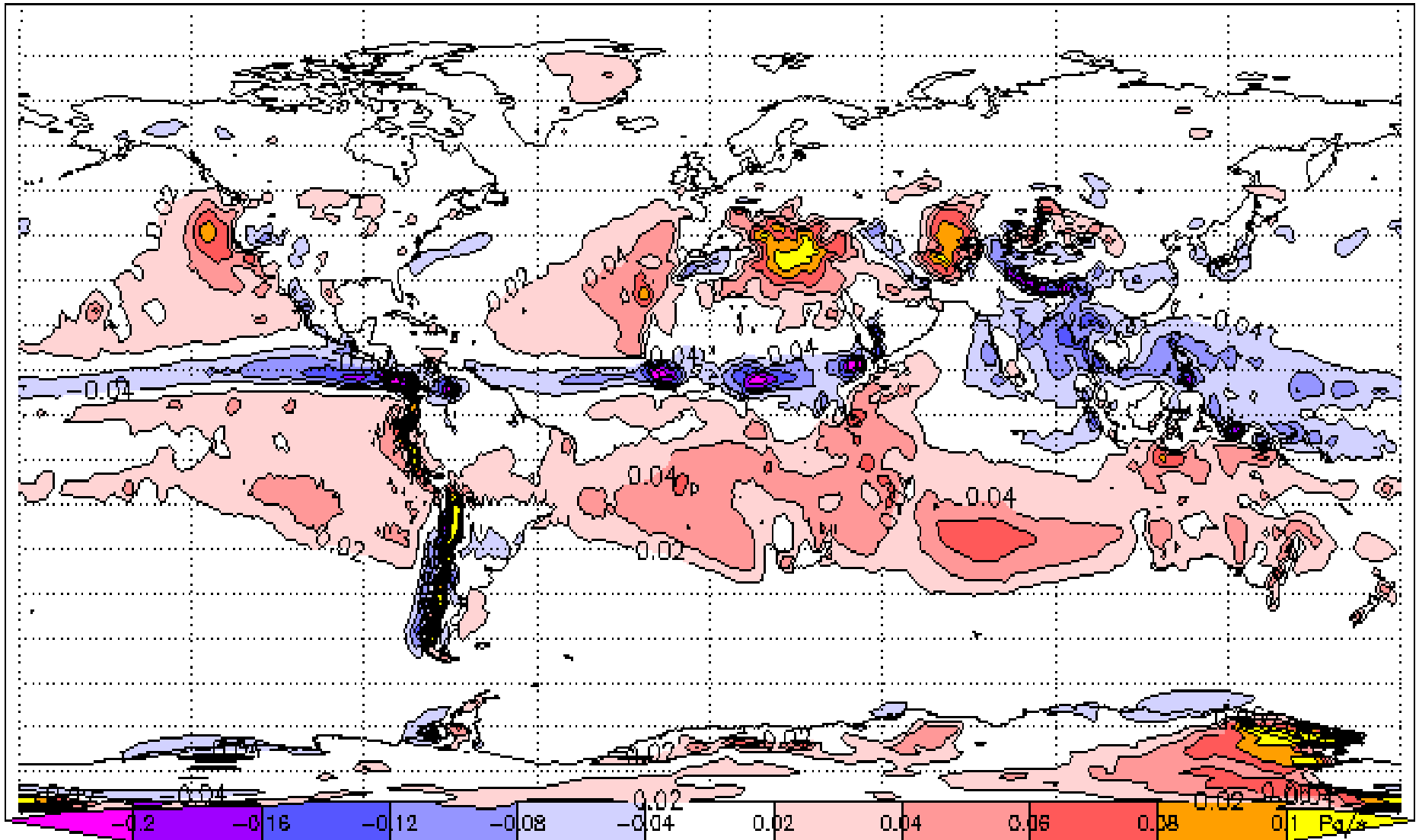
Figure 8.5: A schematic diagram of the Hadley circulation and its associated zonal flows and surface circulation.

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.



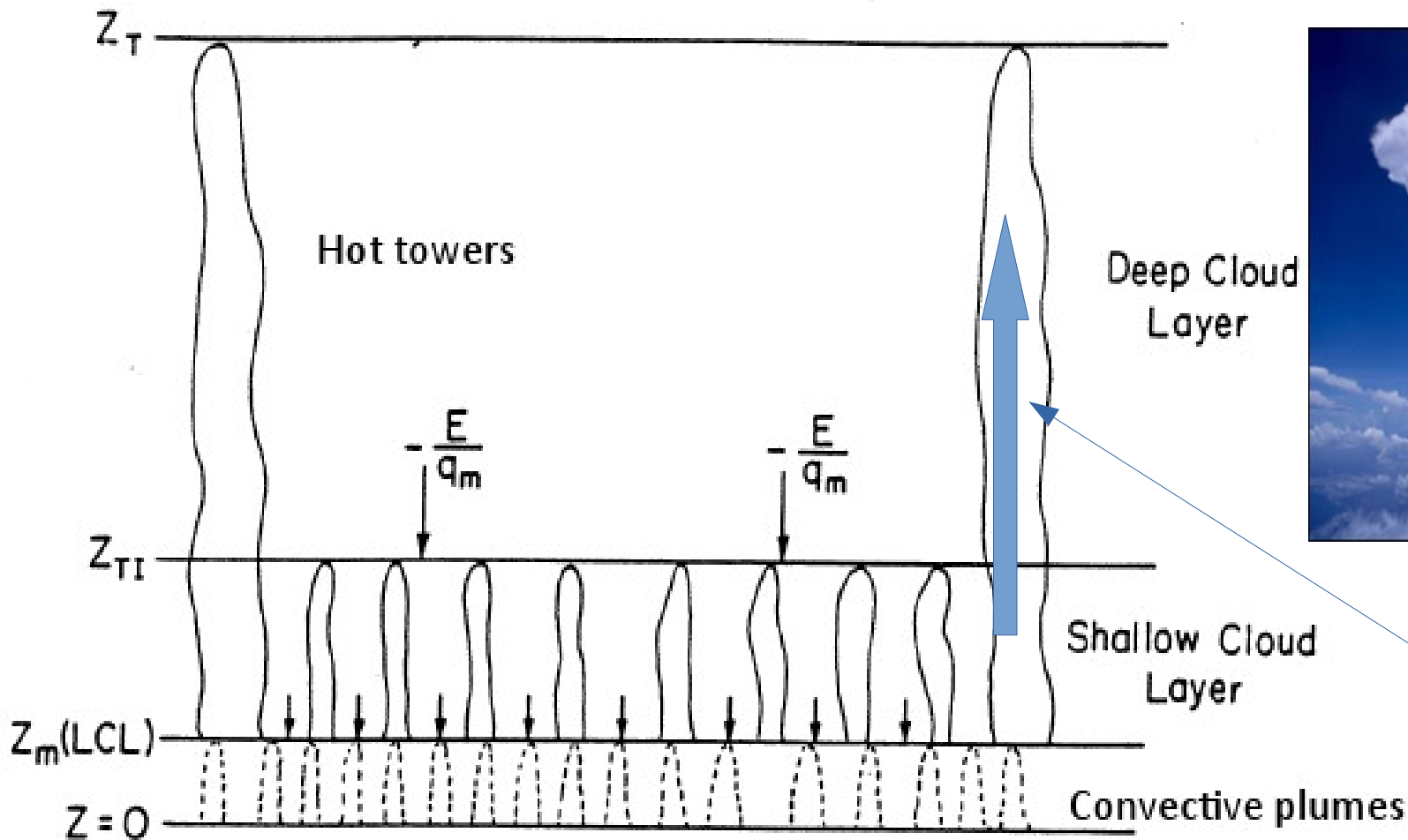
En la región de ascenso de la celda de Hadley la atmósfera es muy inestable y se genera convección y lluvias muy intensas.

Velocidad vertical en 500 hPa



Velocidad vertical es positiva hacia abajo, negativa hacia arriba

En la zona de ascenso de la circulación de Hadley existe convección profunda en forma de “hot towers”

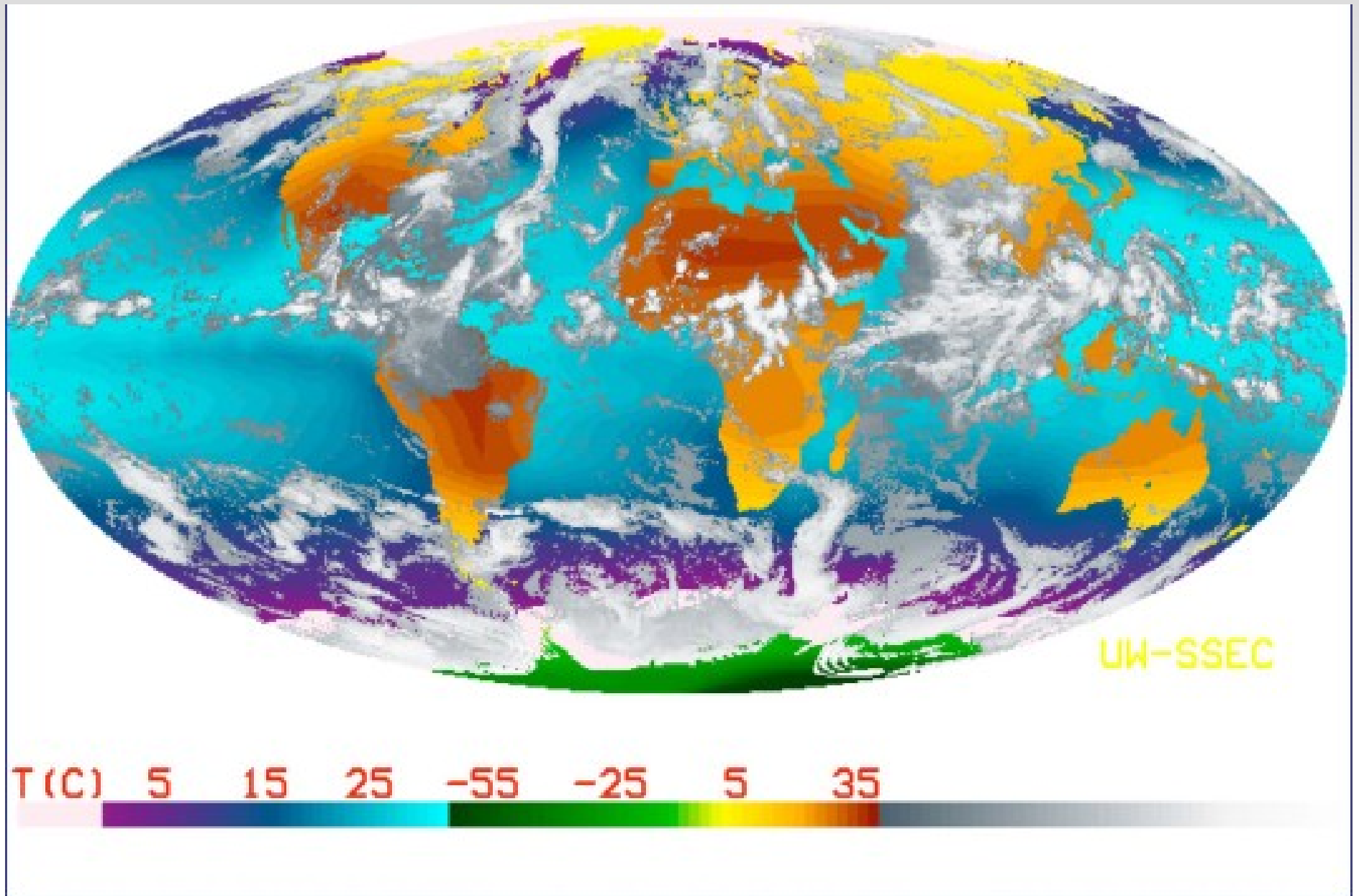


Movimientos ascendentes
10 cm/s

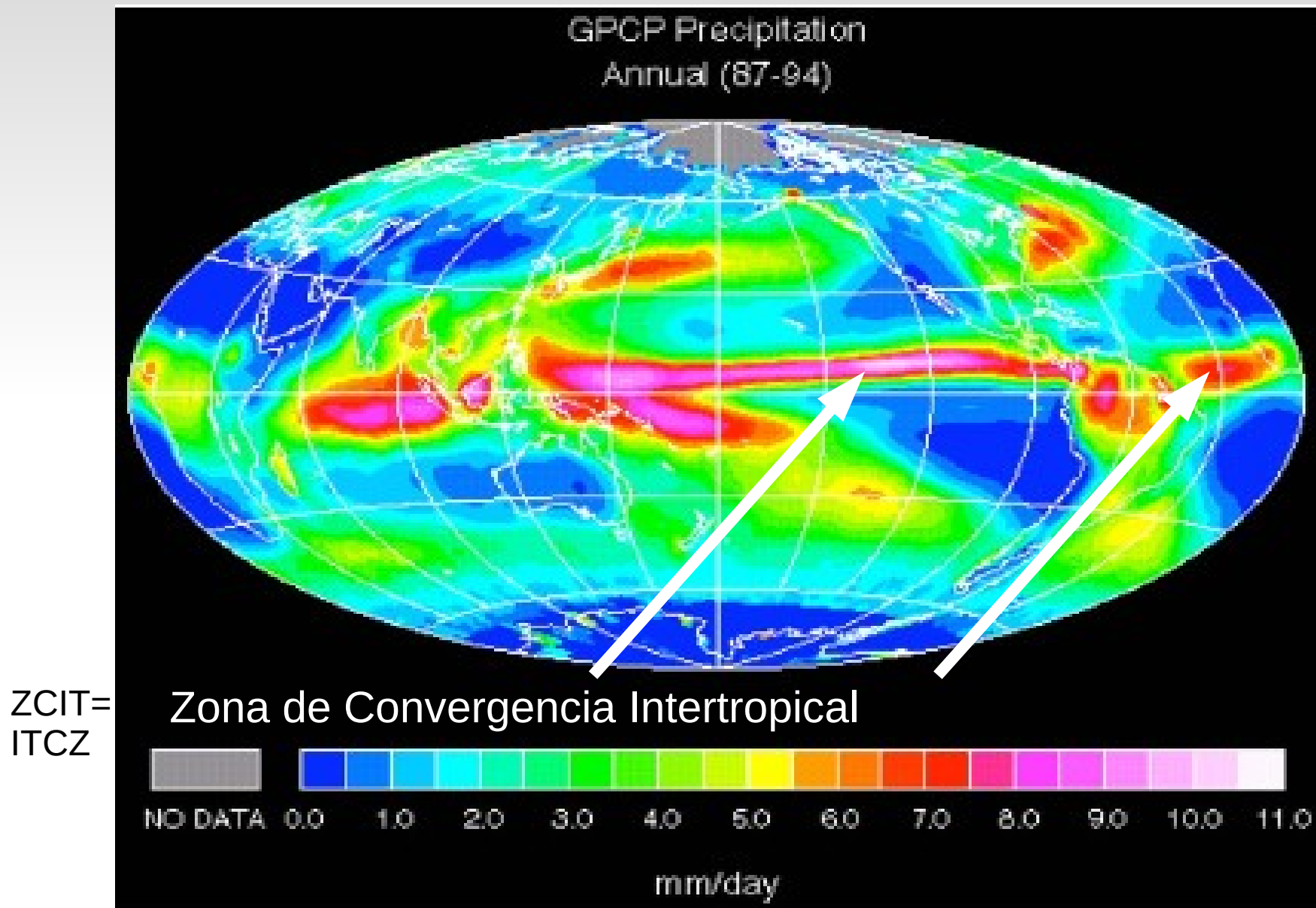
Fig. 2. The model one-dimensional tropical atmosphere.

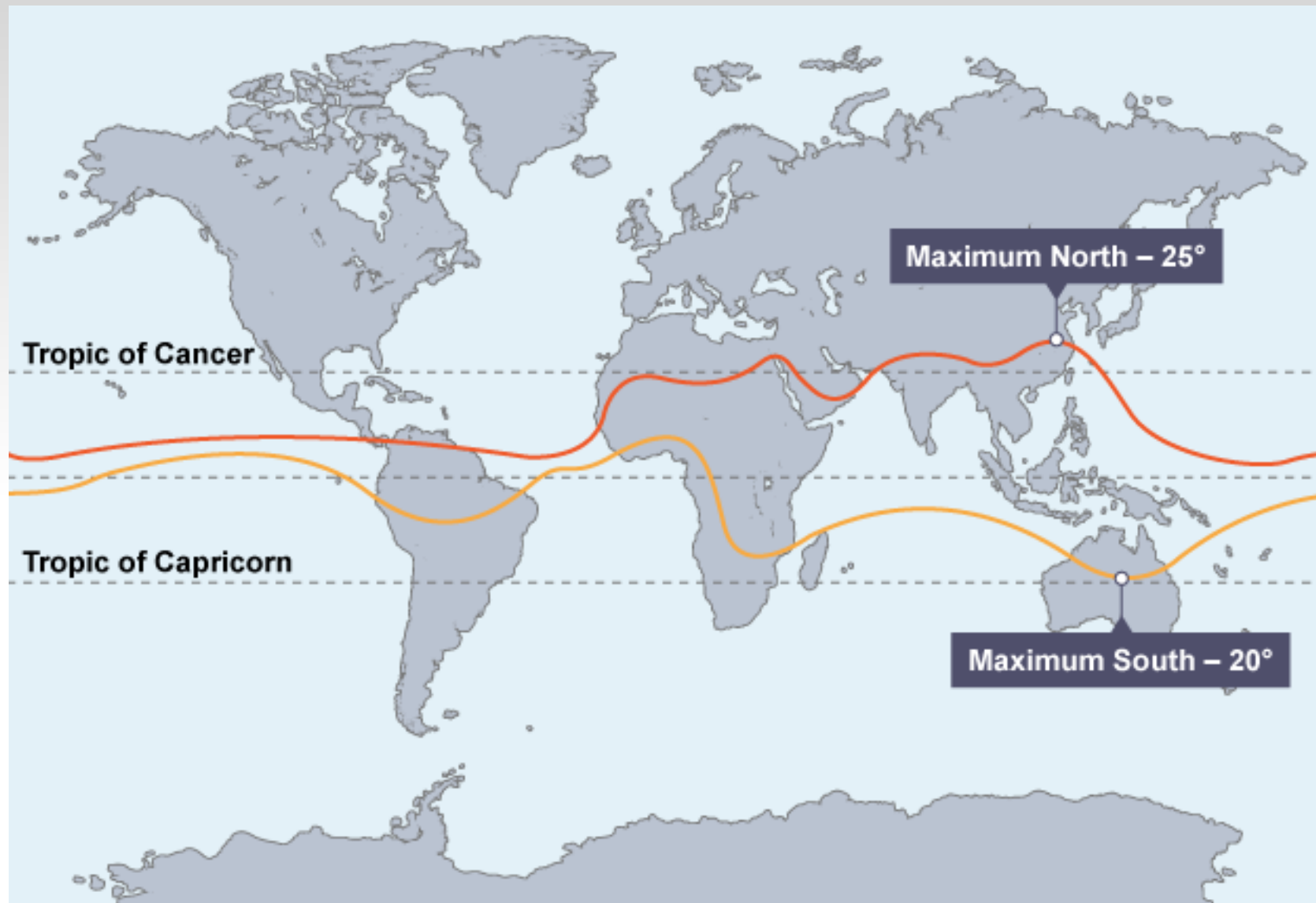
$$, z_m \approx 600 \text{ m}, z_{TI} \approx 2 \text{ km}, z_T \approx 16.5 \text{ km}.$$

Las “hot towers” ocupan un 2% de los trópicos en un instante de tiempo dado



Distribución media anual de precipitación.
Las regiones en rojo son las regiones de gran actividad convectiva



