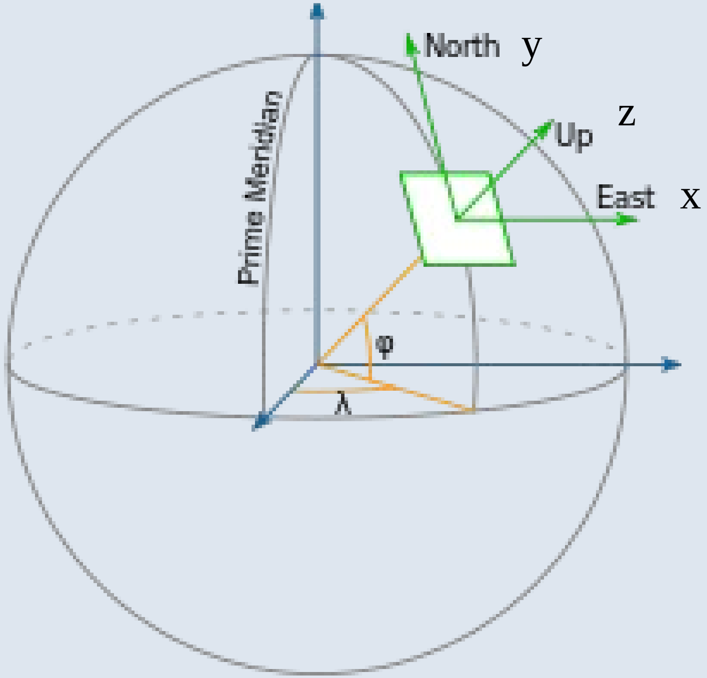
Dinámica en la Atmósfera

Curso: Introducción a la Meteorología 2020

Prof: Nicolás Díaz Negrín

Planeta Tierra No Inercial



Vamos a describir los movimientos de la masas de aire, parados en un sistema local (x,y,z) no inercial.

Por lo tanto, tenemos que tener en consideración la presencia de las fuerzas ficticias:

- Fuerza de Coriolis
- Fuerza Centrífuga

Vamos a llamar (u,v,w) a las componentes del viento local en el sistema (x,y,z).

- u viento zonal
- v viento meridional
- w viento vertical

Tipos de Movimiento a Estudiar

Parados en el sistema no inercial:

$$m\frac{d\vec{v}}{dt}=\vec{F}+\vec{F}_{fic} \longrightarrow \rho\frac{d\vec{v}}{dt}=\vec{f}+\vec{f}_{fic}$$

$$\vec{f}=\frac{\vec{F}}{V}$$

$$\boxed{\rho\frac{d\vec{v}}{dt}=\vec{f}+\vec{f}_{fic}}$$

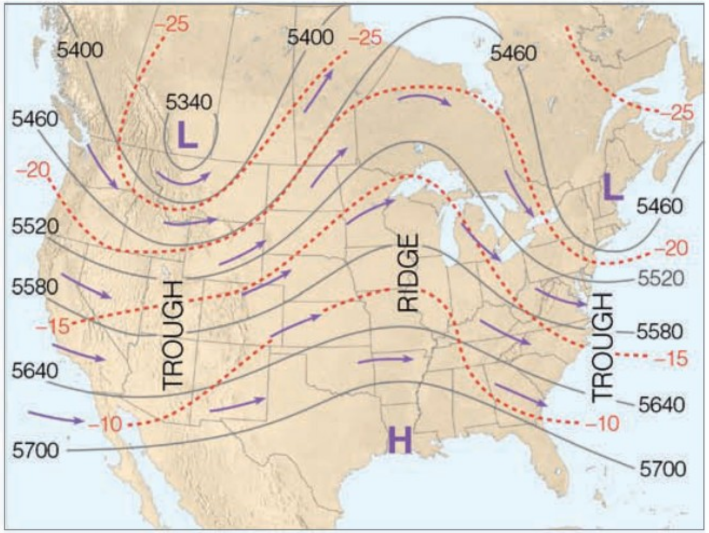
Fuerza de Corolis
Fuerza Centrífuga

Aceleración local
Términos adevectivos

Peso
Gradiente de Presión
Fuerza de rozamiento

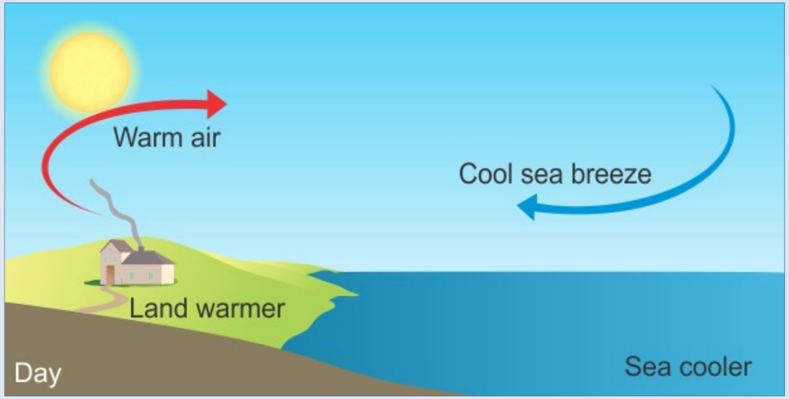
Vamos a describir dos tipos de movimientos:

1. Rectilíneo → Viento Geostrófico
2. Circulares → Viento de Gradiente



(b) Upper-air map (500 mb)

Parcelas de Aire



Parcela de aire: globo imaginario al cual puede asignarse todas las cantidades físicas (cinemáticas, dinámicas, termodinámcias, etc).

