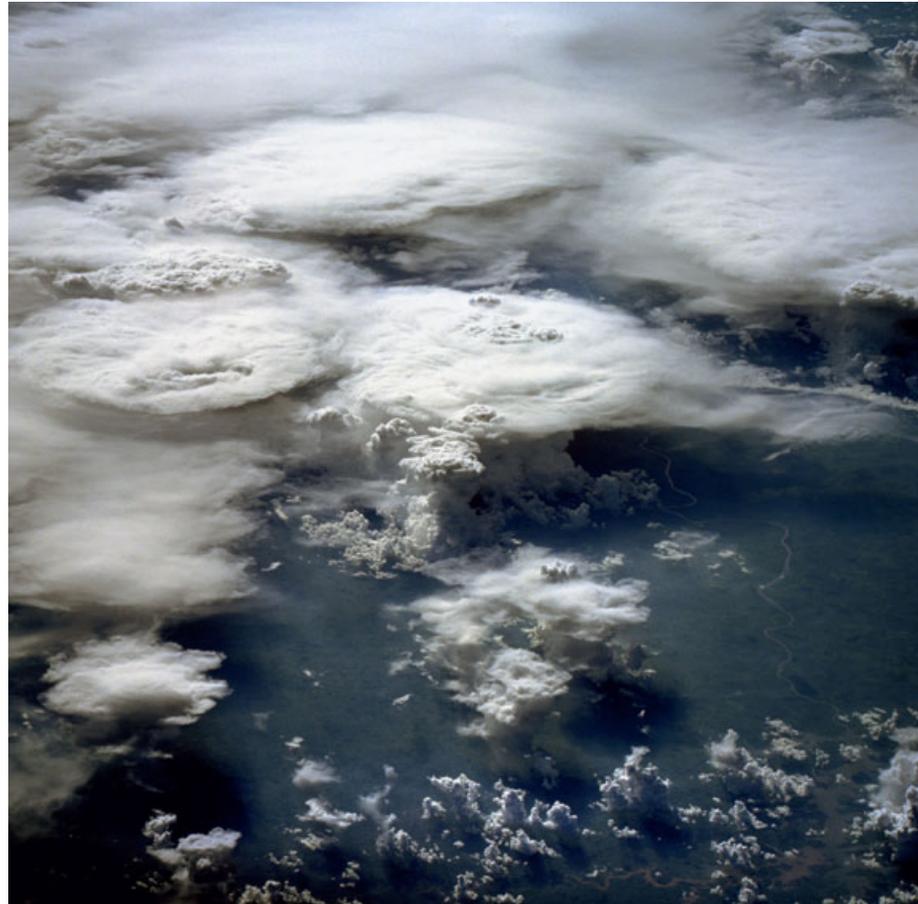


La Atmósfera

(Parte II)



Curso de Introducción a la Ciencias de la Tierra y el Espacio - 2011

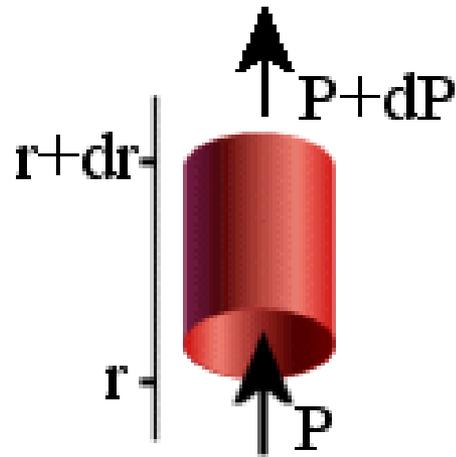
Mario Bidegain (MSc.)

Unidad de Ciencias de la Atmósfera – Inst. de Física - Facultad de Ciencias

CONTENIDOS

- **Equilibrio hidrostático**
- **Efecto de la rotación terrestre.**
- **Efecto de Coriolis.**
- **Equilibrio geostrófico.**
- **Viento geostrófico.**
- **Vientos reales en superficie.**
- **Circulación general de la atmósfera.**
- **Circulación regional.**
- **Interacción Océano-Atmósfera.**

Equilibrio Hidrostático

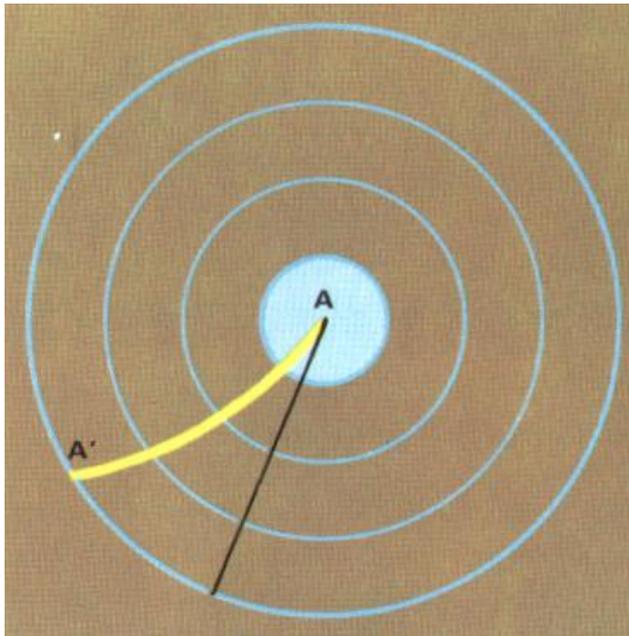


En el sentido vertical en la atmósfera se produce el **equilibrio hidrostático** este se da cuando las fuerzas del gradiente vertical de presión y la gravedad están en equilibrio.