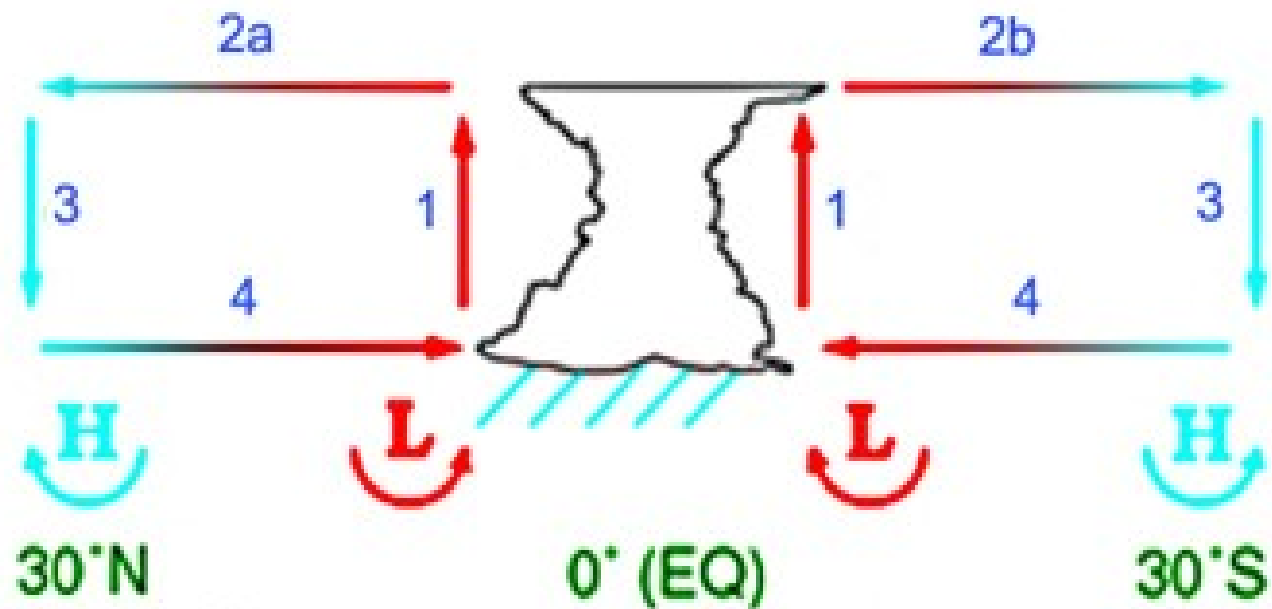


 ITCZ January

 ITCZ July

La circulación de Hadley transporta energía del ecuador hacia los subtrópicos

Hadley Cell Cross-Section



Extra-trópicos

(domina el equilibrio geostrófico)

Celda de Ferrel

Superficie

Dos comportamientos muy diferentes

Latitudes medias

Tropicos

0°

upper-level air stream

NE trade winds

SE trade winds

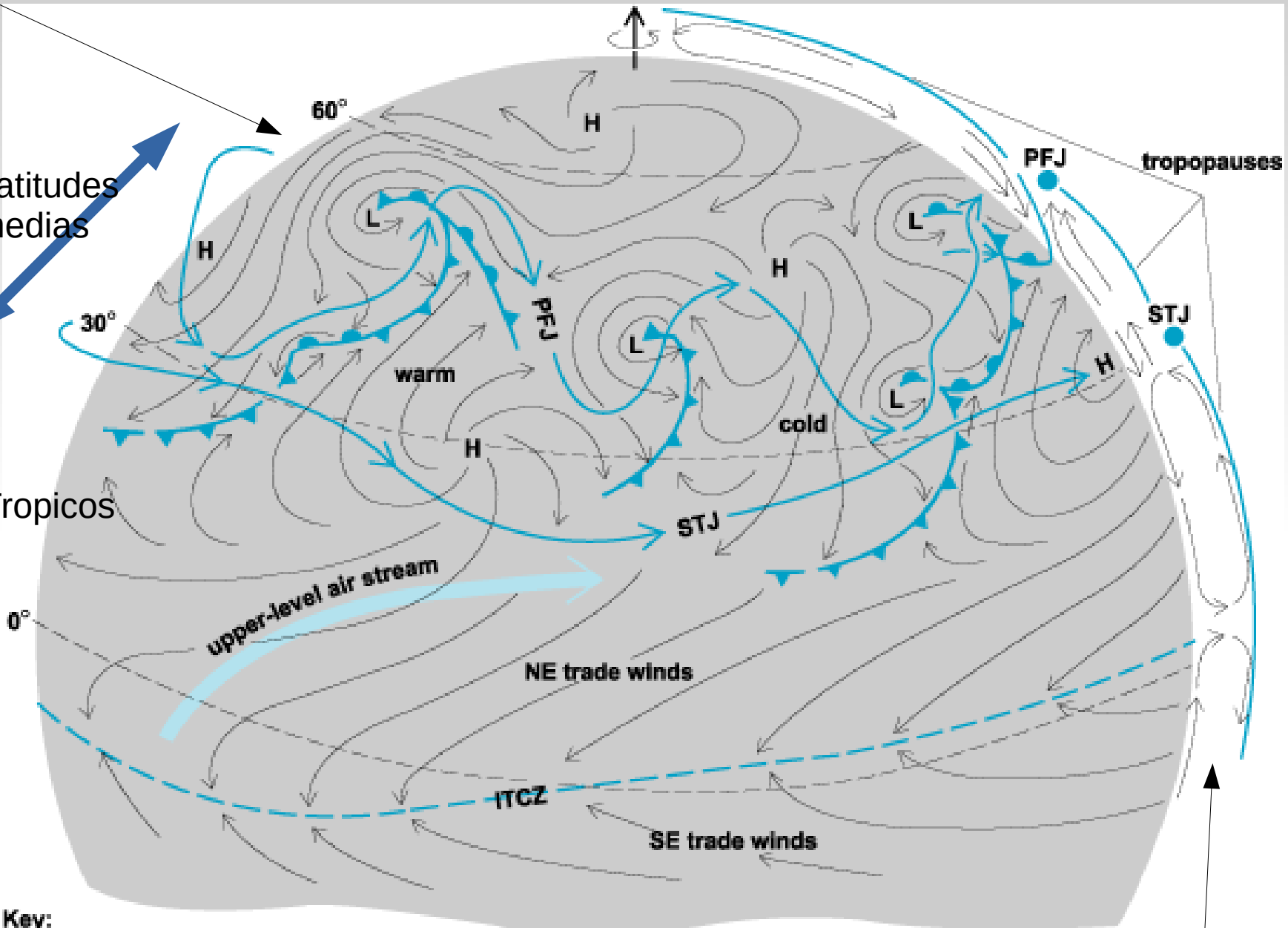
Key:

 cold front
 warm front

 airflow at Earth's surface
 jet streams

H high-pressure center
L low-pressure center

Plano vertical



Equilibrio Geostráfico

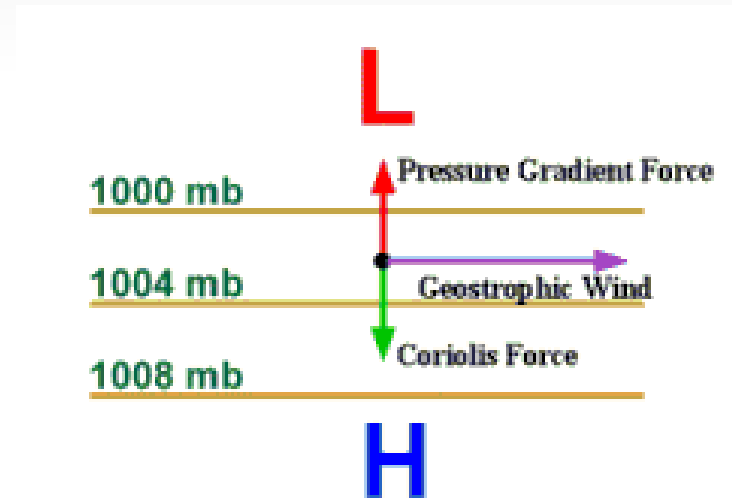
- Para escalas grandes (>500 km en atm, >50 km en oceano) fuera del ecuador
- Balance entre aceleración de Coriolis y gradiente de presión en la dirección horizontal

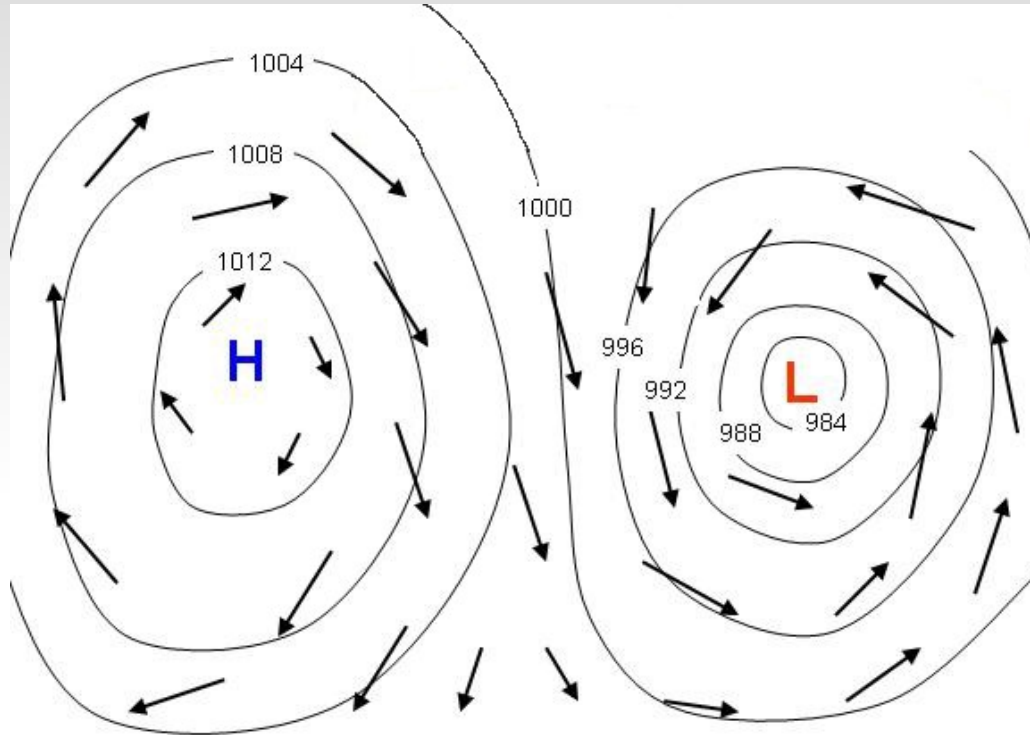
Viento (flujo) geostrofico

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

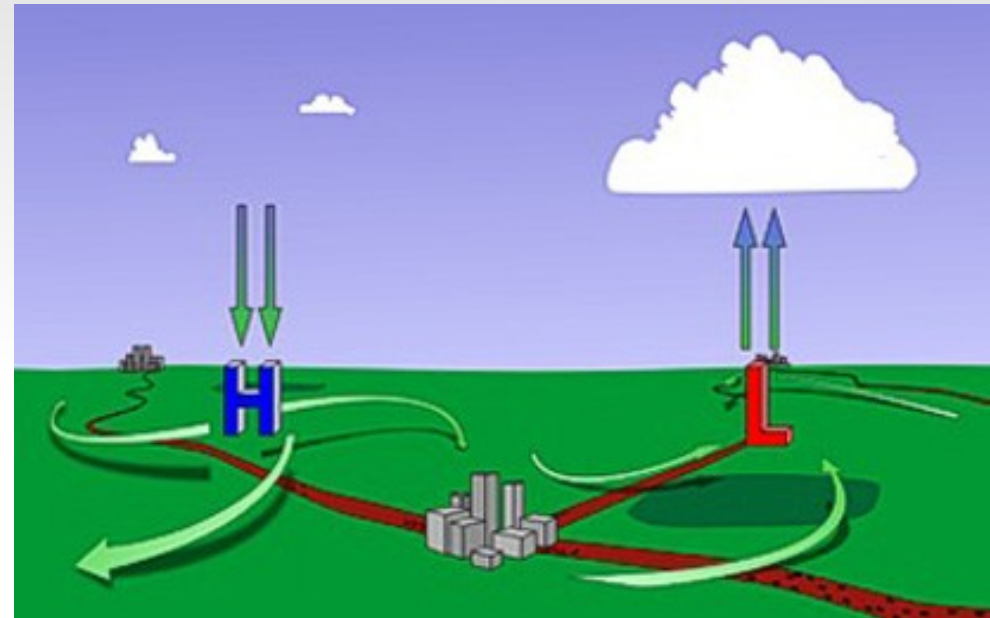
$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$f = 2\Omega \sin \theta$$





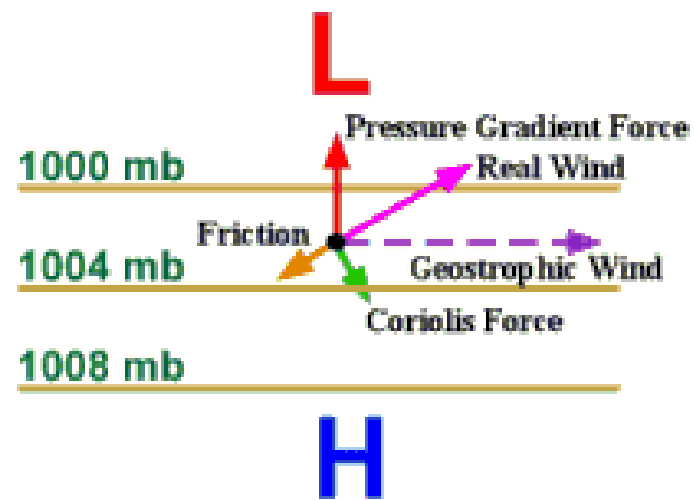
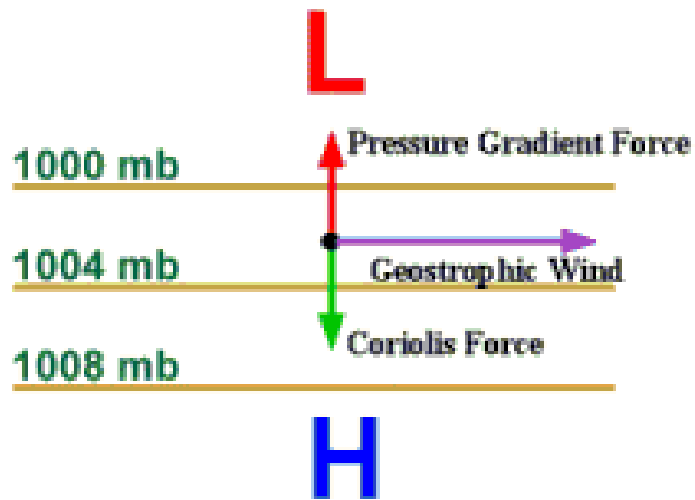
Hemisferio norte

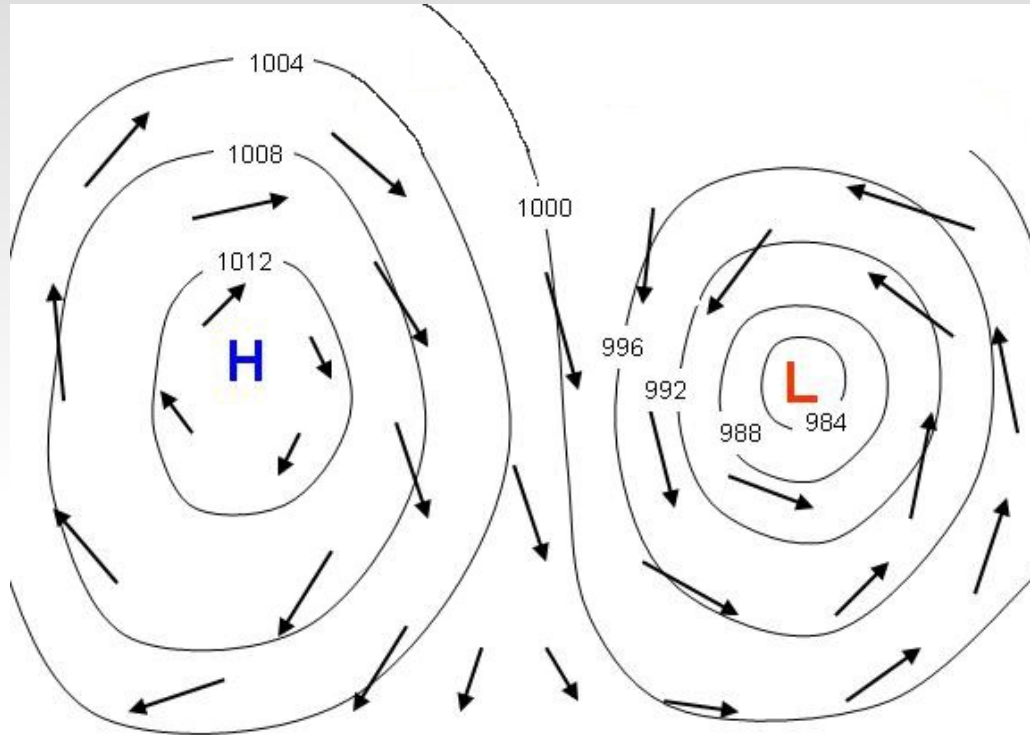


- La circulación horizontal alrededor de los centros implica
- descenso de aire en sistemas de alta presión y
 - ascenso de aire (y formación de nubes) en sistemas de baja presión.