Es suficientemente grande, de forma de contener muchas partículas, pero chica de forma de definir las cantidades de forma homogénea (e.g. densidad)

El tamaño tiene básicamente dos limitaciones:

1. Instrumental
2. Escala del fenómeno a estudiar

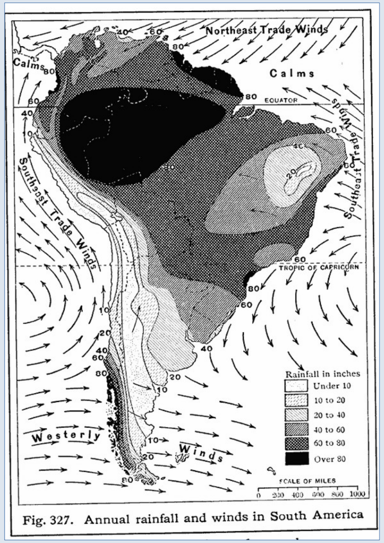
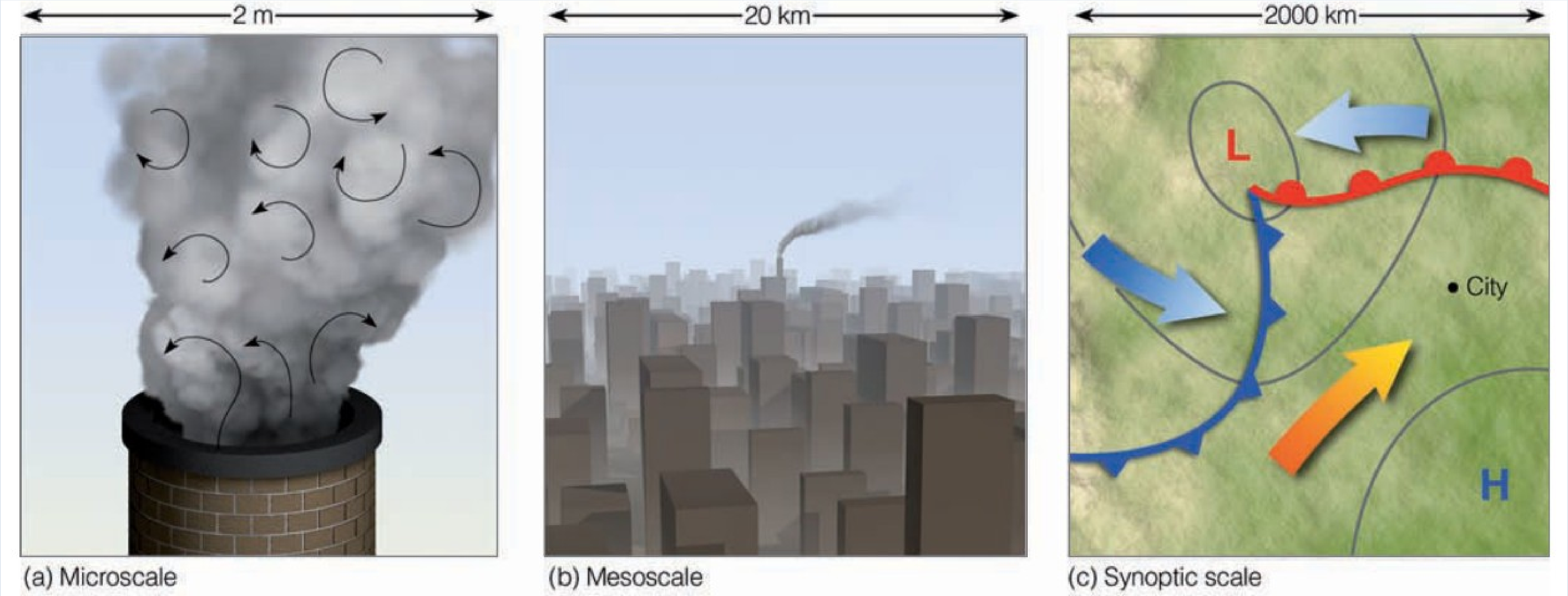
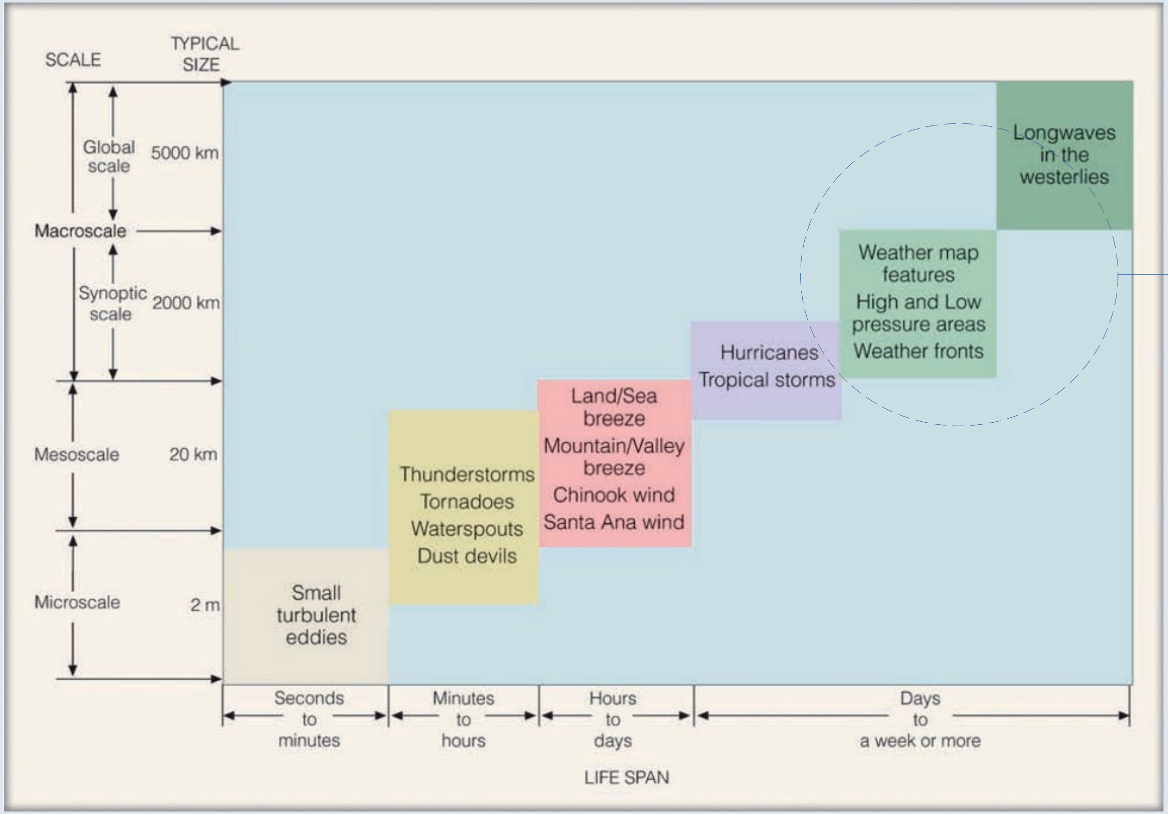