En un fluido hidrostático no hay aceleración vertical neta.

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

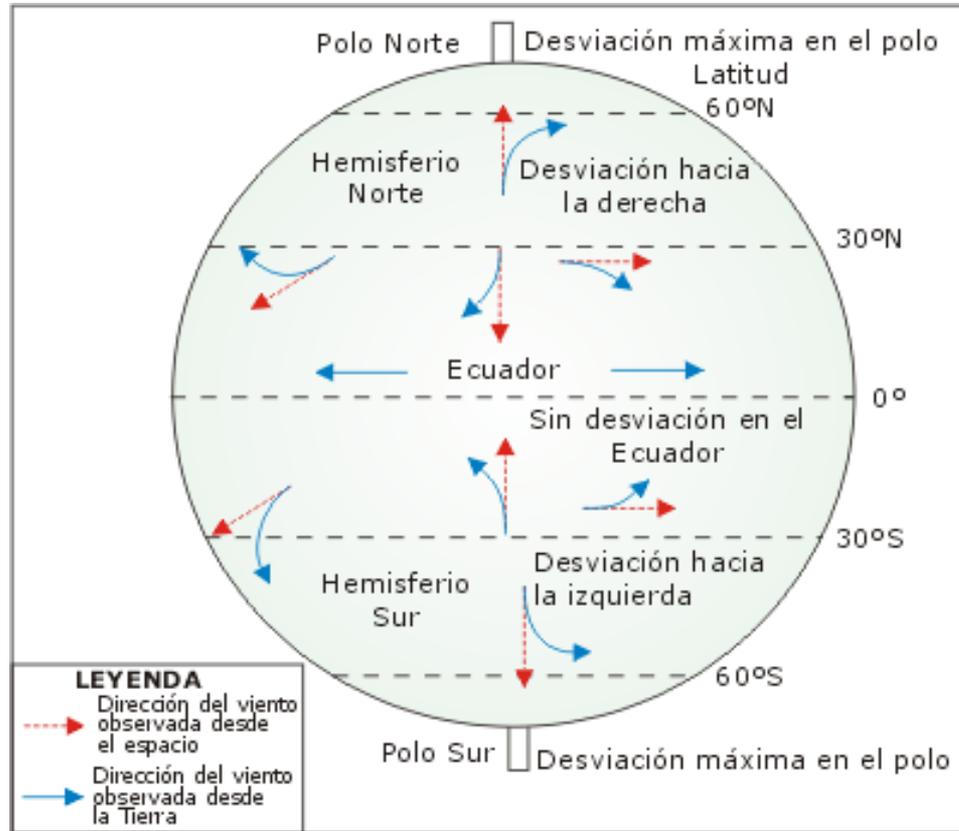
Efecto de la rotación terrestre



El efecto de la rotación de la Tierra es una desviación hacia la derecha de la dirección del movimiento en el Hemisferio Norte (hacia la izquierda en el Hemisferio Sur).

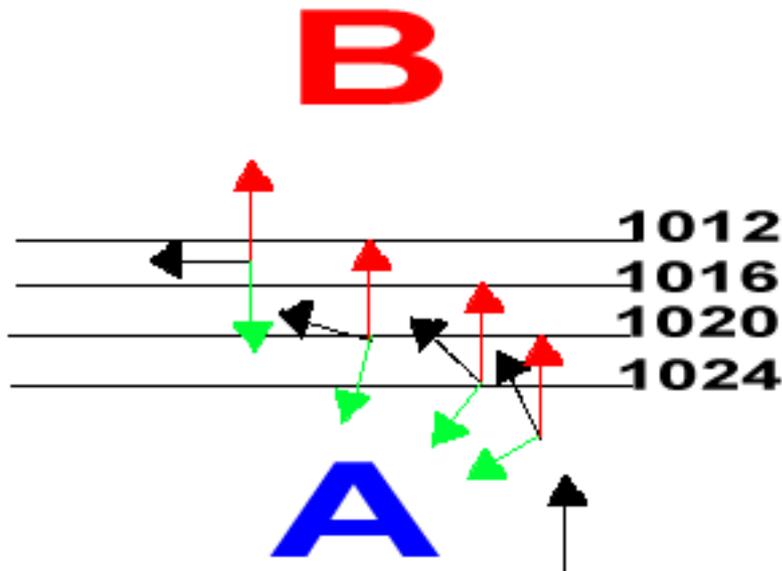
Muchas veces se habla de esto como el efecto de la **Fuerza de Coriolis** (debido al matemático francés Gustave Gaspard Coriolis 1792-1843), lo de *fuerza* por que es algo que causa una desviación de un movimiento rectilíneo y uniforme (es una fuerza debida al giro del sistema de referencia en el que realizamos la observación, es del mismo tipo -aunque no la misma- que la fuerza centrífuga que se siente al dar vueltas).