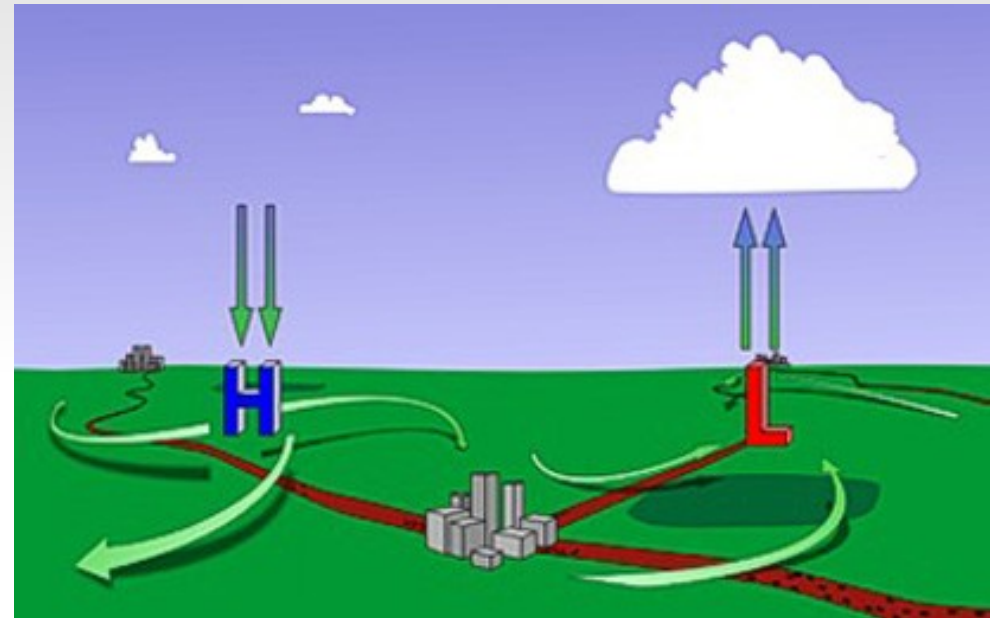
- Y si ahora la sumamos fricción cerca de la superficie como se modifica el equilibrio geostrófico?
- Capa límite vs Atmosfera libre

Hemisferio norte



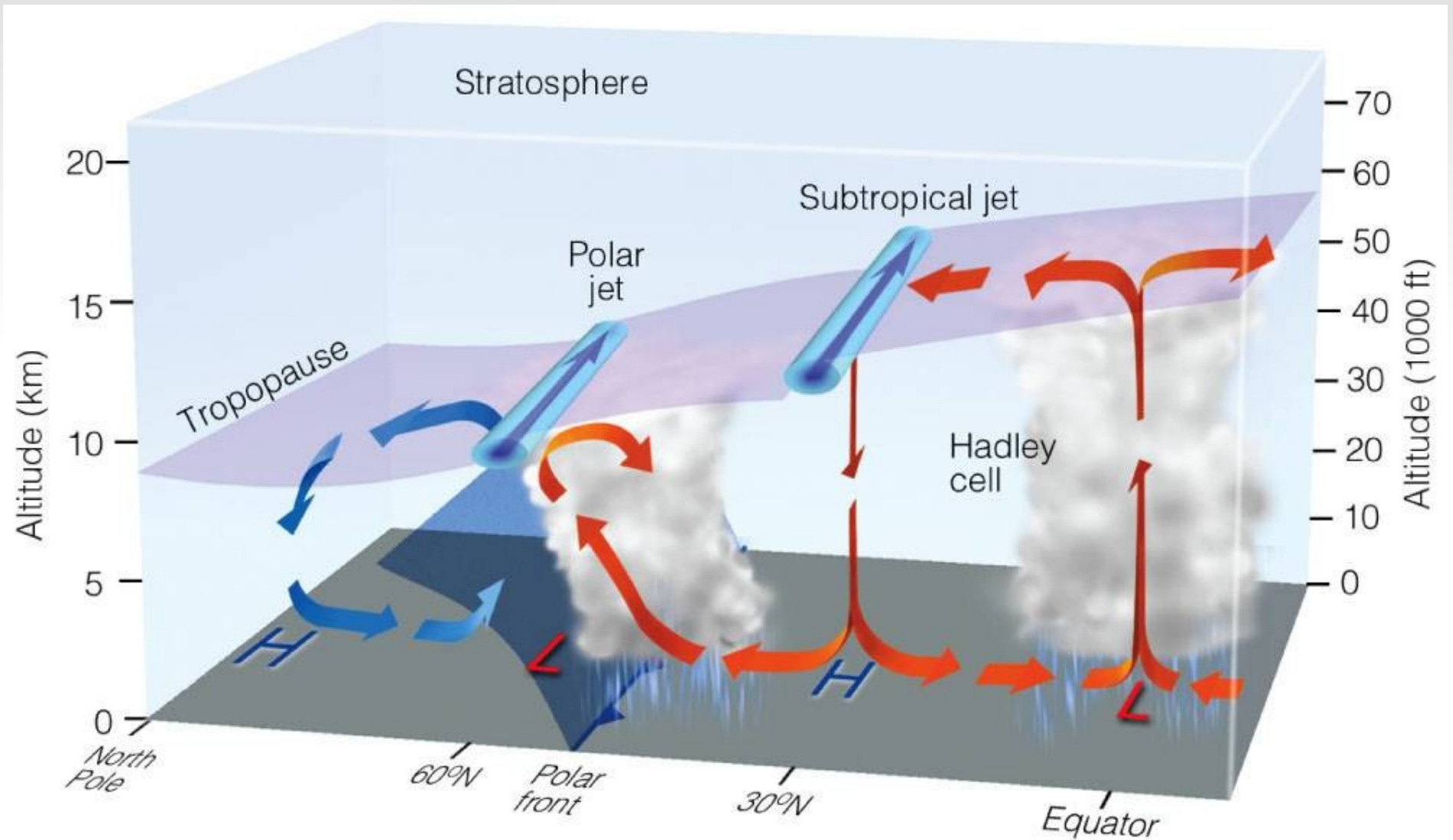


Hemisferio norte



- La circulación horizontal alrededor de los centros implica
- descenso de aire en sistemas de alta presión y
 - ascenso de aire (y formación de nubes) en sistemas de baja presión.

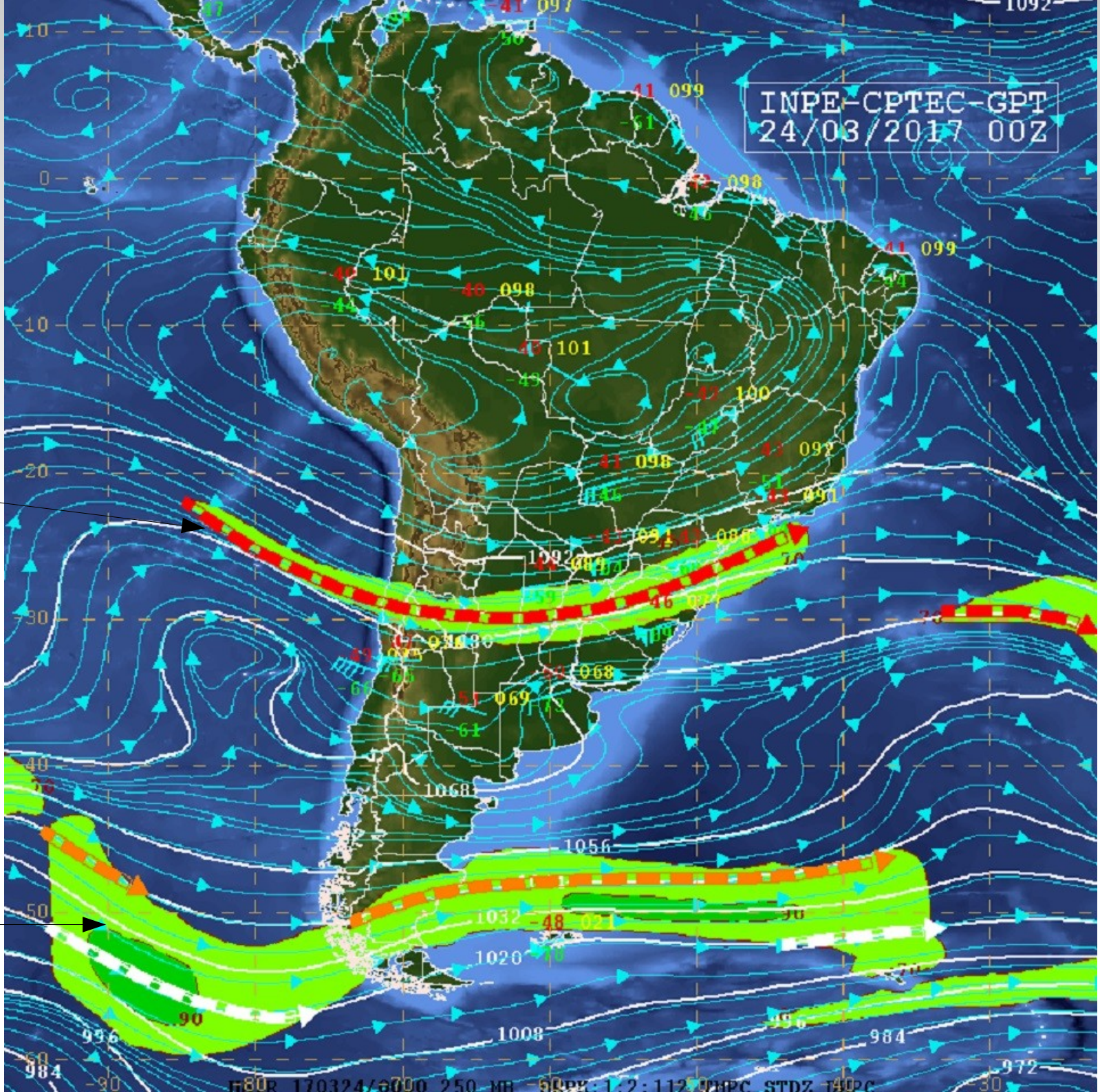
Estructura vertical: vientos en altura son diferentes a los de superficie pero están relacionados



THE POLAR FRONT AND JET STREAM



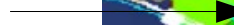
INPE-CPTEC-GPT
24/03/2017 00Z



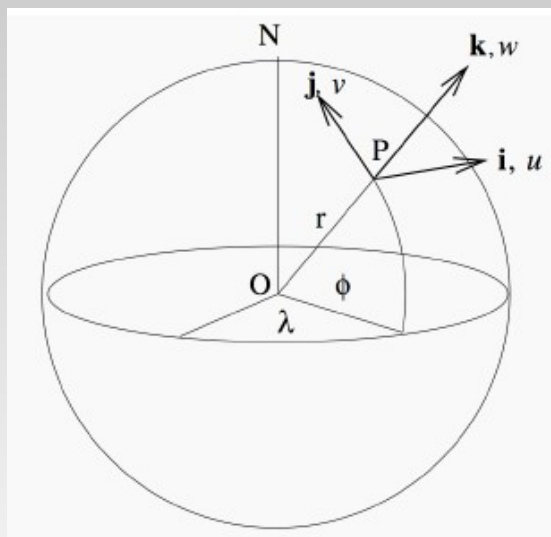
Jet Subtropical
(mas "derecho")



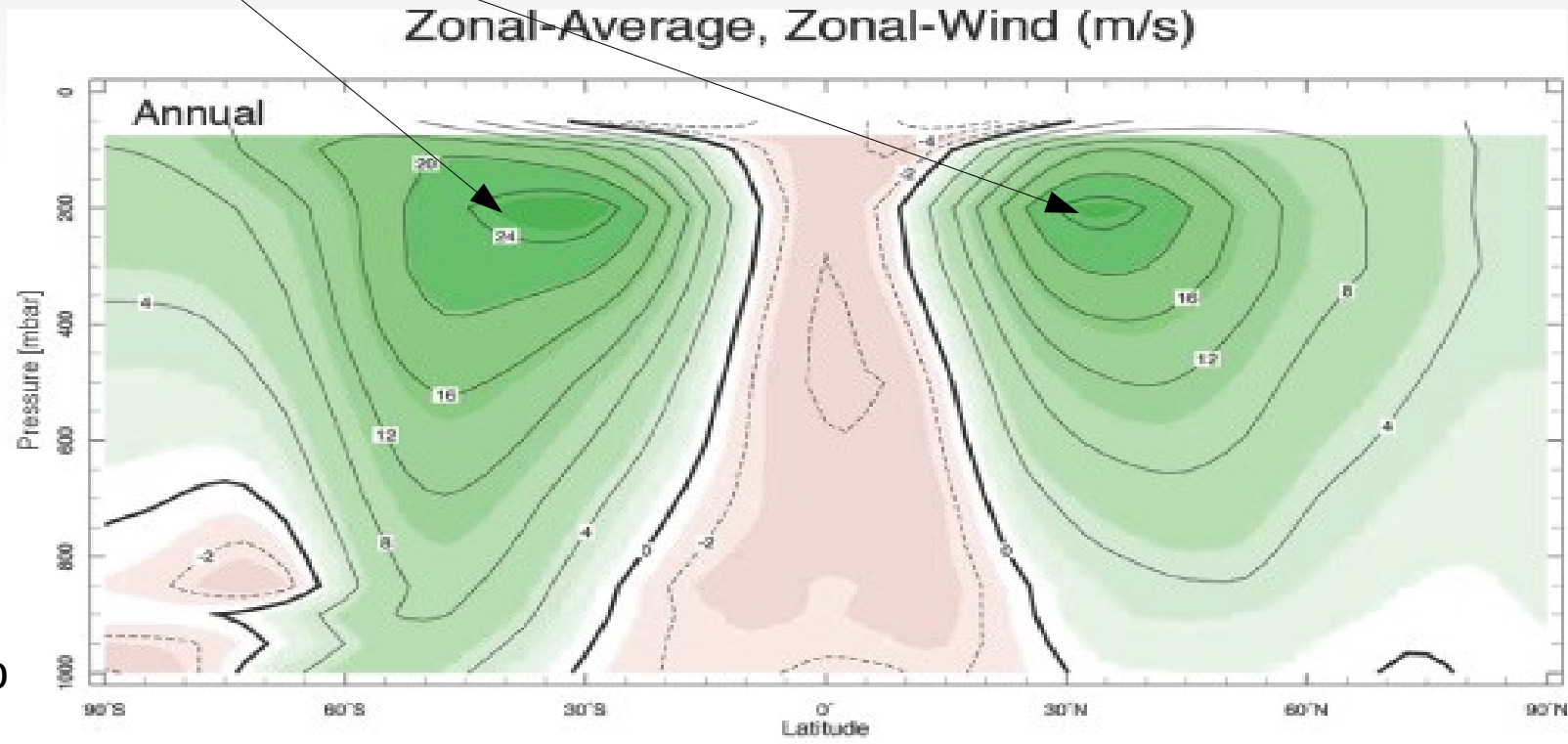
Jet Frente polar
(tiene grandes
meandros)



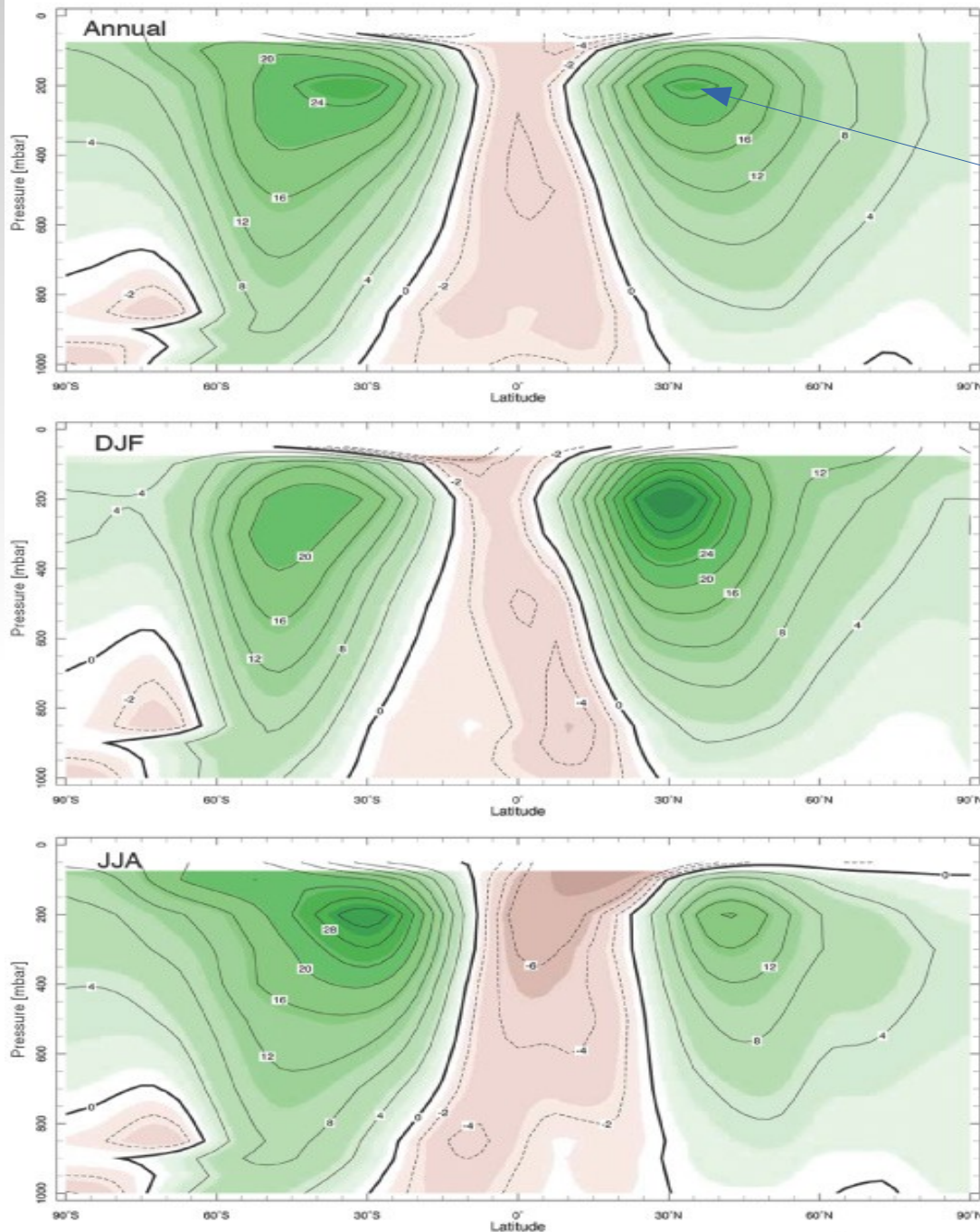
170324/0000 250 MB 500hPa: 1:2:112 00PC STDZ 1402C



Corrientes
en chorro



Zonal-Average, Zonal-Wind (m/s)



Corriente en chorro
(en la media zonal no se distinguen las dos corrientes en chorro de cada hemisferio)

Los vientos del oeste aumentan con la altura y son mas fuertes en el invierno

¿Por qué?

Figure 5.20: Meridional cross-section of zonal-average zonal wind (ms^{-1}) under annual mean conditions (top), DJF (December, January, February) (middle) and JJA (June, July, August) (bottom) conditions.

Consideremos que la densidad se puede considerar constante

$$u_g = \frac{-1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial y}$$
$$v_g = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Tomando la derivada vertical del viento geostrófico

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z}$$
$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z}$$

y usando la ecuación hidrostática para sustituir dp/dz

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y}$$
$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{-g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

Usando la ecuación de estado para vincular la densidad con la temperatura:

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

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

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

Viento térmico: variación del viento geostrofico con la altura

- contornos de temperatura son líneas de corriente para el viento térmico.

Si bien se usó la ecuación de estado del agua para derivar la ecuación del viento térmico, para la atmósfera también hay una ecuación análoga:

$$\frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y}$$

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

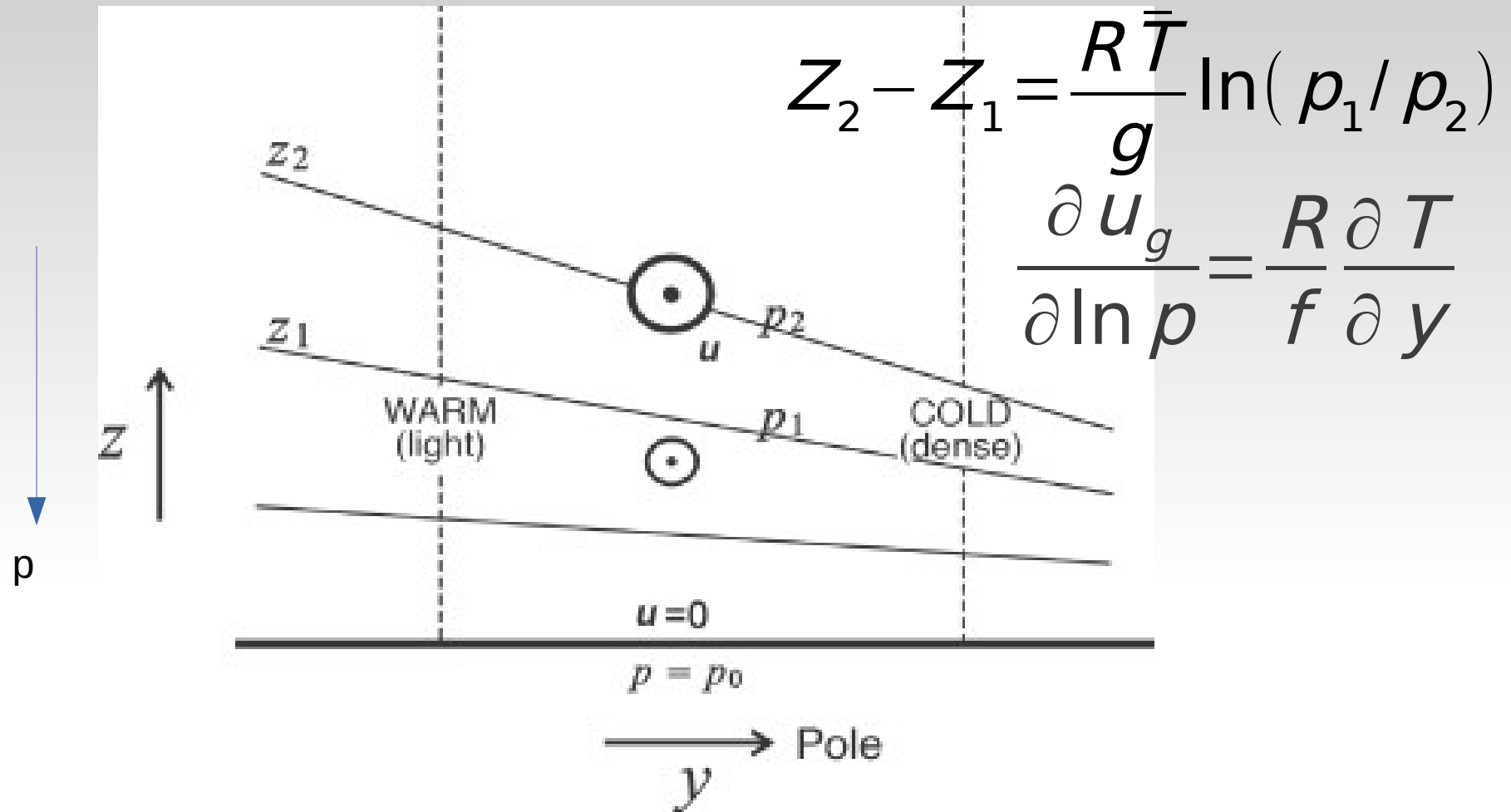


Figure 5.14: Warm columns of air expand, cold columns contract, leading to a tilt of pressure surfaces, a tilt which typically increases with height in the troposphere. In Section 7.3, we will see that the corresponding winds are out of the paper, as marked by e in the figure.