Fig. 327. Annual rainfall and winds in South America

Escalas espaciales/temporales 1



Escalas espaciales/temporales 2



Escala Sinóptica:

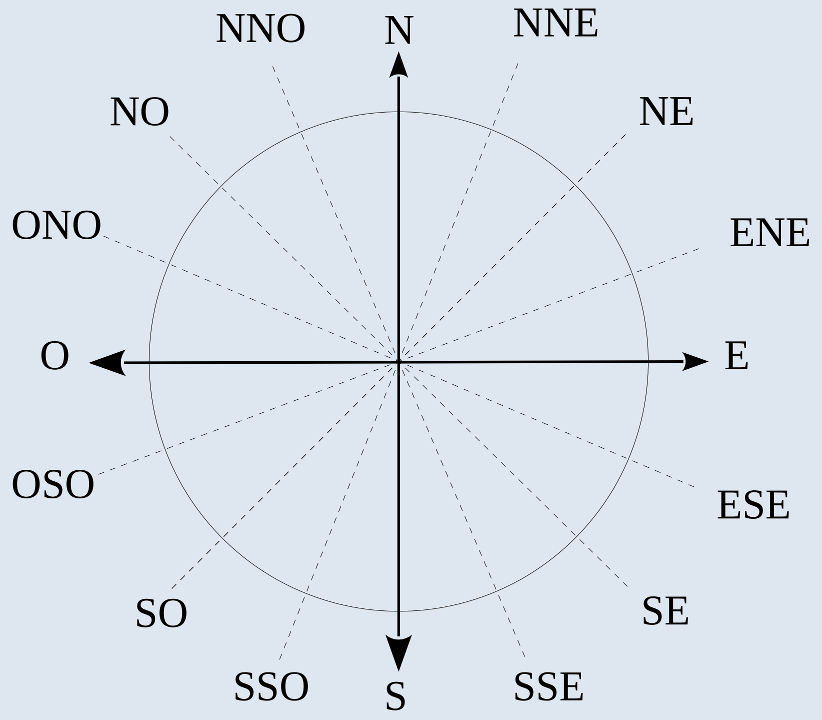
Espacio: 100km² – 1000km²

Tiempo: días a semanas

Principales fuerzas: Coriolis, gradiente de presión, peso, fuerza de rozamiento.

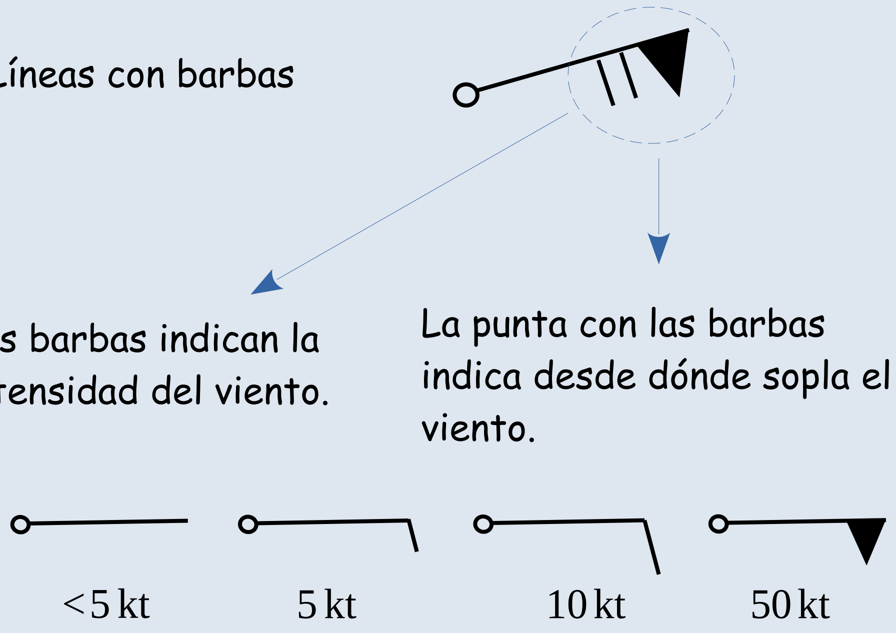
Descripción de Vientos 1

Rosa de los Vientos:



Intensidad de los Vientos:

Líneas con barbas



Las barbas indican la intensidad del viento.

La punta con las barbas indica desde dónde sopla el viento.