Efecto Coriolis



- Coriolis varia con la latitud
- Coriolis aumenta con la latitud
- Coriolis es nulo sobre el ecuador

Equilibrio Geostróxico



En un principio, el viento resultará ser el movimiento horizontal de aquellos volúmenes de aire, que se hallan en equilibrio entre dos fuerzas: **la del Gradiente de Presión y la de Coriolis.**

Este movimiento se cumple en dirección de las isobaras. La figura resume el proceso para el hemisferio Sur

Viento Geostrófico

$$V_g = \frac{\alpha \Delta p}{f \Delta n}$$

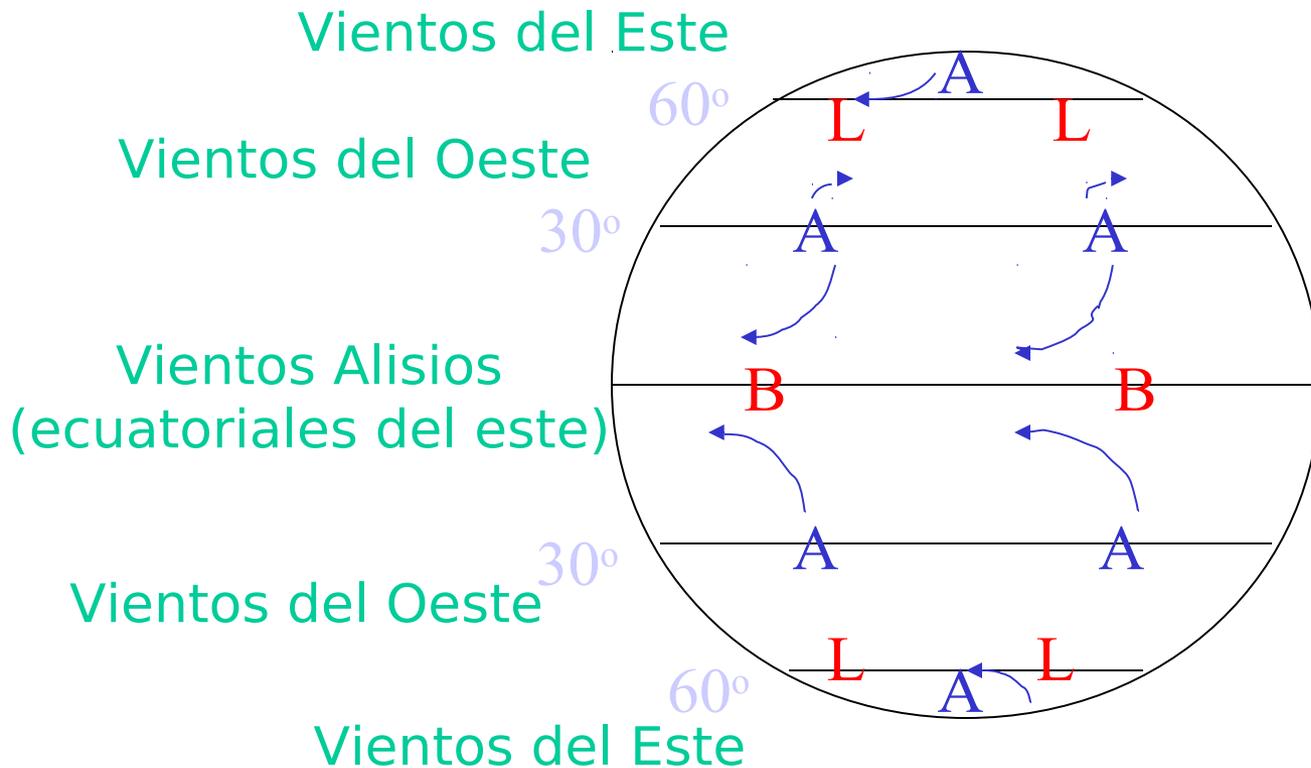
$$f = 2 \Omega \sin \varphi$$

La velocidad del viento es mayor cuanto menor es la distancia entre isobaras. Para igual gradiente de presión (variación de la presión en una determinada distancia, en la fórmula), el viento geostrófico es mayor cerca de los polos que cerca del Ecuador.

El viento es paralelo a las isobaras.