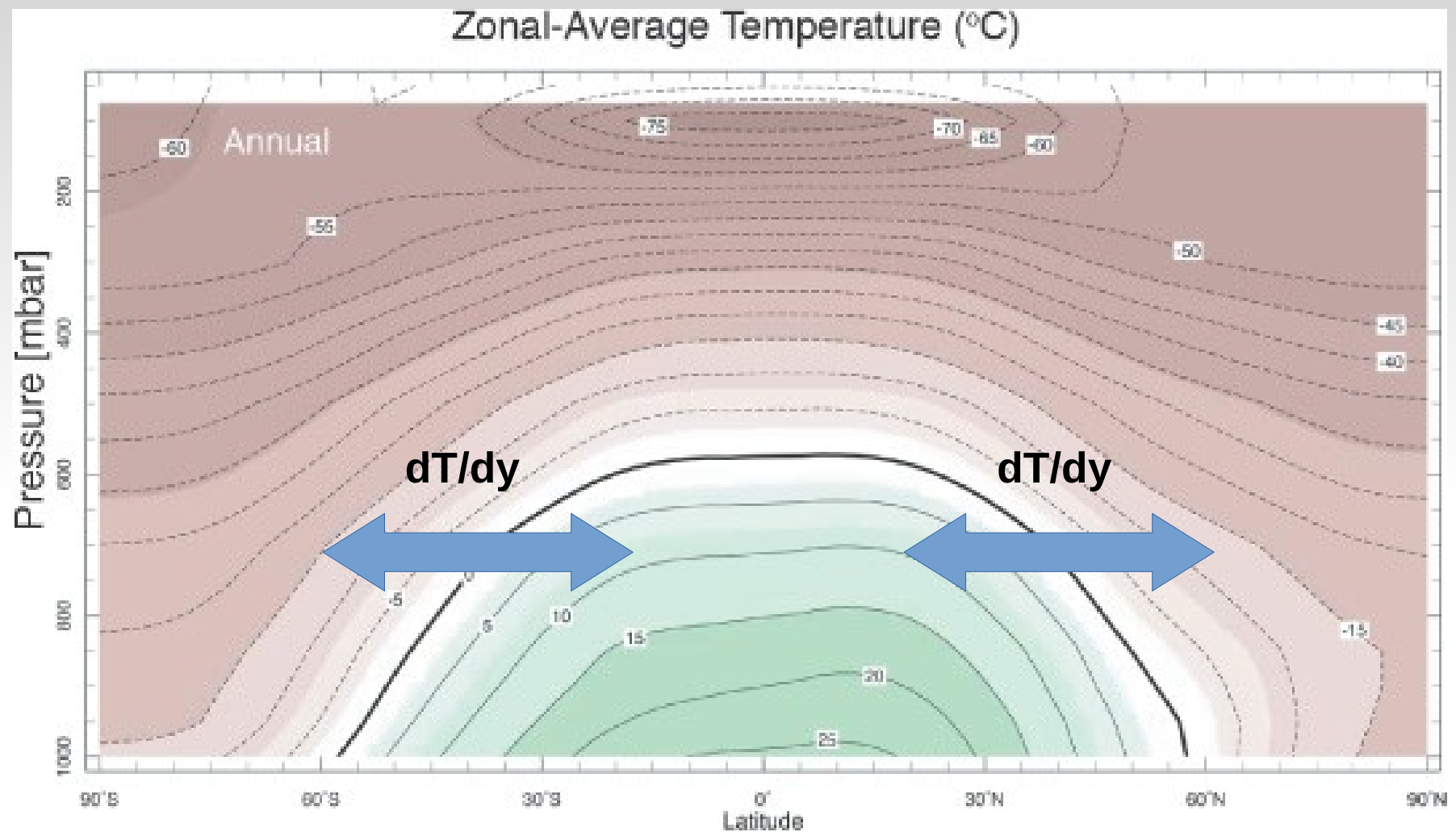
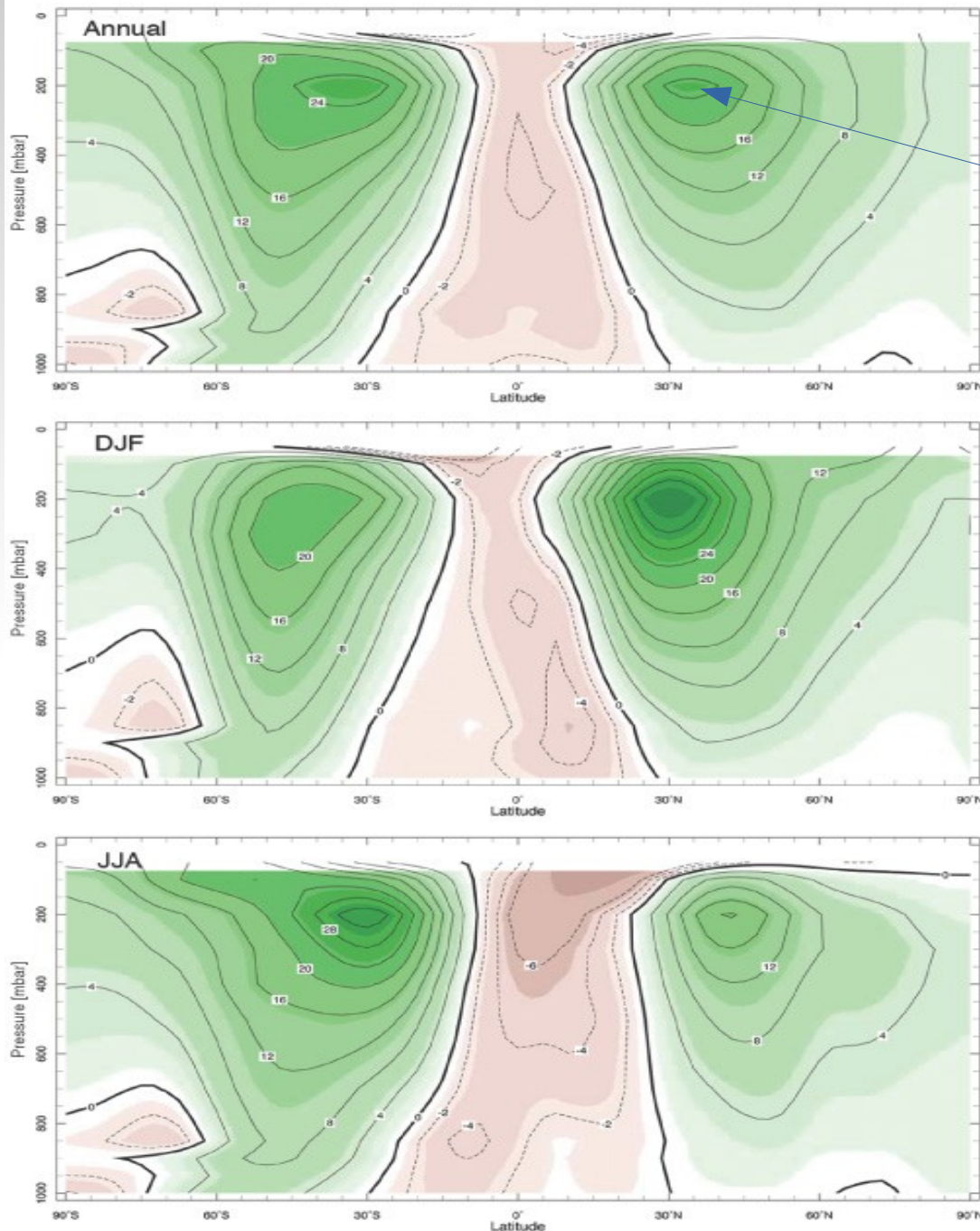


Figure 5.7: The zonally averaged annual-mean temperature in °C.

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

Zonal-Average, Zonal-Wind (m/s)



Corriente en chorro

Los vientos del oeste aumentan con la altura y son mas fuertes en el invierno

$$\frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y} < 0$$

El aumento de los vientos con la altura es consistente con el gradiente meridional de T

Figure 5.20: Meridional cross-section of zonal-average zonal wind (ms^{-1}) under annual mean conditions (top), DJF (December, January, February) (middle) and JJA (June, July, August) (bottom) conditions.

¿Cómo influye la existencia de continentes en la circulación atmosférica?

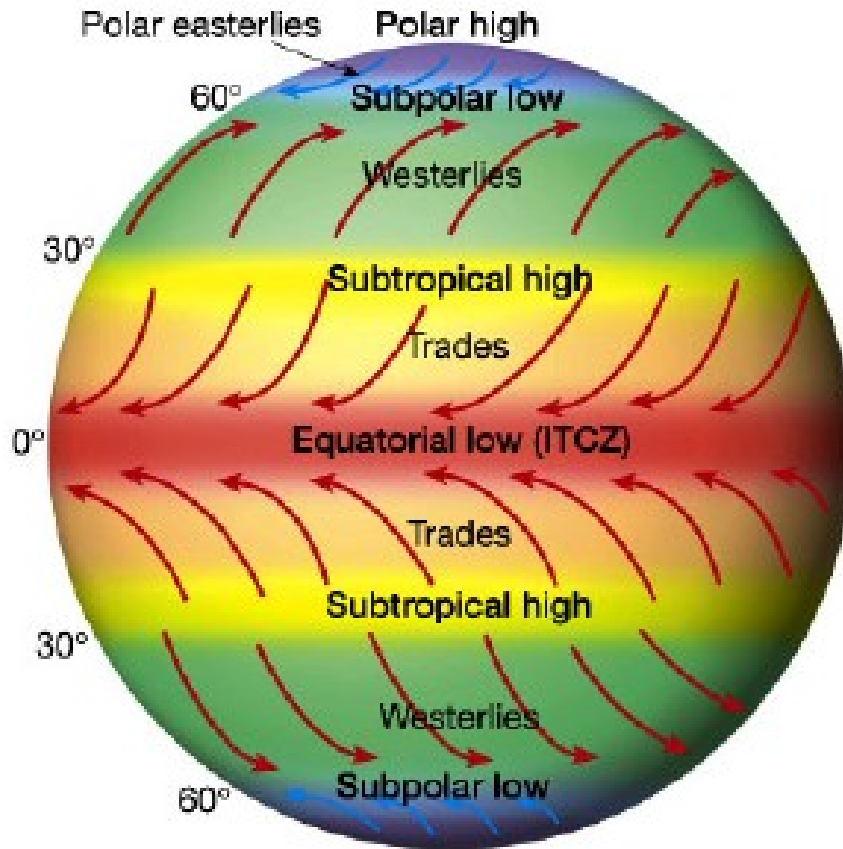


La existencia de continentes modifica la circulación a través de:

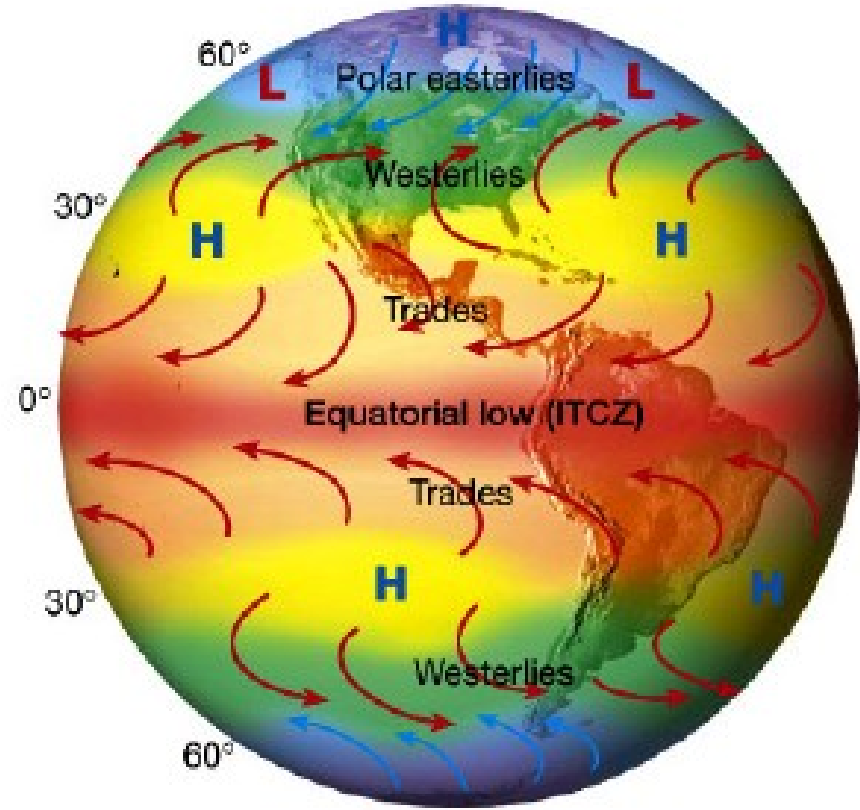
- barreras orográficas
- contraste térmico continentes-océanos.

En ausencia de topografía

Con topografía



(a)



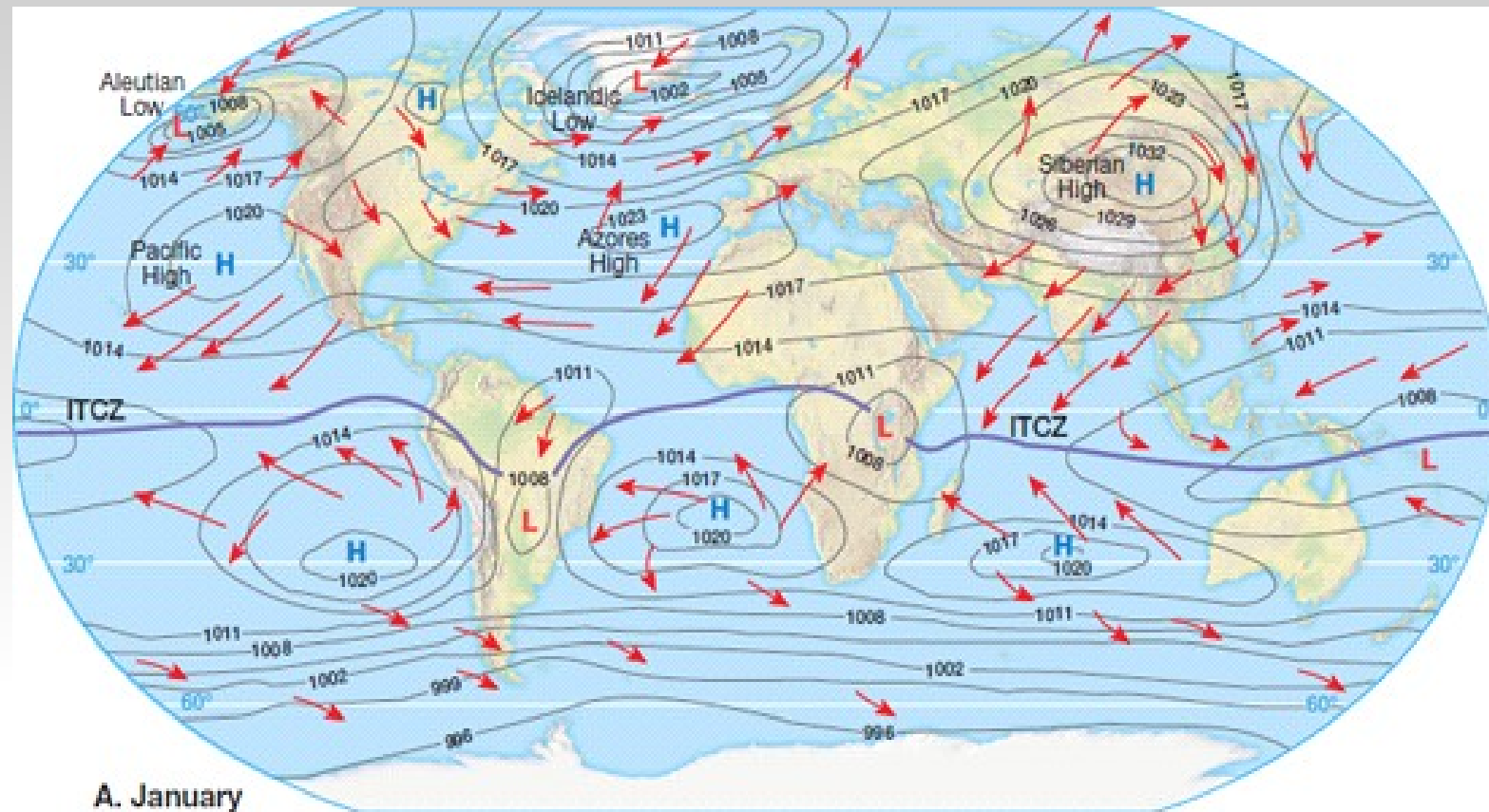
(b)

En superficie:

los cinturones de alta presión se convierten en centros semi-permanentes de alta presión en subtropicos: anticiclones semipermanentes

Presión y vientos en superficie.