$1\,\mathrm{kt} = 0.5144\,\mathrm{m/s}$

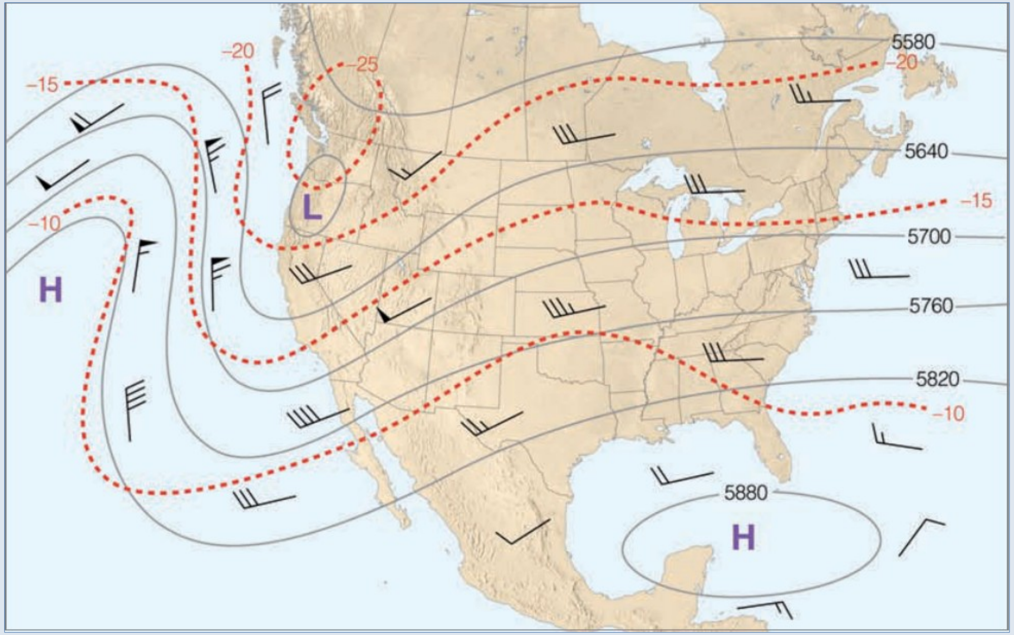
Descripción de Vientos 2

WIND ENTRIES

	MILES (STATUTE) PER HOUR	KNOTS	KILOMETERS PER HOUR
	Calm	Calm	Calm
	1–2	1–2	1–3
	3–8	3–7	4–13
	9–14	8–12	14–19
	15–20	13–17	20–32
	21–25	18–22	33–40
	26–31	23–27	41–50
	32–37	28–32	51–60
	38–43	33–37	61–69

WIND ENTRIES

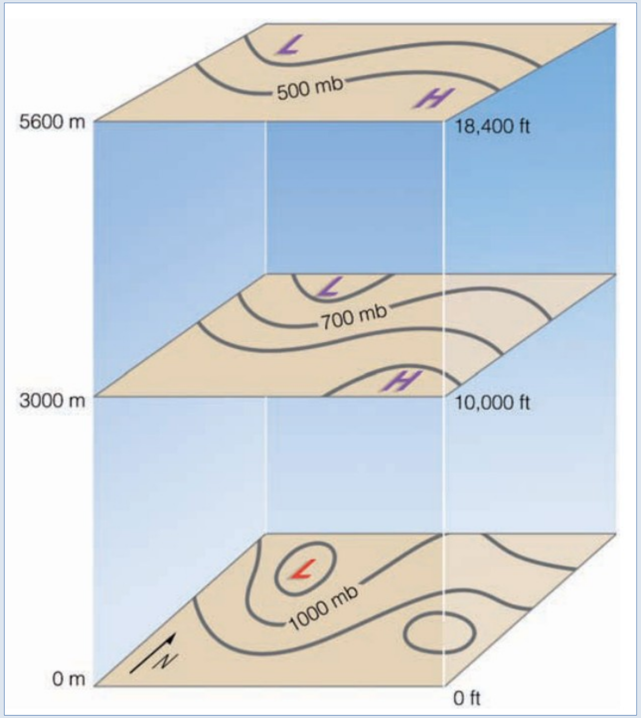
	MILES (STATUTE) PER HOUR	KNOTS	KILOMETERS PER HOUR
	44–49	38–42	70–79
	50–54	43–47	80–87
	55–60	48–52	88–96
	61–66	53–57	97–106
	67–71	58–62	107–114
	72–77	63–67	115–124
	78–83	68–72	125–134
	84–89	73–77	135–143
	119–123	103–107	144–198



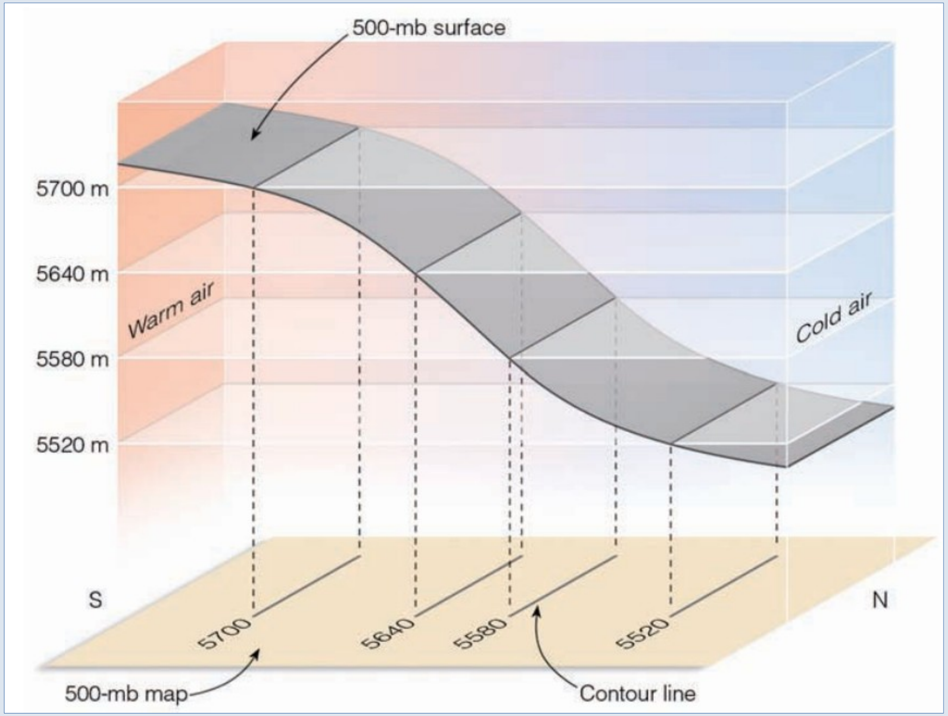
Mapa a 500mb. Líneas negras: altura. Líneas rojas: temperatura.