El viento deja las bajas presiones a su derecha (izquierda) en el Hemisferio Sur (Norte). El viento es más fuerte cuanto mayor sea la fuerza de presión, es decir cuanto más juntas estén las isobaras.

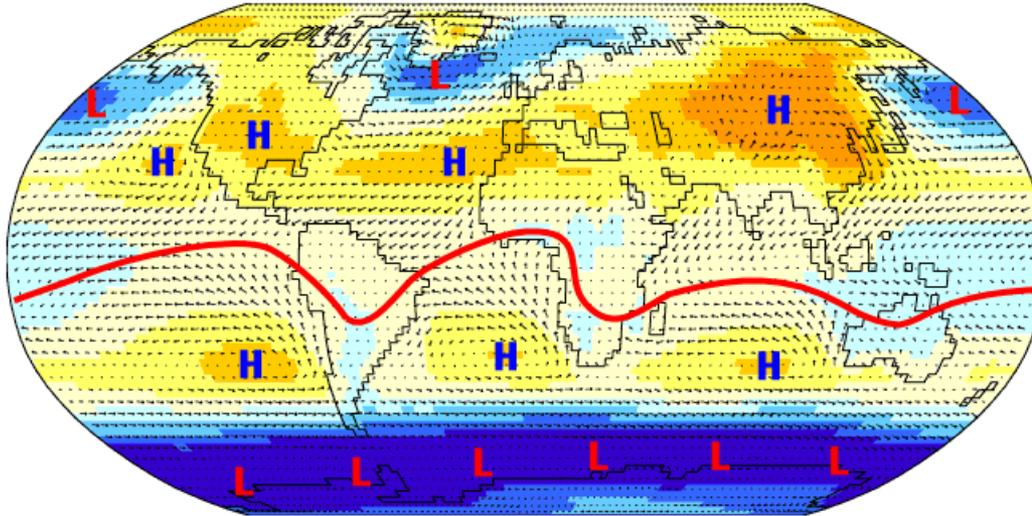
Vientos generales en superficie



Circulación General

Sea-Level Pressure and Surface Winds

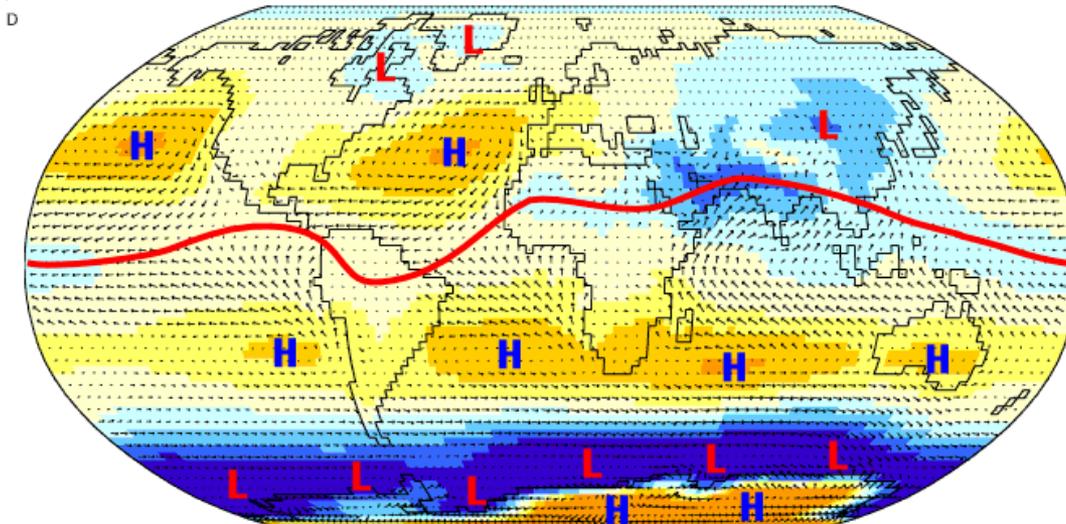
Jan



995 1000 1005 1010 1015 1020 1025 mb

Sea-Level Pressure and Surface Winds

Jul



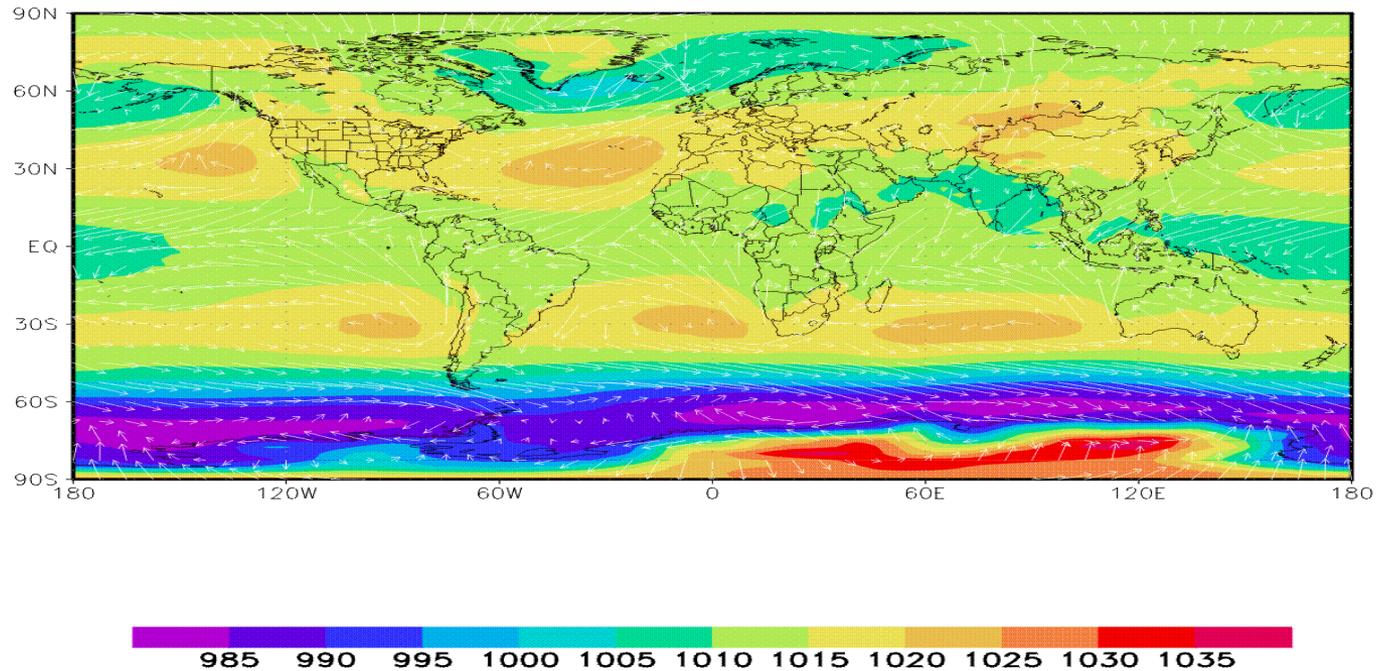
995 1000 1005 1010 1015 1020 1025 mb



- 1 - 2 - 4 - 8 - 16 -> 32 m/sec

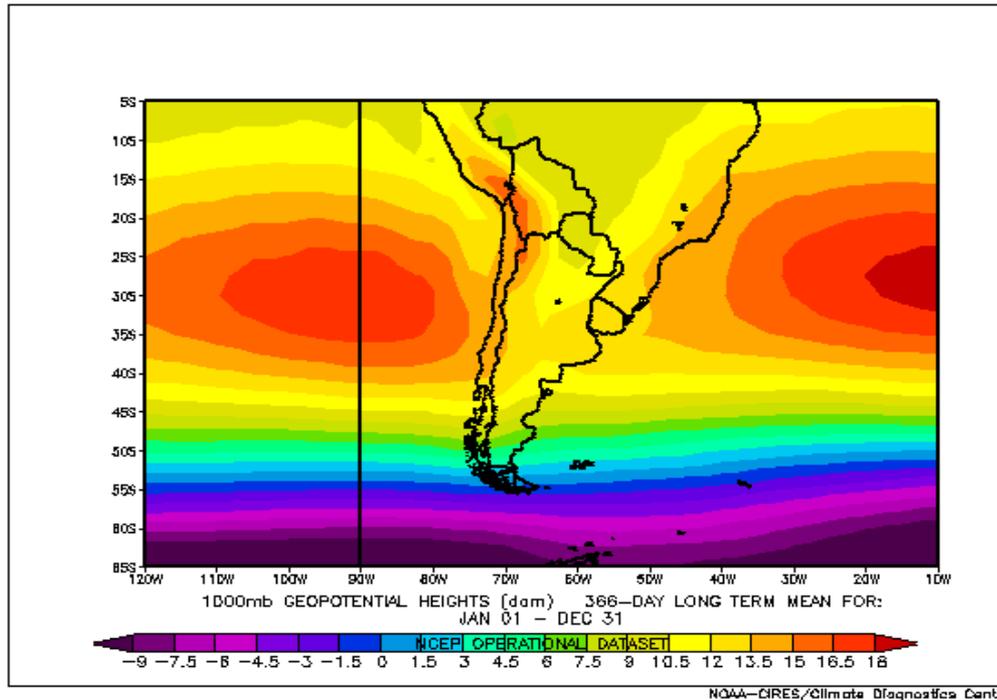
Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies

CIRCULACION GENERAL DE LA PRESION Y VIENTOS EN SUPERFICIE



- Existe una zona ecuatorial de bajas presiones que da lugar a la llamada zona de convergencia intertropical (ZCIT) de los vientos alisios.
- Otra área de baja presión puede notarse hacia los 60° de latitud, constituyendo el cinturón subpolar de baja presión que coincide con la zona del frente polar.
- Sobre los polos y hacia los 35° de latitud, hay regiones de alta presión, que provocan divergencia en superficie, y subsistencia o movimiento de descenso en la troposfera media, contrariamente a lo que ocurre en las zonas de baja presión donde los movimientos de la troposfera media son de ascenso generalizado.