Media climatológica para enero

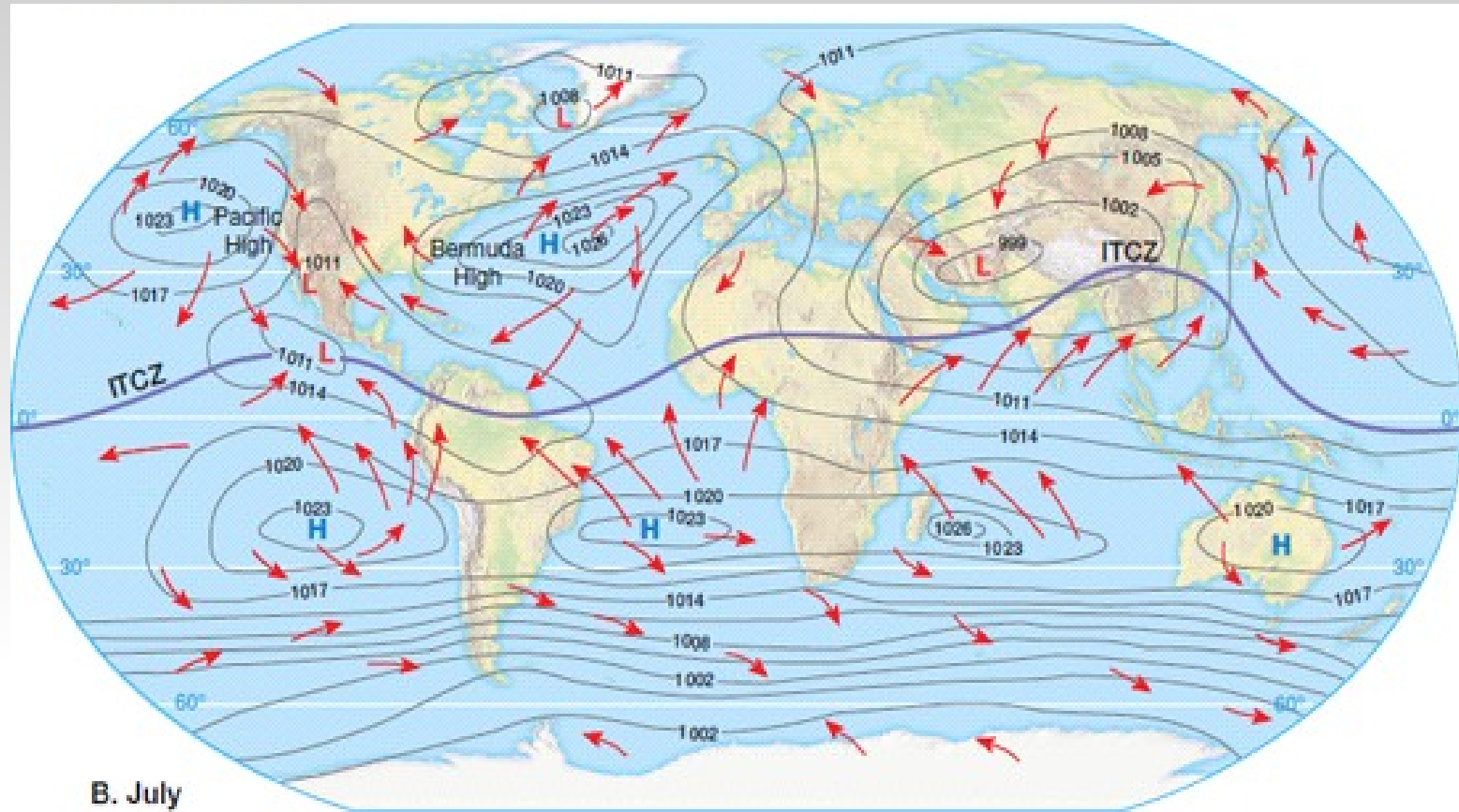


En el invierno del H.N. se desarrollan dos centros de baja presión debido al contraste térmico entre los fríos continentes y los más cálidos océanos. Esas dos zonas de bajas presiones son la baja Aleutiana y la baja de Islandia. Estas regiones tienen cielo cubierto y lluvias durante toda la estación. En el continente asiático se desarrolla una alta presión de gran extensión.

En el verano del H.S. los anticiclones semipermanentes están bien definidos pues se desarrollan bajas presiones térmicas sobre los continentes.

Presión y vientos en superficie.

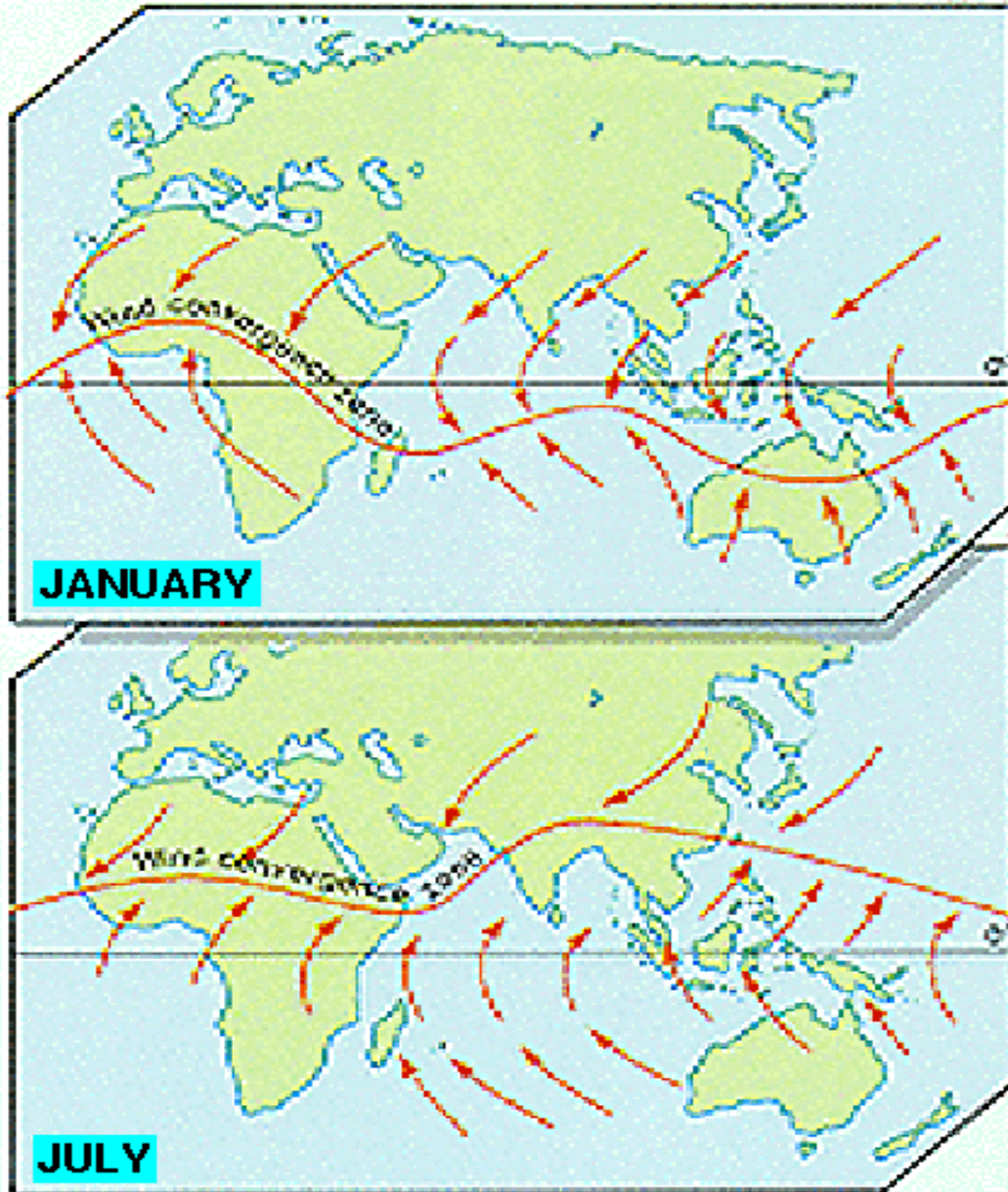
Media climatológica para julio



En el invierno del H.S. el cinturón de altas presiones subtropicales tiende a ser más uniforme. Los vientos del oeste en latitudes medias son intensos comparados con verano.

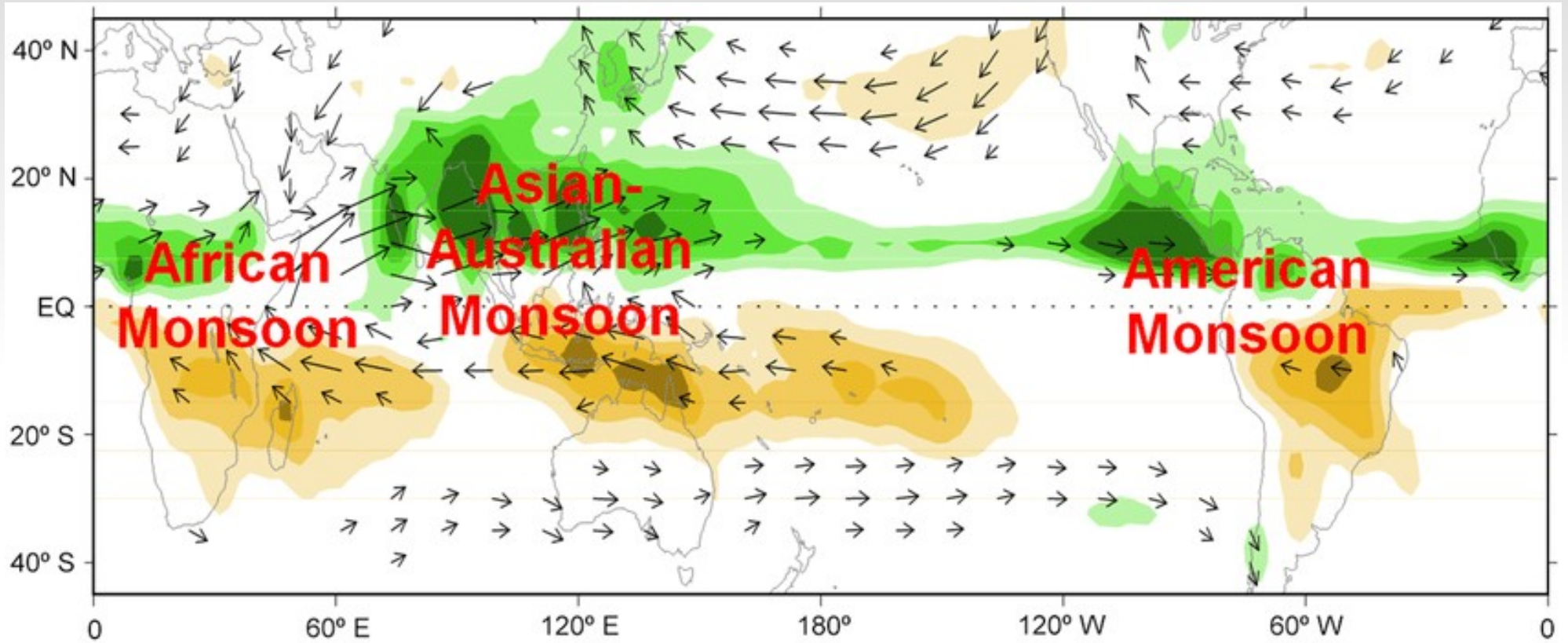
En el verano del H.N. se desarrolla una baja presión de gran extensión sobre el continente asiático en respuesta al calentamiento.

Monsón=cambio en la dirección de los vientos de acuerdo a la estación.



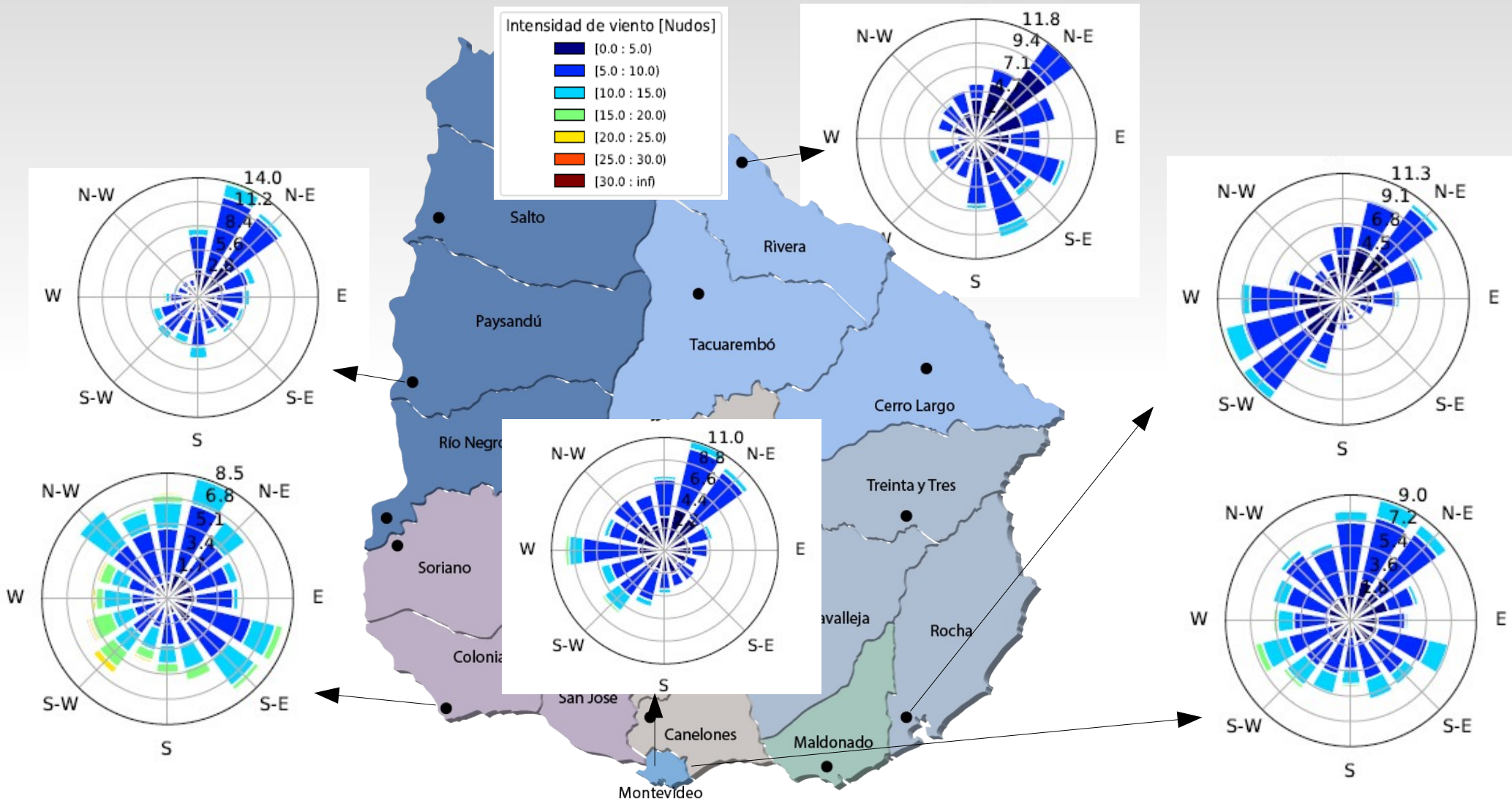
Movimiento aparente del sol calienta el continente en verano generando una baja presión. Los vientos tienden a converger hacia la baja trayendo humedad del océano.

Varios monsoones

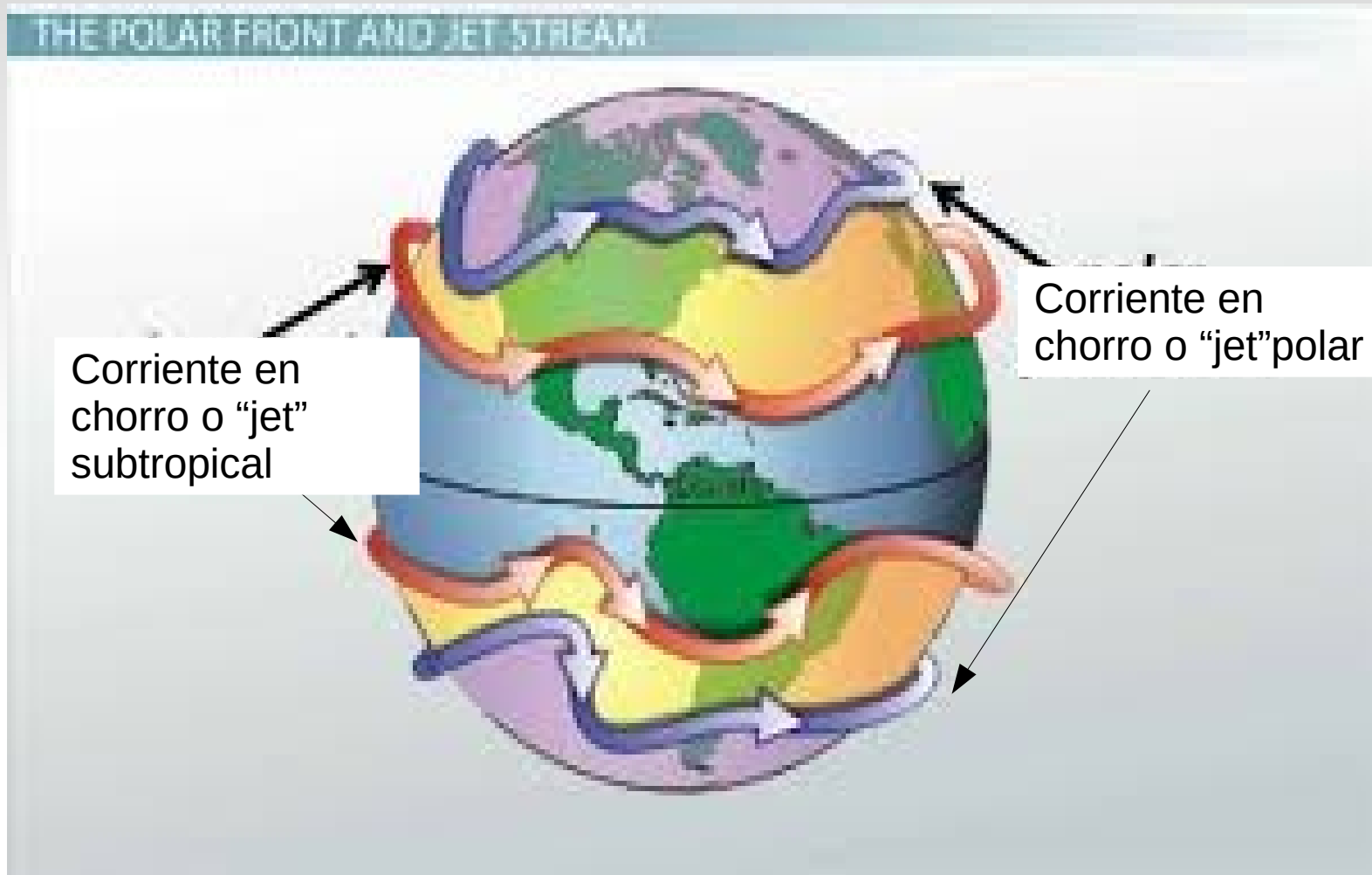


Diferencia de precipitaciones JJA-DEF

Variabilidad media diaria - Invierno



Vientos en altura (200mb)



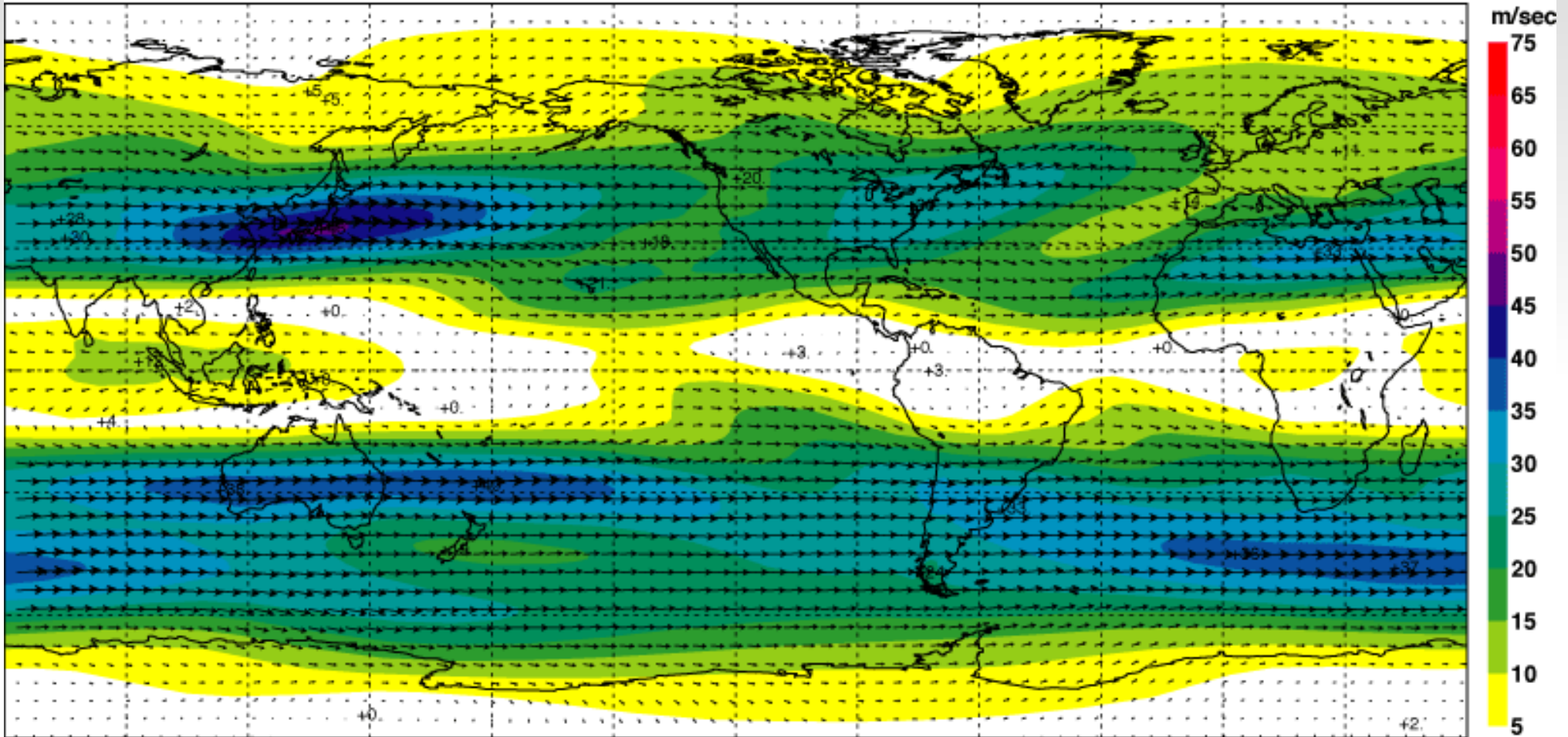
¿Cómo se modifican las corrientes en chorro en presencia de los continentes?