Mapas Isóbaros/Altura Constante 1

Mapas a altura constante:

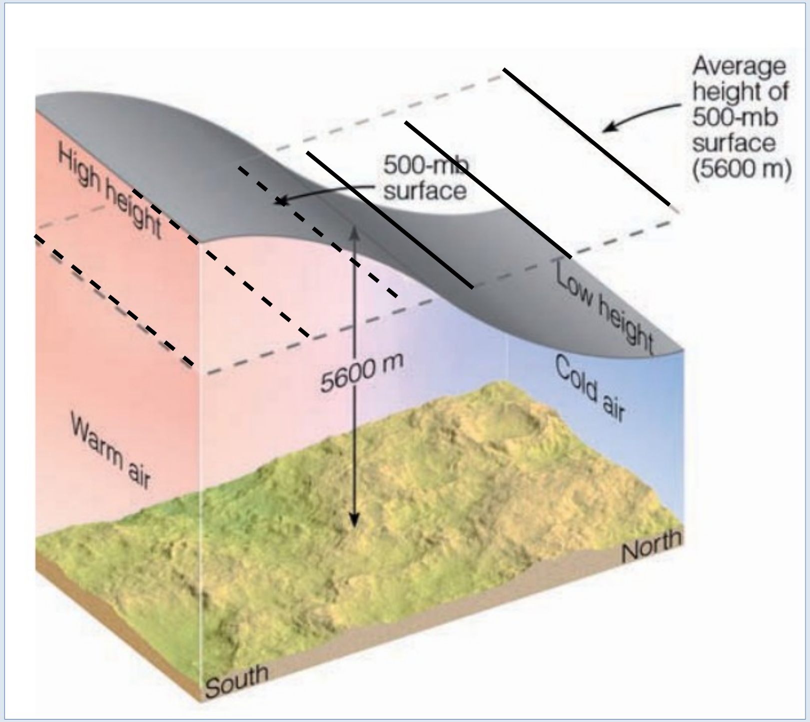


Mapas a Presión constante (isobárico):

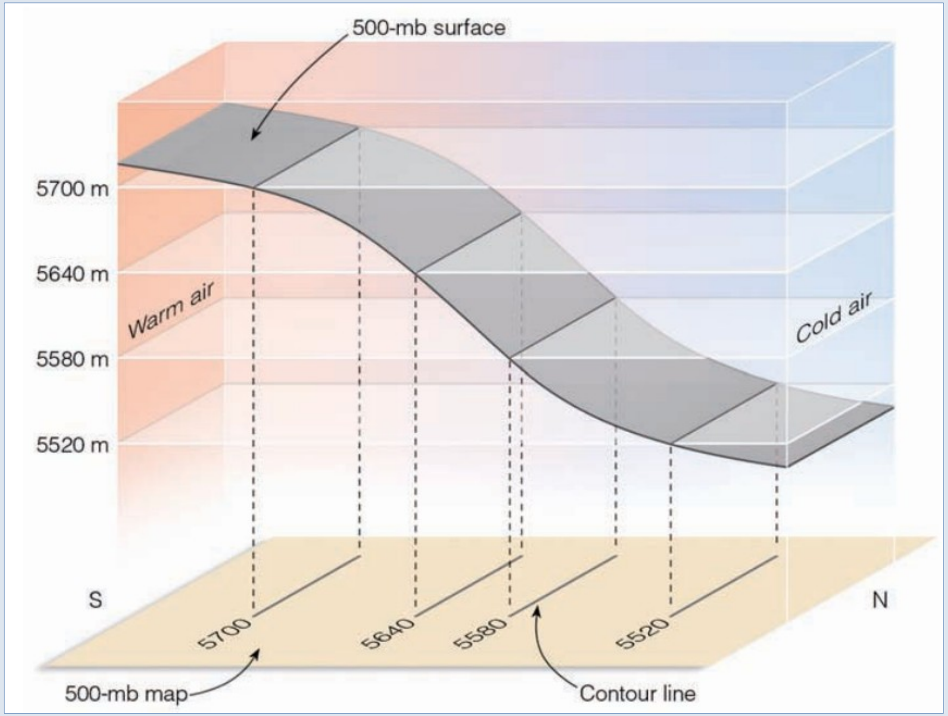


Mapas Isóbaros/Altura Constante 2

Desviación de comportamiento promedio:



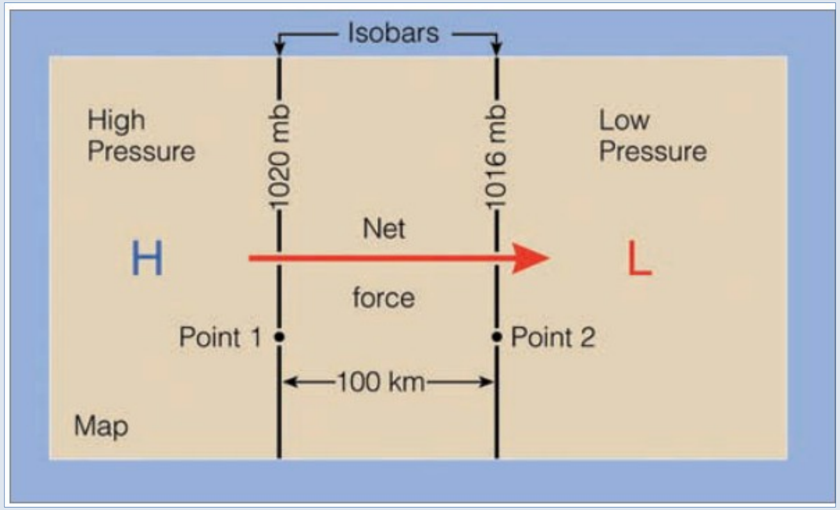
Mapas a Presión constante (isobárico):



Fuerza Gradiente de Presión 1

Es una fuerza que actúa debido a una diferencia de presión.

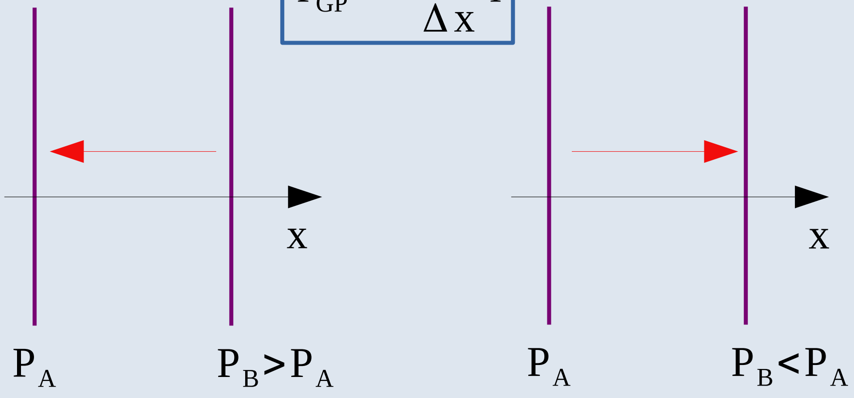
Es la única fuerza (en el plano horizontal) capaz de poner en movimiento a una parcela de aire.



La fuerza gradiente de presión:

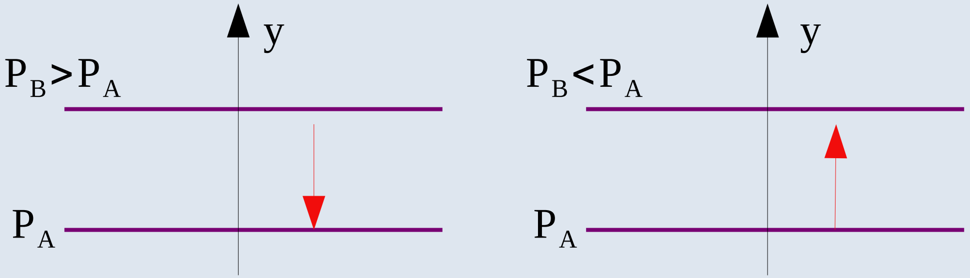
1. siempre actúa perpendicular a las isóbaras.
2. apunta en sentido decreciente de la isóbaras (de mayor a menor presión)
3. Es más grande si las isóbaras están más cerca.

$$\boxed{\vec{f}_{GP} = -\frac{\Delta P}{\Delta x}\hat{i}}$$



Fuerza Gradiente de Presión 2

¿Qué pasa si las isóbaras está orientadas zonalmente?

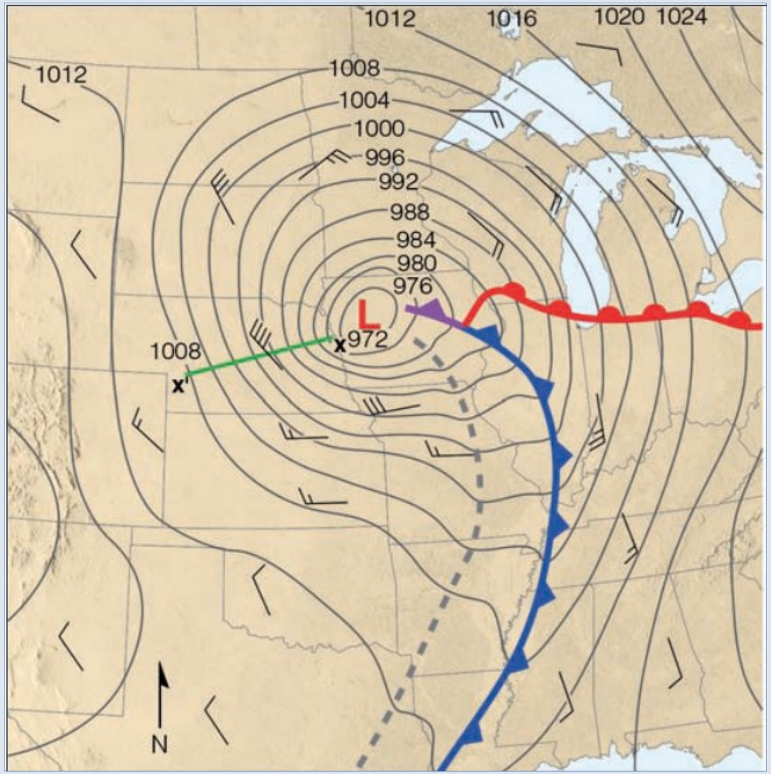


$$\boxed{\vec{f}_{GP} = -\frac{\Delta P}{\Delta y}\hat{j}}$$

¿Qué pasa en un caso general?