CIRCULACION REGIONAL

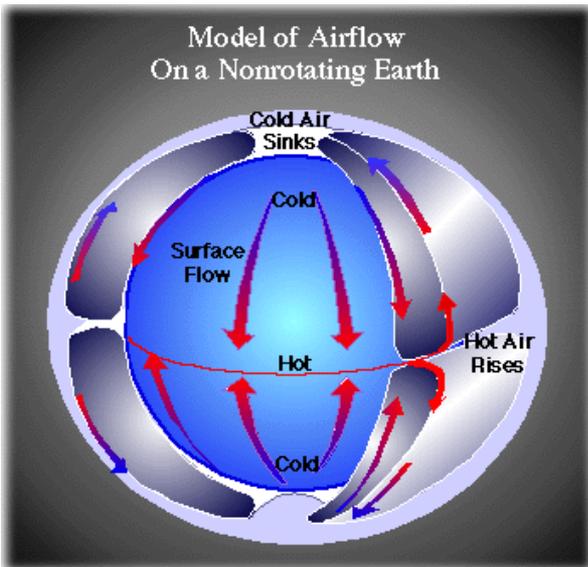
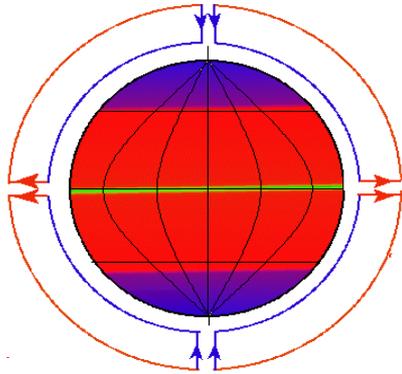


El *anticiclón semipermanente del Atlántico* influye sobre el desarrollo del tiempo en el Uruguay; las circulaciones que origina tienen direcciones del NE al E, y aportan masas de aire de origen tropical.

El *anticiclón del Pacífico* provoca los empujes de aire de origen polar, la interacción de ambas influencias provoca la ocurrencia de precipitaciones de carácter frontal.

El régimen de vientos en Uruguay, muestra un marcado predominio del sector NE al E, con velocidades del orden de 15 Km./h, con un máximo medio sobre la costa suroeste con 25 Km./h.