Vientos en altura (200mb)

Media Anual

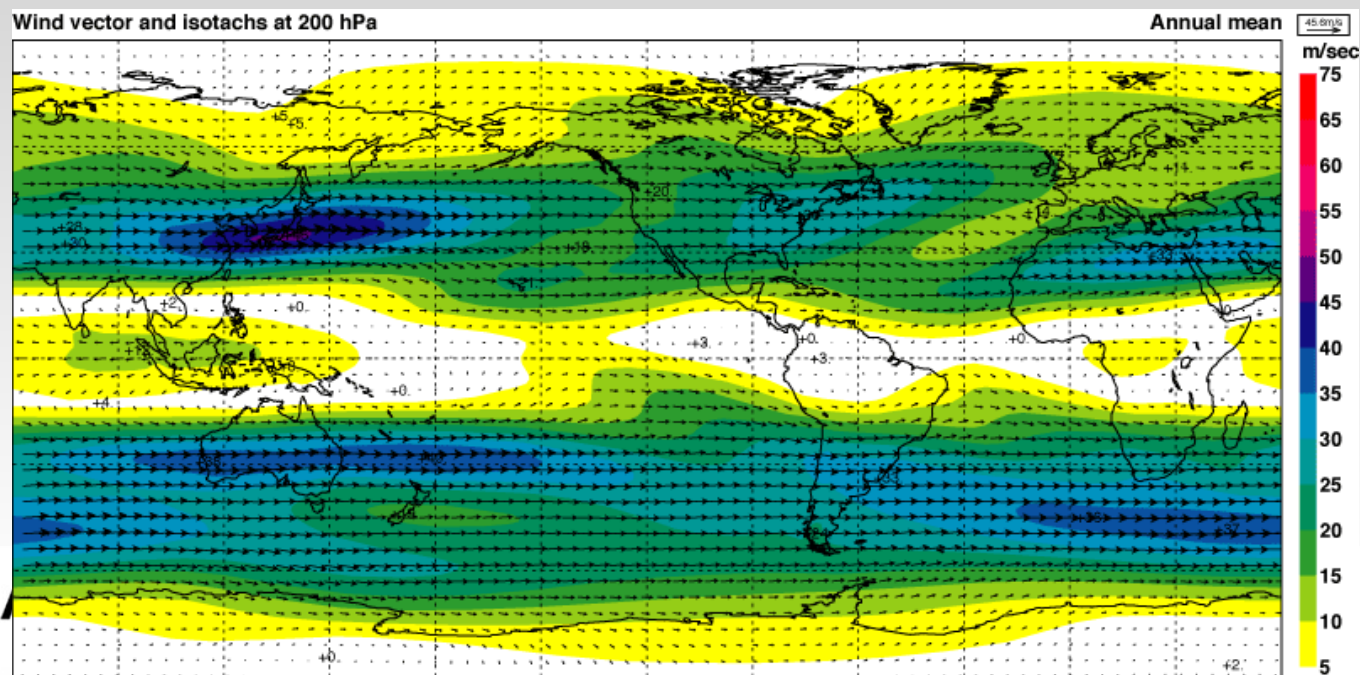
Wind vector and isotachs at 200 hPa

Annual mean

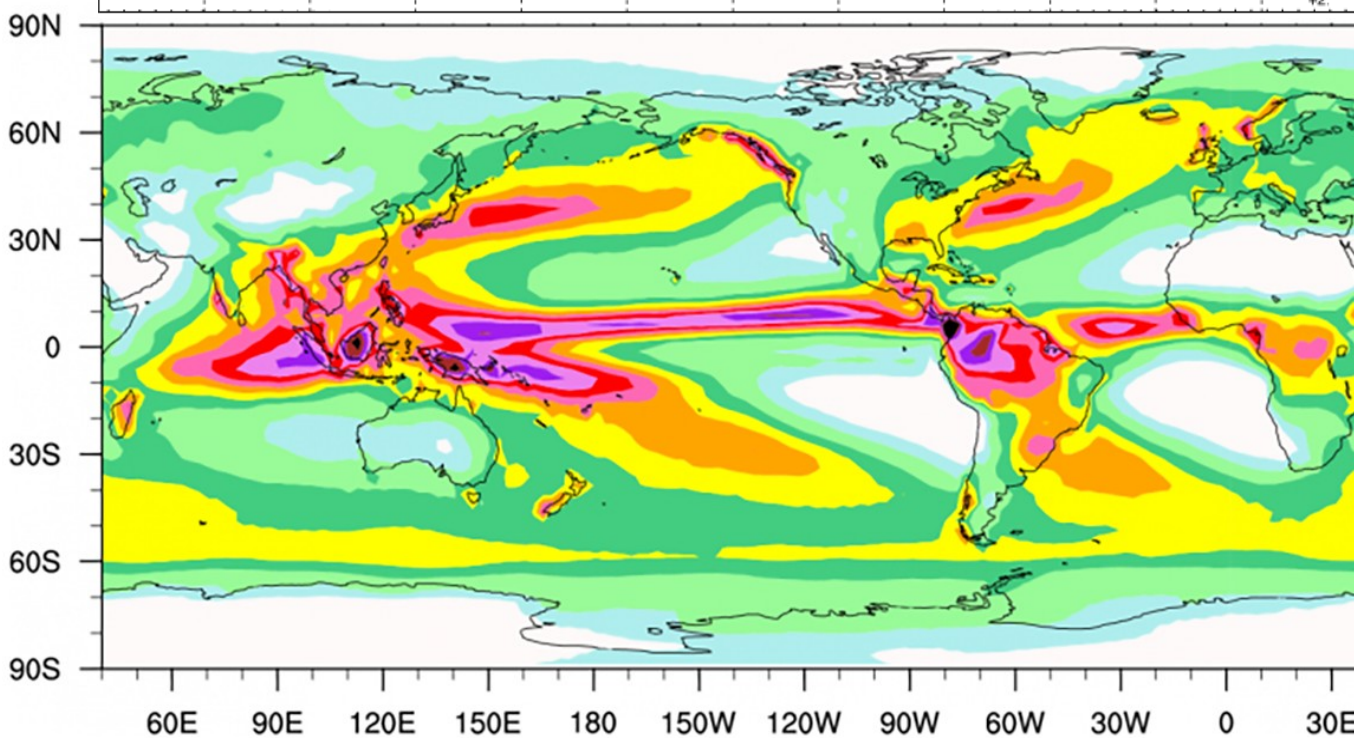


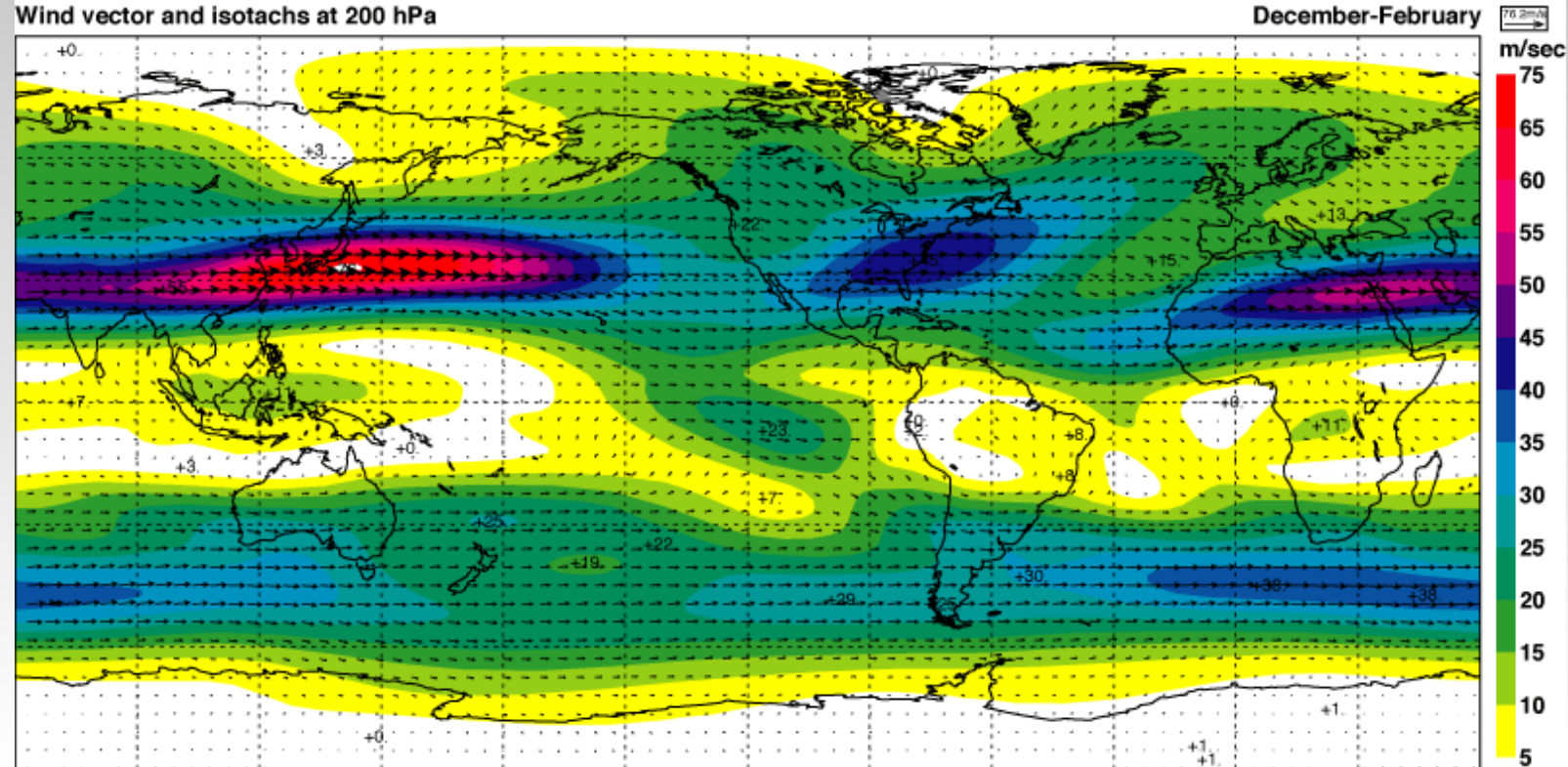
- Vientos no uniformes en longitud. Uniformidad es mayor en H.S. pues hay menos continentes
- Máximos a la salida de los continentes

- Máximos a la salida de los continentes coinciden con máximos de precipitación.
- Fuera de los trópicos las lluvias están fuertemente relacionadas con la posición e intensidad de las corrientes en chorro.



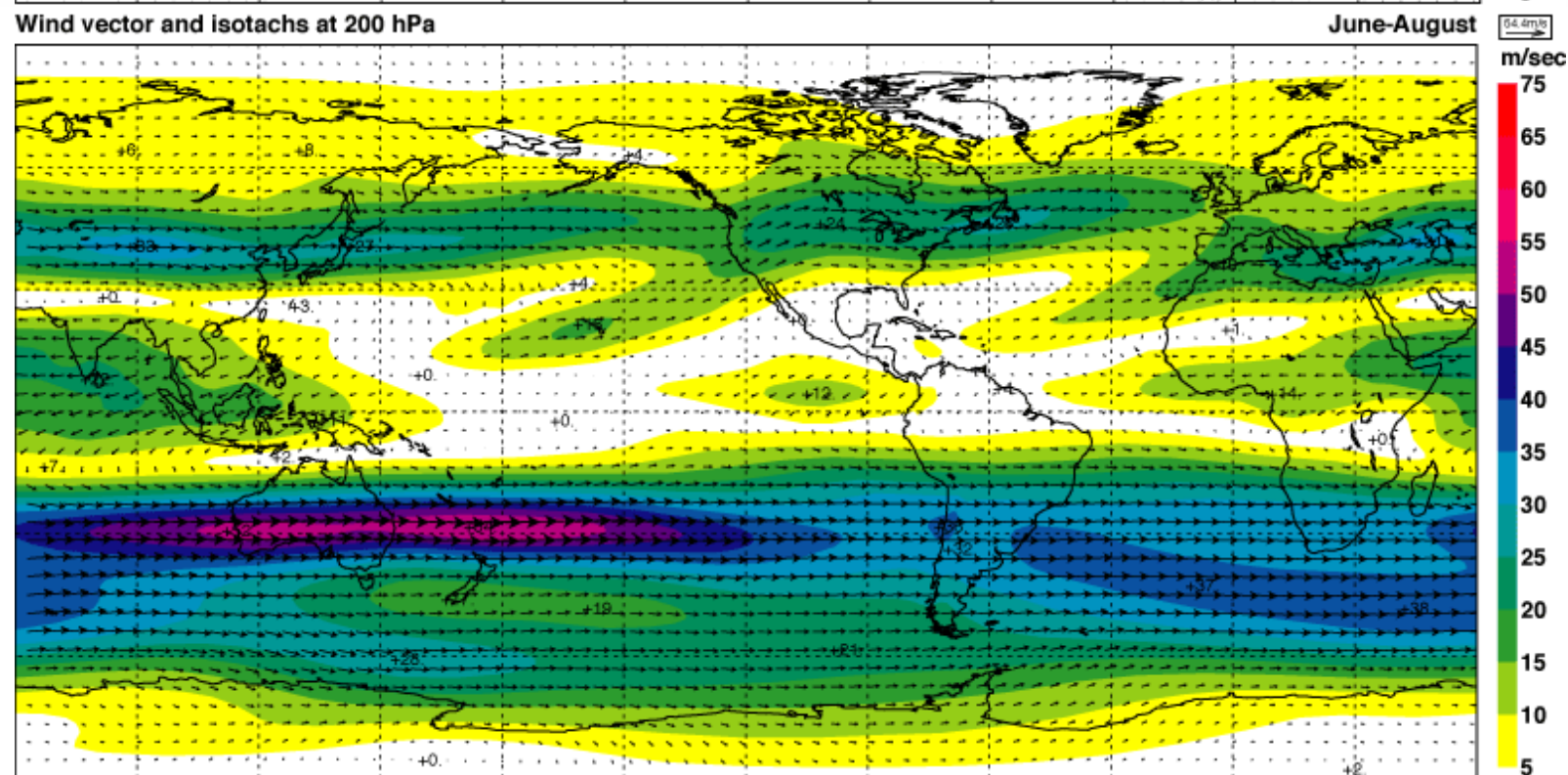
Media anual
de
precipitación





Máximo de las corrientes en chorro durante el invierno.