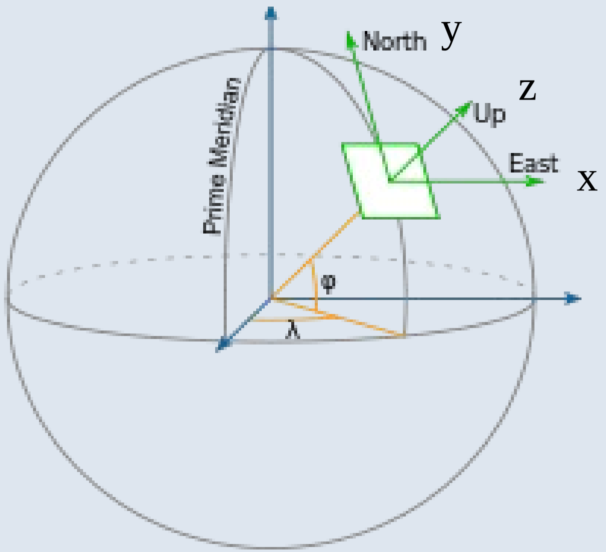
$$\boxed{\vec{f}_{GP} = -\left(\frac{\Delta P}{\Delta x}, \frac{\Delta P}{\Delta y}, \frac{\Delta P}{\Delta z}\right)} \rightarrow$$

Vector Gradiente de Presión.



Ecuaciones de Movimiento Horizontal

Movimiento en plano (x,y) local (plano tangente a la superficie terrestre).



Ecuación de Newton:

$$\begin{cases} \rho \dfrac{d\vec{v}_H}{dt} = -\nabla_H P + \vec{f}_{c,H} + \vec{f}_r \\ \vec{v}_H = (u, v) = u\,\hat{i} + v\,\hat{j} \end{cases}$$

Descomposición en (x,y):

$$\begin{cases} \rho \dfrac{d\vec{u}}{dt} = -\dfrac{\partial P}{\partial x} + f_{c,x} + f_{r,x} \\ \rho \dfrac{d\vec{v}}{dt} = -\dfrac{\partial P}{\partial y} + f_{c,y} + f_{r,y} \end{cases}$$

Simplificaciones ~ Hipótesis

Viento Geostrófico: viento producto del balance entre gradiente horizontal de presión y fuerza de coriolis.

Viento Geostrófico: Hipótesis 1

$$\begin{cases} \cancel{\dfrac{d\vec{u}}{dt}} = \dfrac{-1}{\rho}\left(\dfrac{\partial P}{\partial x} + f_{c,x} + \cancel{f_{r,x}}\right) \\ \cancel{\dfrac{d\vec{v}}{dt}} = \dfrac{-}{\rho}\left(\dfrac{\partial P}{\partial y} + f_{c,y} + \cancel{f_{r,y}}\right) \end{cases} \longrightarrow \begin{cases} \dfrac{\partial P}{\partial x} = -f_{c,x} \\ \dfrac{\partial P}{\partial y} = -f_{c,y} \end{cases}$$

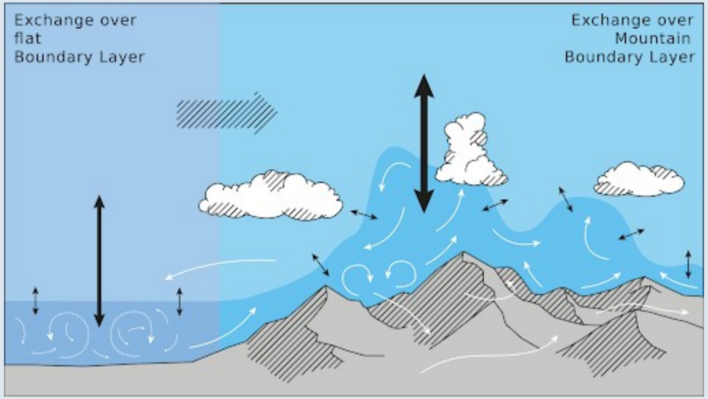
Que la aceleración y la fuerza de rozamiento no aparezcan en la ecuación, no significa que no estén actuando (presentes) en el sistema físico.

Simplemente podemos buscar en qué contexto, dichos términos son despreciables respecto a los otros.

Fuerza de Rozamiento:

- Interacción con superficie terrestre
- Mezcla vertical (fricción turbulenta)

El alcance vertical (1000m) de estas interacciones, define lo que se llama capa límite planetaria.



Viento Geostrófico: Hipótesis 2

¿Bajo qué hipótesis podemos despreciar el cambio en el vector velocidad (horizontal) frente a las fuerzas de Coriolis y gradiente de presión?

Fenómenos de gran escala / Análisis de Escala:

$$\frac{du}{dt} \sim \frac{U}{T}$$

$$a_c \sim 2fU$$

En sistemas de gran escala (escala sinóptica), las velocidades horizontales típicamente tienen valores de 10m/s, mientras que los cambios significativos de dicha velocidad se dan en un día (10^5s) o más.

$$\frac{U}{T} \approx 10\frac{m/s}{10^5 s} = 10^{-4} m/s^2$$

En latitudes medias: $f = 10^{-4} s^{-1}$

$$2fU \approx 10^{-4} s^{-1} 10\, m/s = 10^{-3} m/s^2$$

¡¡Coriolis es un orden de magnitud más grande que la aceleración!!

Número de Rossby: número adimensionado que mide la magnitud del término de aceleración en relación a la fuerza de Coriolis.