Celda de Hadley

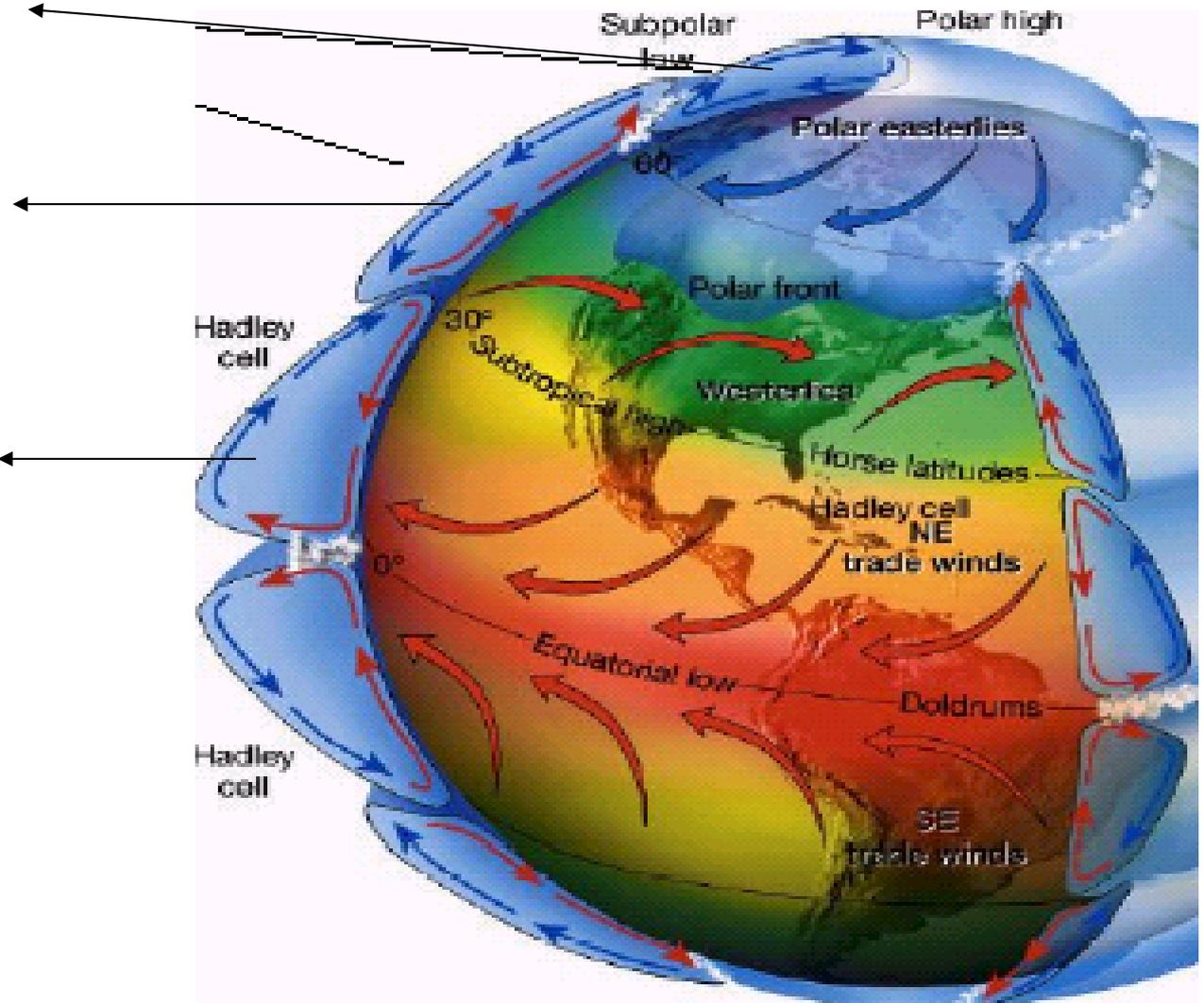


- George Hadley
1735.
- Circulación
meridional
- Tierra no rotante

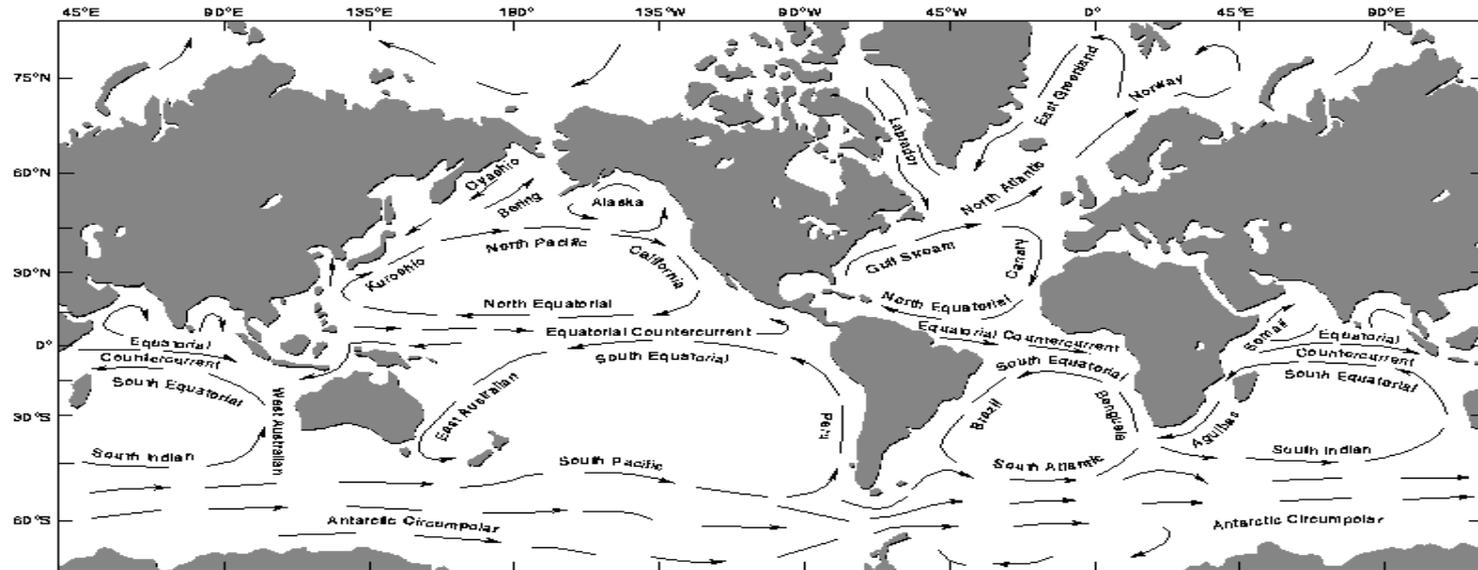
Celda Polar

Celda de Ferrel

Celda de Hadley

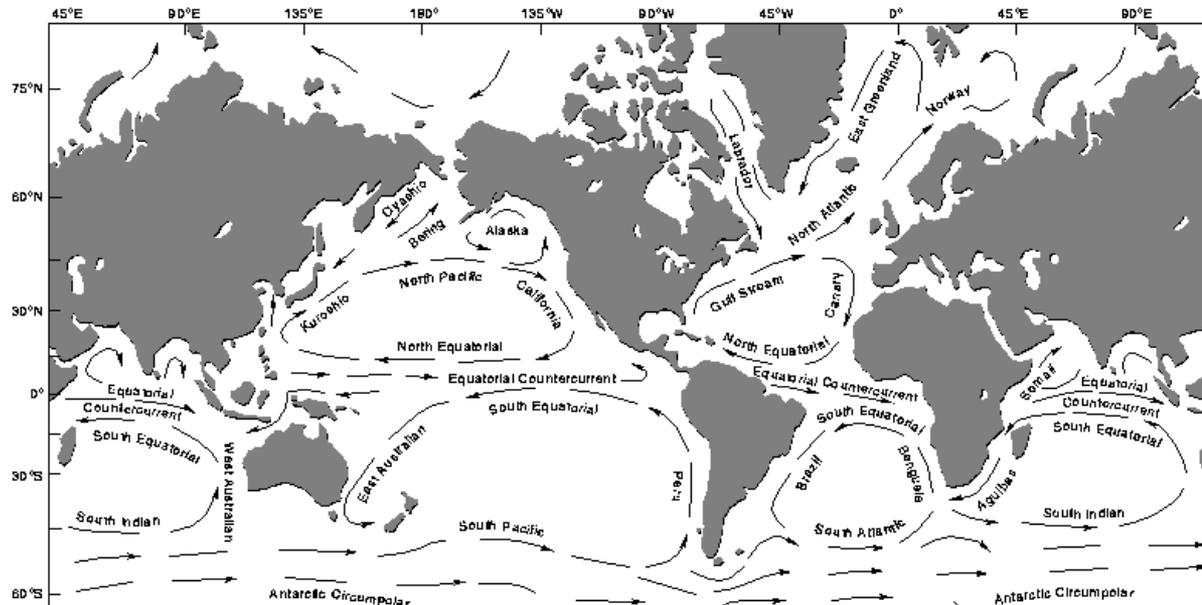


INTERACCION OCEANO - ATMOSFERA

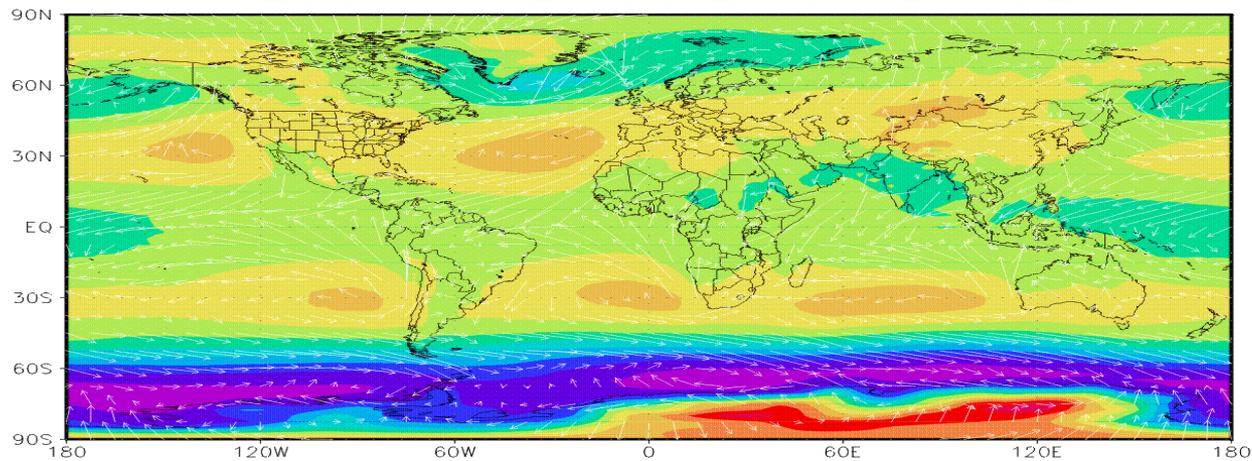


Existe una evidente asociación entre la circulación atmosférica y oceánica. Los *anticiclones semipermanentes* sobre los océanos condicionan la aparición de corrientes marinas de carácter frío sobre los bordes occidentales de los continentes y de carácter cálido sobre los bordes orientales. En el caso de Sudamérica tenemos una corriente fría sobre la costas de Chile (Corriente de Humboldt) y una corriente cálida sobre el litoral atlántico brasileño (Corriente de Brasil).

INTERACCION OCEANO - ATMOSFERA



PRESION Y VIENTOS EN SUPERFICIE



Ecuaciones básicas del sistema atmosférico

- Ecuaciones de Movimiento
$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{uv}{a} \tan \phi = fv - \frac{1}{\rho a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + F_1$$
- $$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{u^2}{a} \tan \phi = -fu - \frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial \phi} + F_2$$
- Ecuación Hidrostática:
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$
- Ecuación de Continuidad:
$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_R} \frac{\partial (\rho_R w)}{\partial z} = 0$$
- Ecuación Termodinámica:
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = L$$