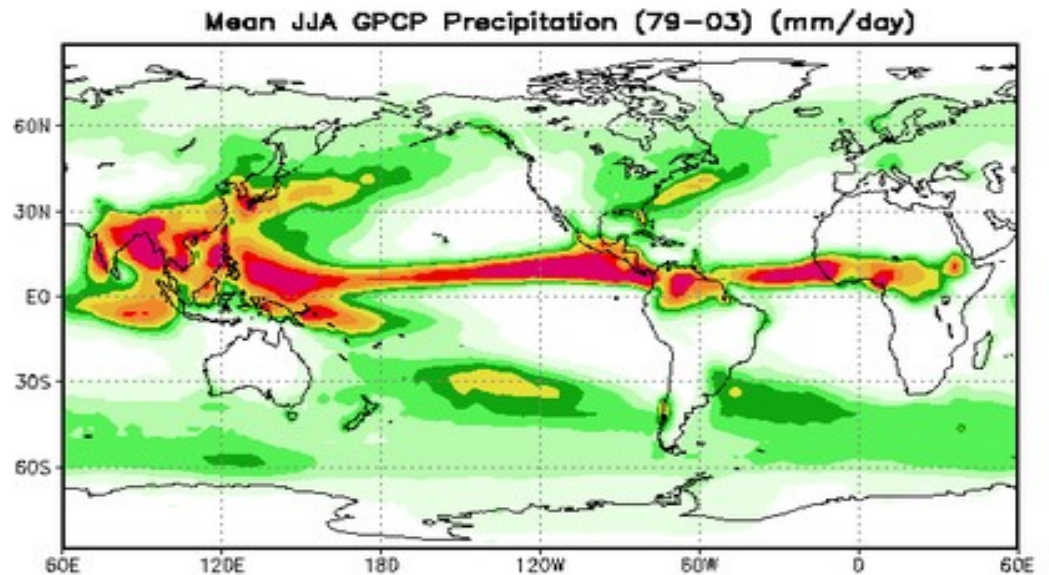
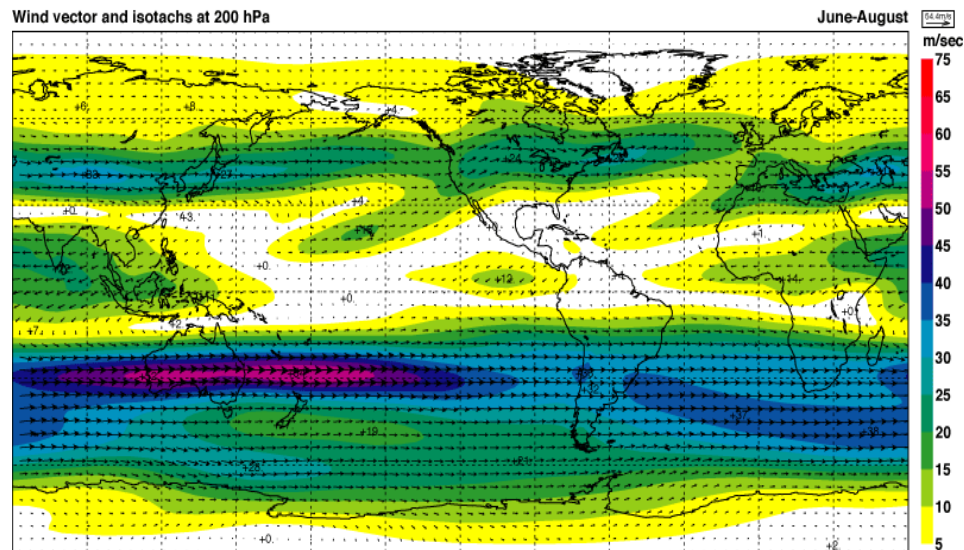
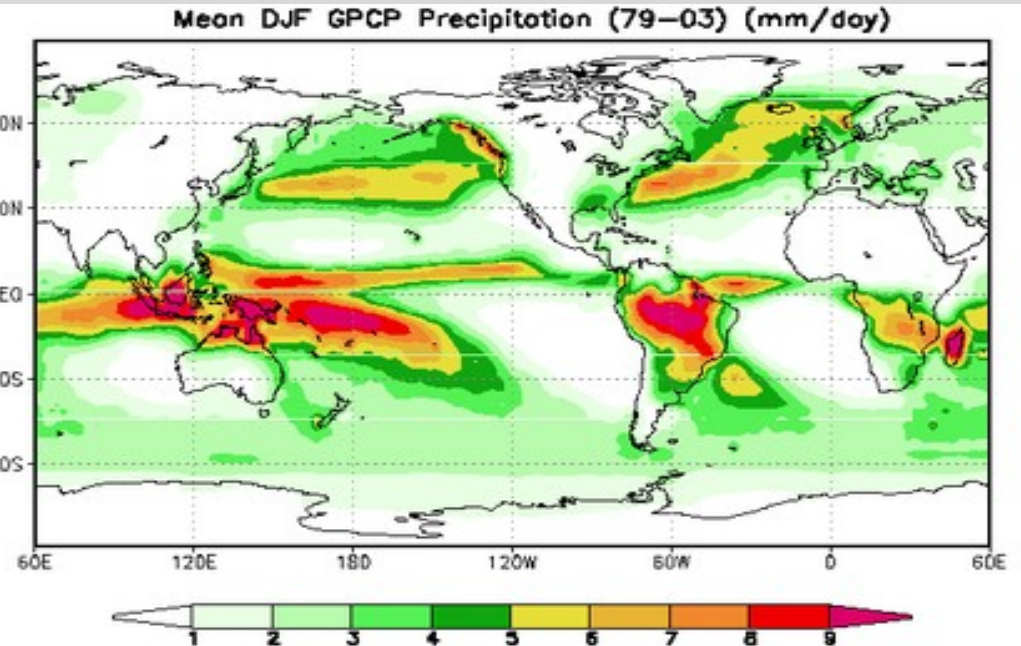
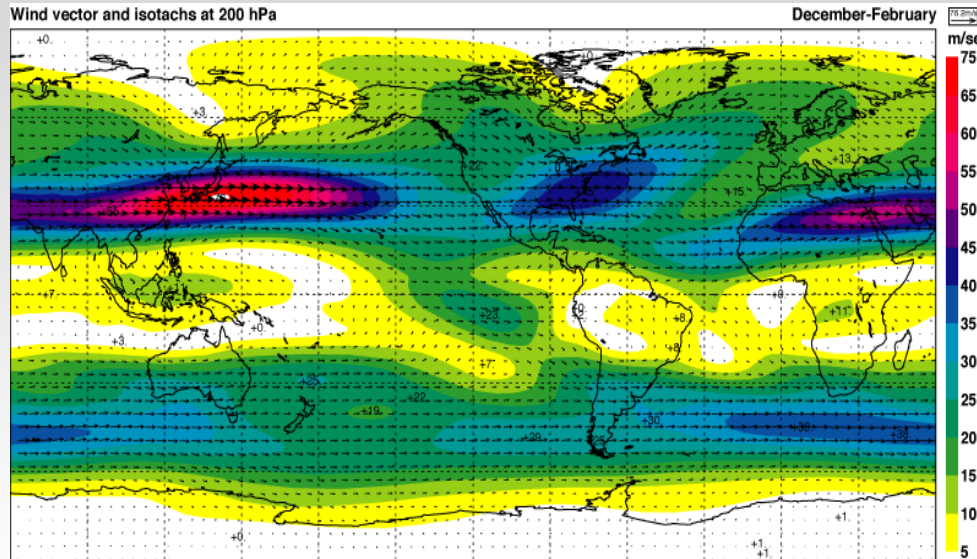
Máximo en el H.N. de 70m/s.



Notar el movimiento hacia los polos de los máximos con las estaciones.

Vientos en 200 hPa

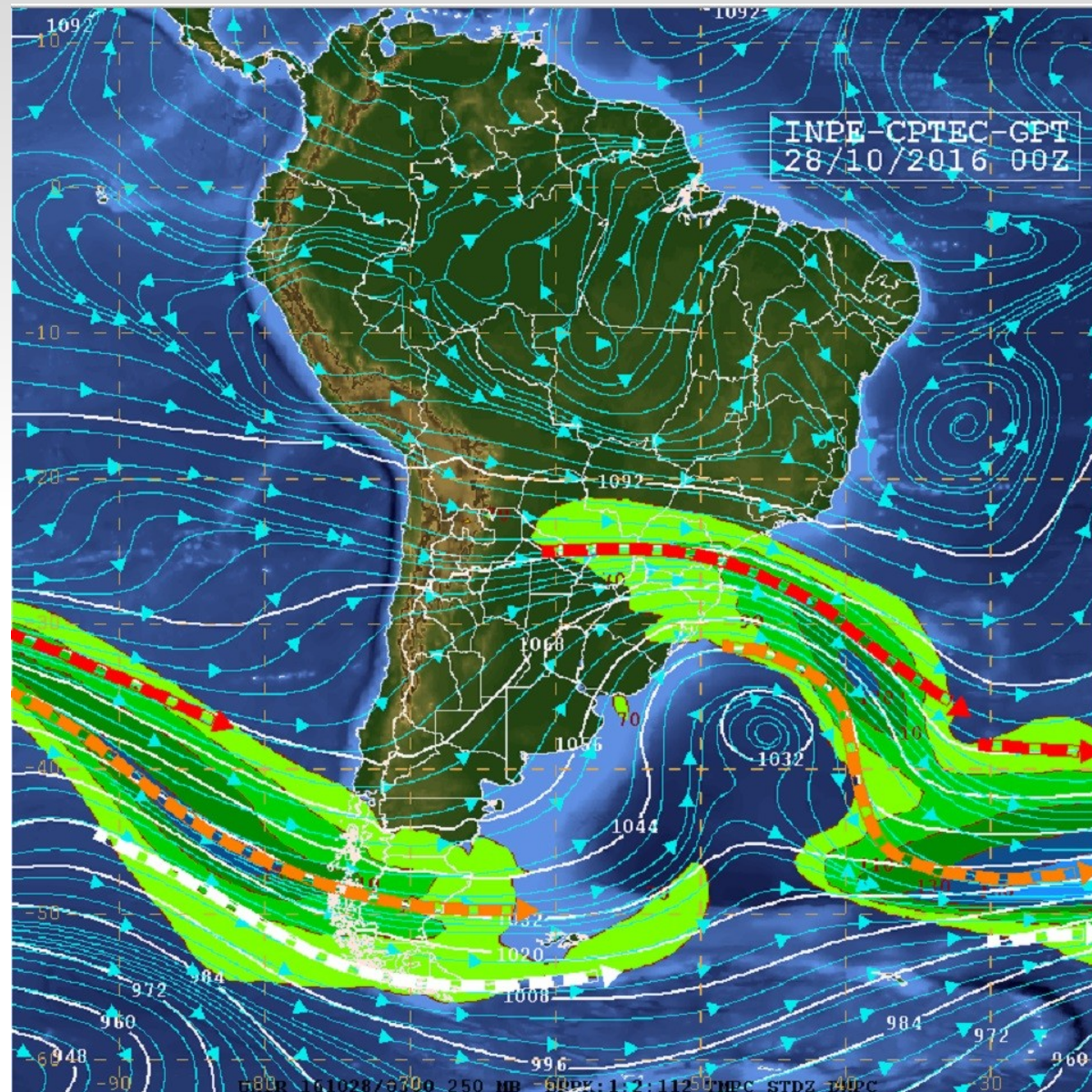
Precipitación



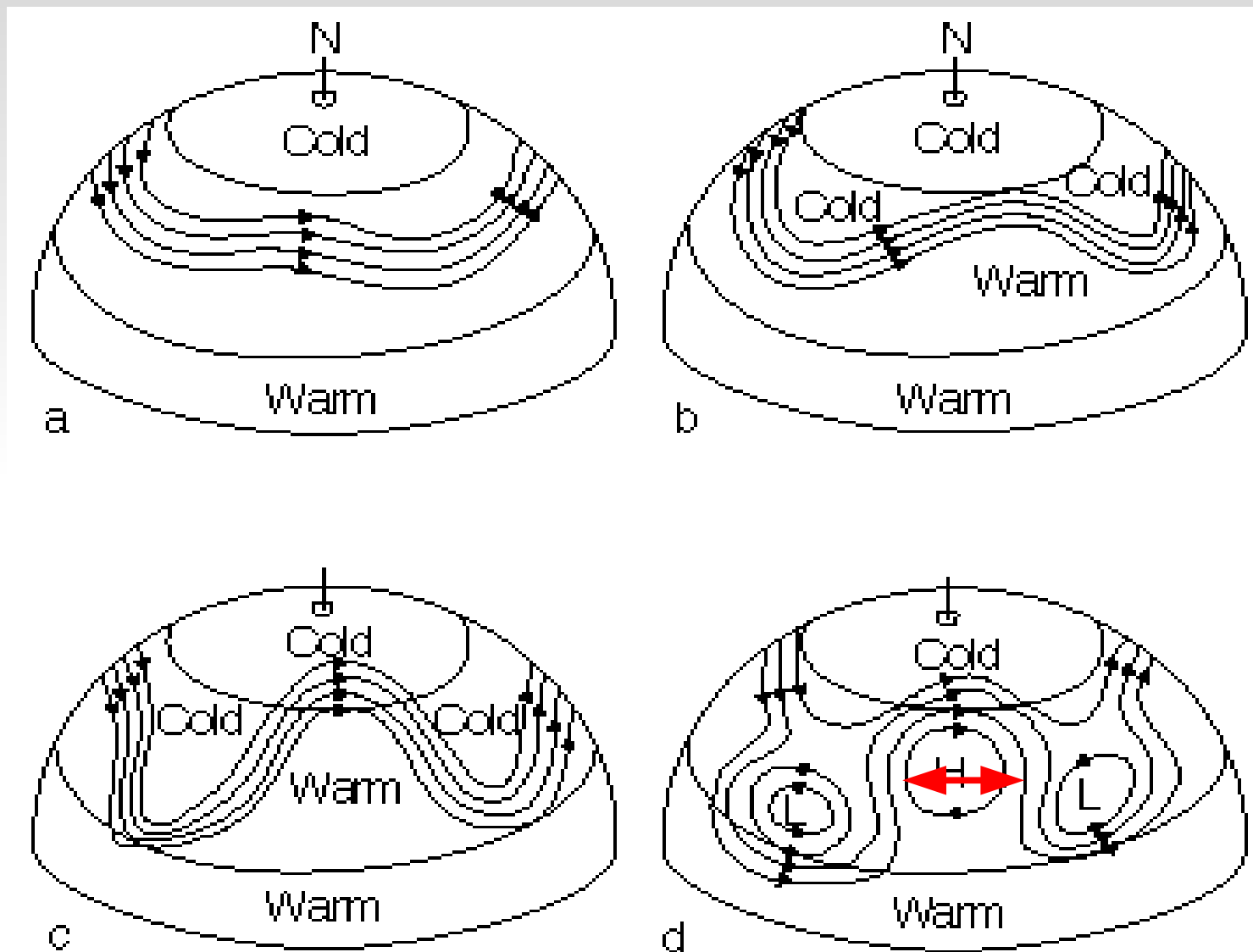
En nuestro país llueve en invierno pues la corriente en chorro pasa justo encima.

Meandros de las corrientes en chorro

Las corrientes en chorro no son uniformes ni espacial, ni temporalmente, sino que su estructura cambia día a día. Y con ella el tiempo.

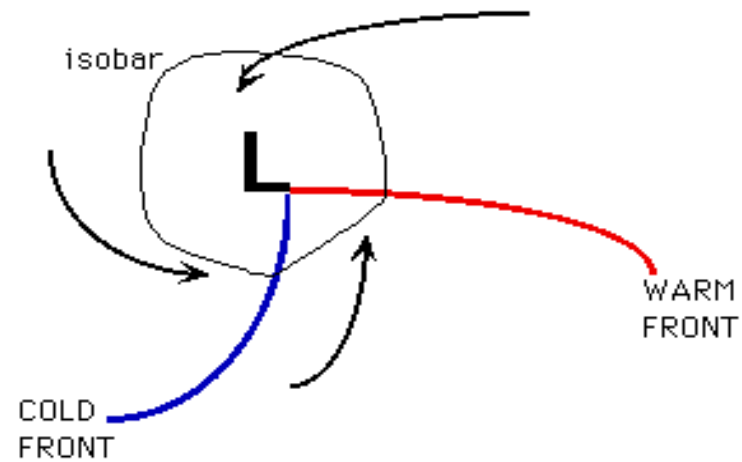


Meandros de la corriente en chorro

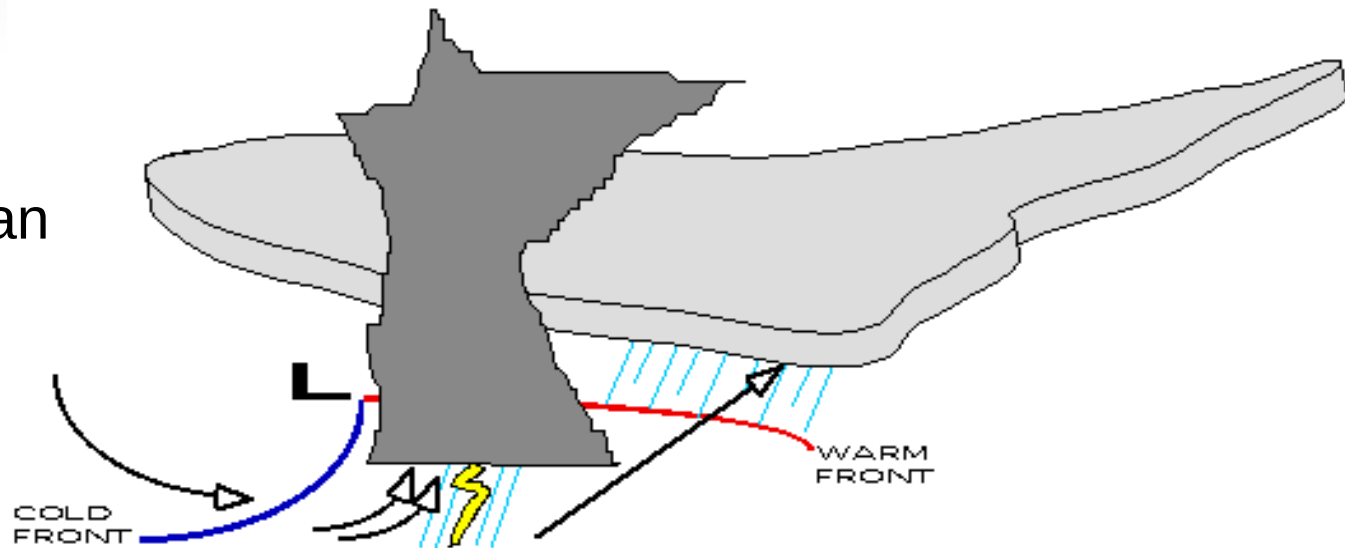


En superficie, las ondulaciones de la corriente en chorro tienen asociados centros de baja presión.

El aire circula alrededor de los centros de baja presión de tal forma que masas de aire de diferente tipo se encuentran creando frentes fríos y cálidos donde se producen tormentas.

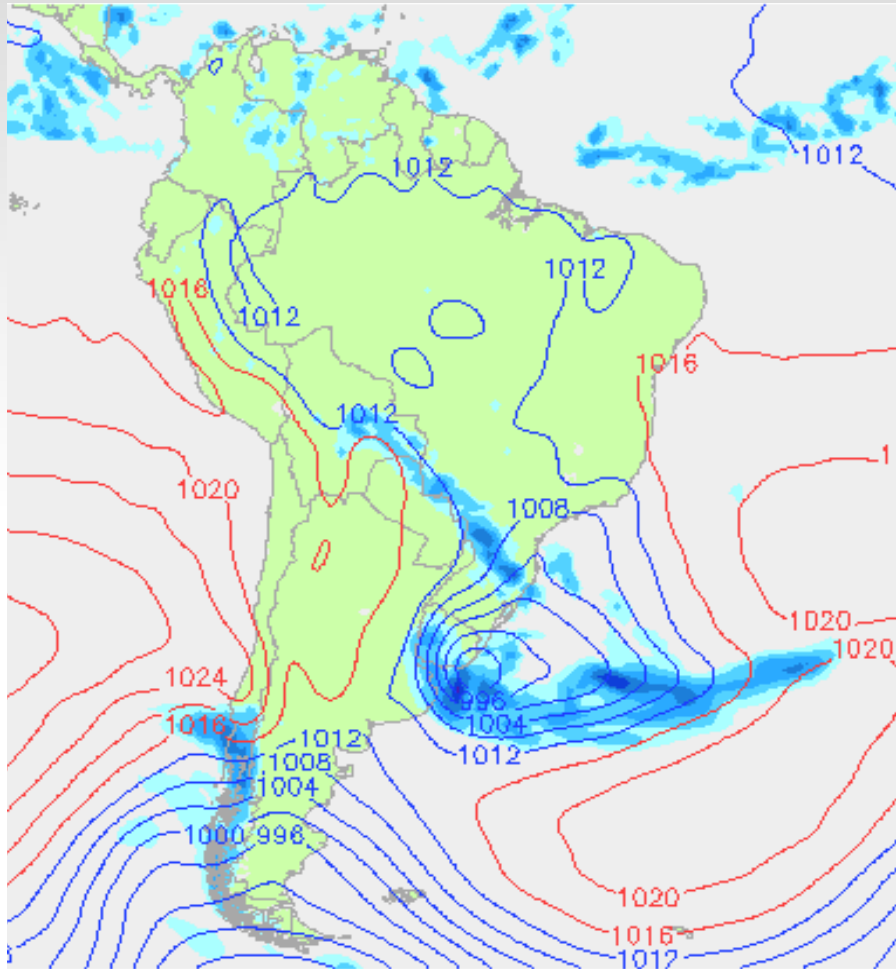


view of Northern Hemisphere storm from above, showing horizontal wind motions at surface



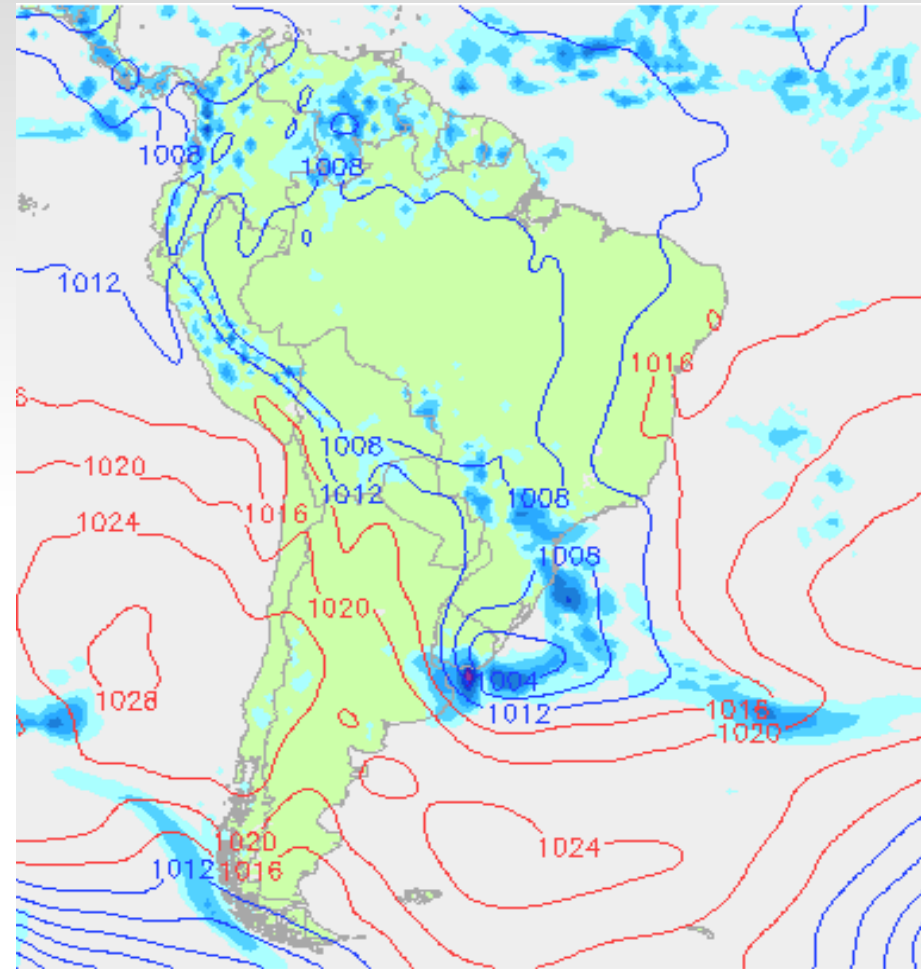
view of Northern Hemisphere storm from the south side, showing vertical wind motions and associated cloud patterns

Ciclones extratropicales



Wed 19/09/2012 12..15UTC (Wed 06
©weatheronlin

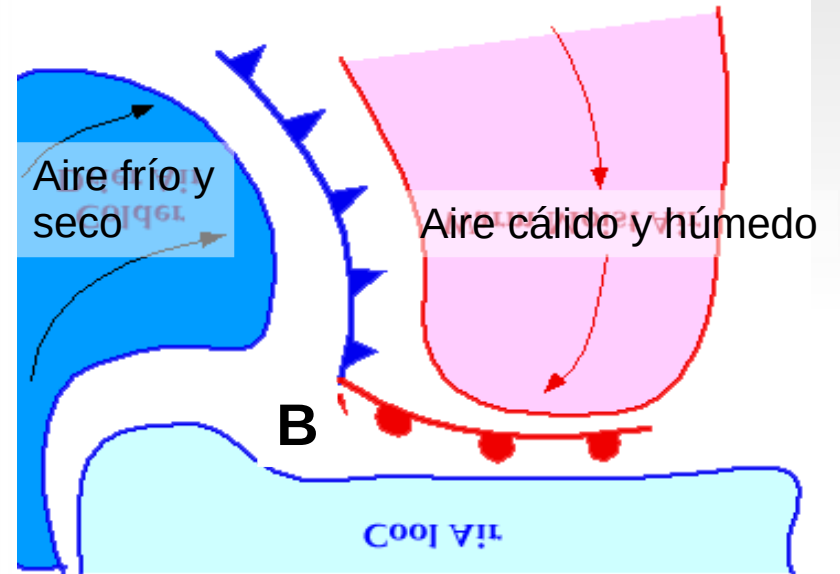
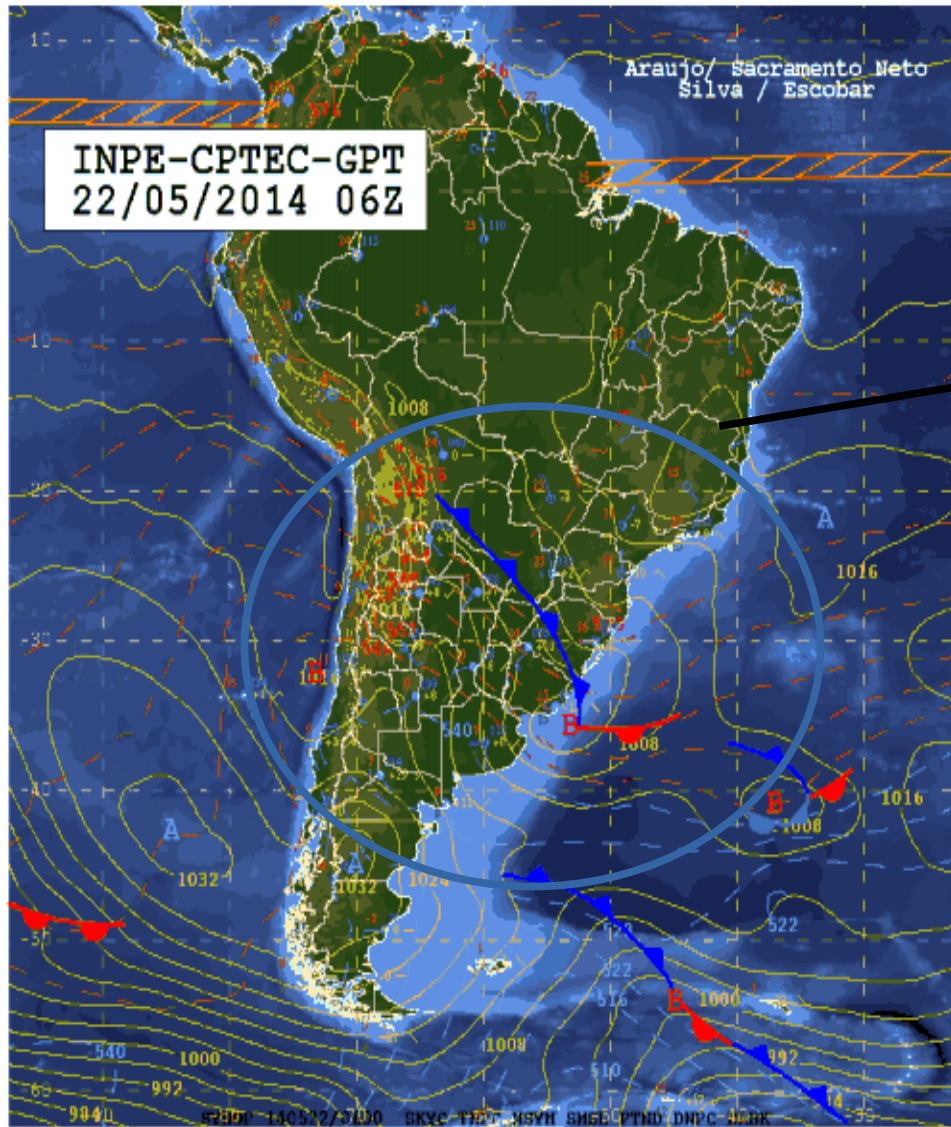
00



Mon 16/09/2013 21..24UTC (Mon 12
©weatheronlin

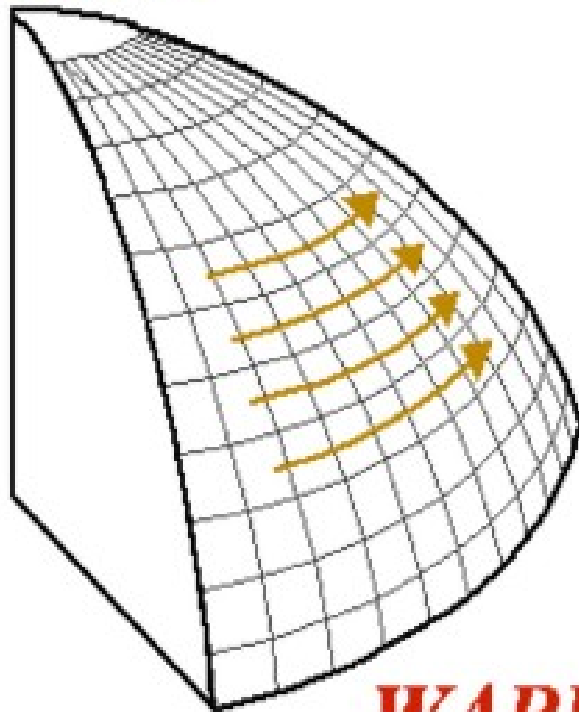
00

Análise Sinótica – 22/05/2014



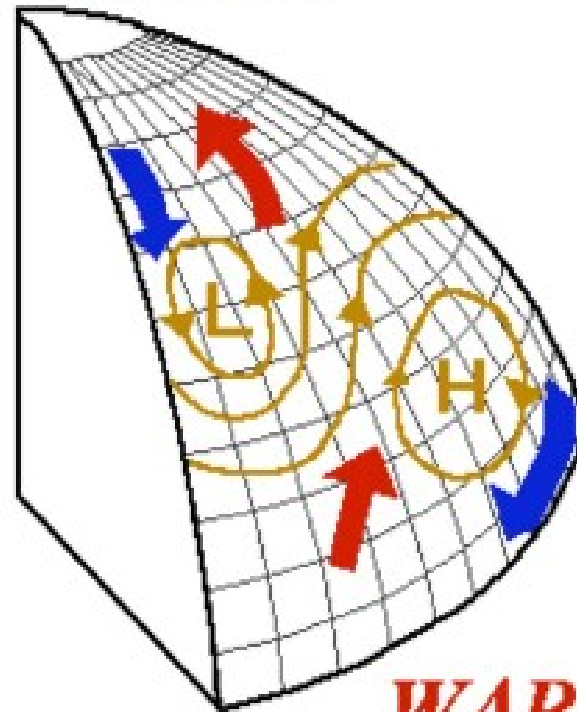
Los “eddies” se generan para transportar calor hacia los polos

COLD



WARM

COLDER



WARMER

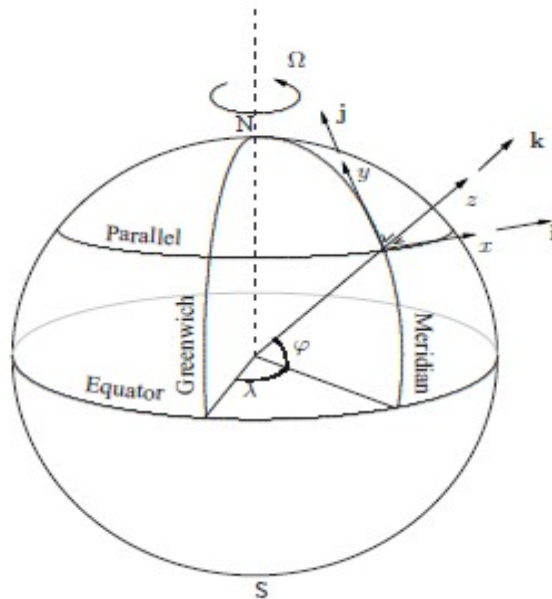
$$\left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| > \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{\text{critical}}$$

Apéndice

- Ecuaciones de conservación de momento, masa, energía y sal.

Ecuaciones de conservación de momento

	Aceler local	Cambio por advección	Coriolis		Viscosidad
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$+ u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$	$- f v$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$+ A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$+ u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+ f u$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$+ A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$
Dirección z			0	$= \frac{-\partial p}{\partial z}$	$- \rho g$ Gravedad



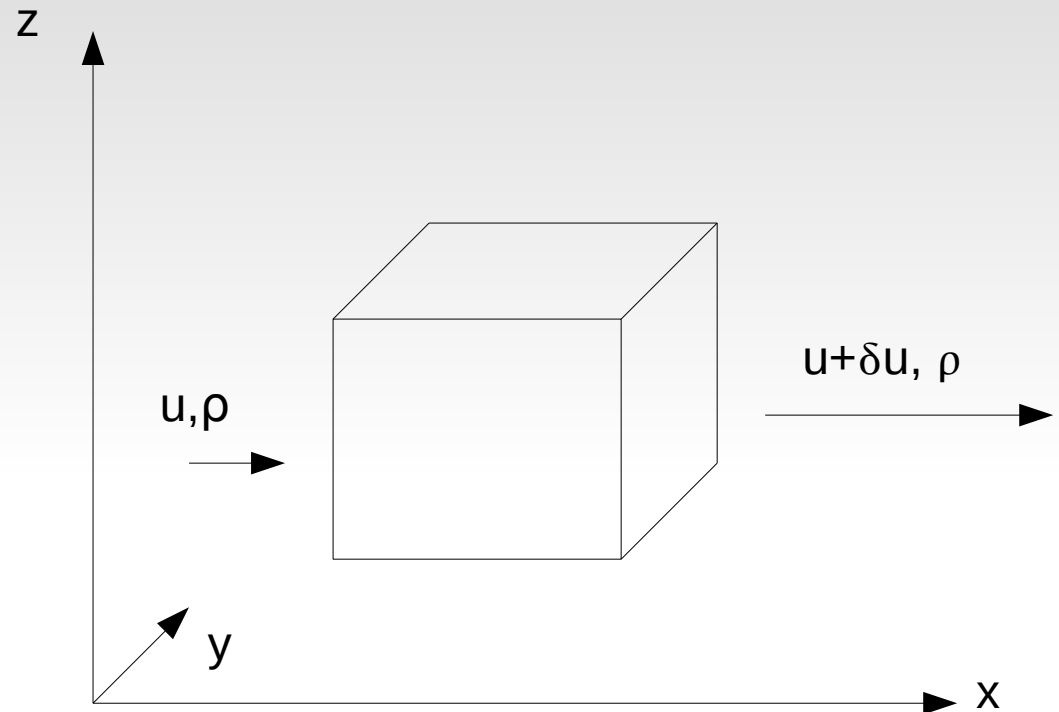
Fuerza gradiente de presión

Ecuación de conservación de masa

El océano es casi incompresible por lo que $\rho = \text{cte}$.

Entonces:

Flujo de masa que sale = Flujo de masa que entra



$$\rho u dz dy = \rho (u + \delta u) dz dy$$

$$\delta u dz dy = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{\partial u}{\partial x} dx dy dz = 0$$

- En tres dimensiones

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dx dy dz = 0$$

Y por lo tanto el término entre parentesis debe ser nulo y vale.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

- La atmósfera es claramente compresible, pero es posible encontrar una ecuación de conservación de masa similar usando el sistema de coordenadas (x,y,p)

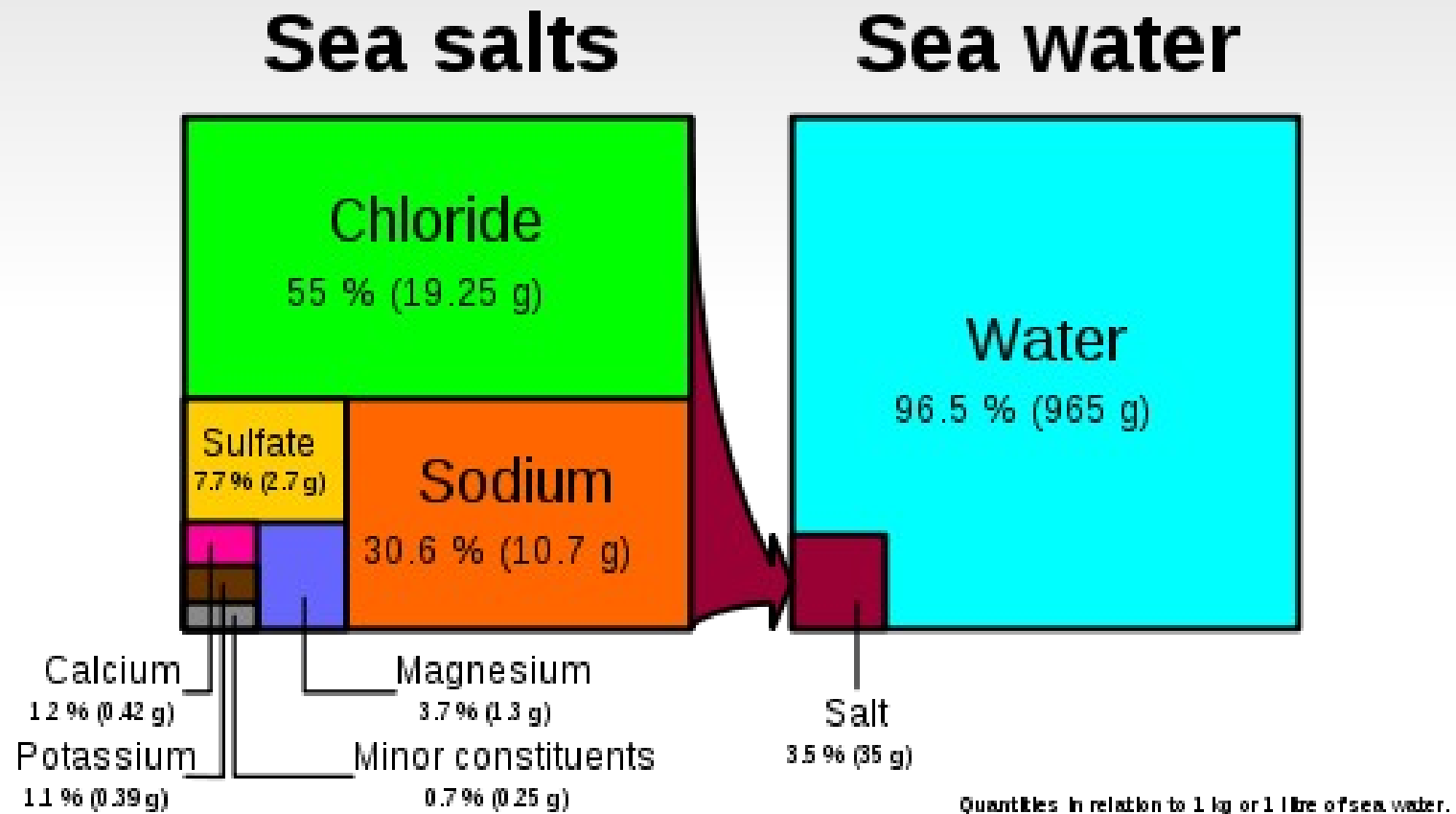
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

donde $\omega = dp/dt$ (hPa/s).

Ecuaciones de conservación de energía y salinidad

- En forma análoga a la ecuación de momento las ecuaciones para conservación de energía y salinidad son:
 - (cambio de T) + (advección de T) = término de calentamiento/enfriamiento + difusión
 - (cambio de S) + (advección de S) = evaporación/precipitación/hielos + difusión

- Salinidad



- Entonces:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_H}{\rho c_p} + \kappa_H \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \kappa_H \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \kappa_V \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = Q_S + \kappa'_H \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \kappa'_H \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \kappa'_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Estas dos ecuaciones gobiernan la evolución de la densidad (ecuación de estado):

Valores típicos: $\rho_0=1028 \text{ kg/m}^3$, $T_0=10\text{C}$, $S_0=35$.

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha_T (T - T_0) + \alpha_S (S - S_0)) \quad \text{Océano}$$

$$p = \rho R T \quad \text{Atmósfera}$$