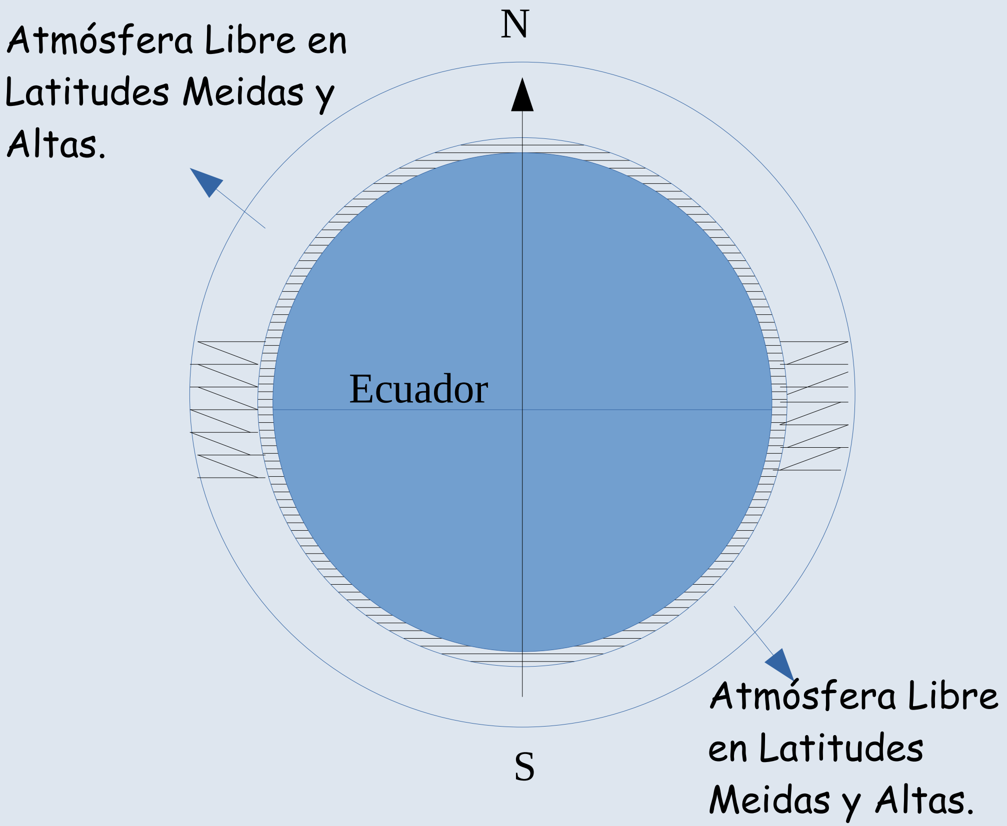
$$R_0 = \frac{U/T}{2fU} \approx 10^{-1}$$

$R_0 \ll 1 \longrightarrow$ Aceleración despreciable frente a Coriolis.

Viento Geostrófico: Hipótesis Resumen

- Atmósfera Libre (por arriba de la capa límite para despreciar fuerza de rozamiento)
- Fenómenos de gran escala espacio-temporal (escala sinóptica). De esta forma despreciamos aceleración frente a Coriolis.
- Latitudes medias y altas (Coriolis se anula en el trópico).

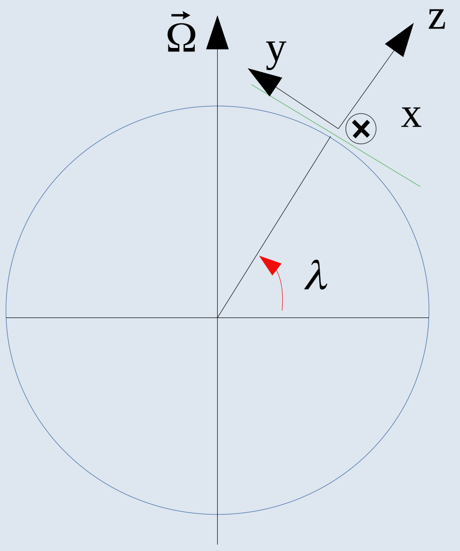
$$\left\{ \begin{array}{l} \dfrac{\partial P}{\partial x} = -f_{c,x} \\ \\ \dfrac{\partial P}{\partial y} = -f_{c,y} \end{array} \right. \longrightarrow \textbf{Viento Geostrófico.}$$



Fuerza de Coriolis en la Atmósfera

Fuerza de Coriolis:

$$\vec{F}_c = -2\,m\,\vec{\Omega}\times\vec{v} \longrightarrow \vec{f}_c = -2\,\rho\,\vec{\Omega}\times\vec{v}$$



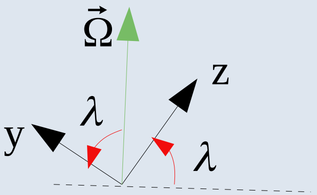
Notación:

⊗ Vector entrante

⊙ Vector saliente

$$\vec{v}_H = u\,\hat{i} + v\,\hat{j}$$

$$\vec{\Omega} = \Omega\cos(\lambda)\,\hat{j} + \Omega\,\mathrm{sen}(\lambda)\,\hat{k}$$



Queremos calcular: $-\vec{\Omega}\times\vec{v}$

$$-\left(\Omega\cos(\lambda)\,\hat{j} + \Omega\,\mathrm{sen}(\lambda)\,\hat{k}\right)\times\left(u\,\hat{i} + v\,\hat{j}\right)$$

$$-\Omega\,\mathrm{sen}(\lambda)\,\hat{k}\times\left(u\,\hat{i} + v\,\hat{j}\right)$$

$$-\Omega\,\mathrm{sen}(\lambda)\,u\,\hat{j} \qquad \Omega\,\mathrm{sen}(\lambda)\,v\,\hat{i}$$

La fuerza de Coriolis horizontal, debido al viento horizontal:

$$\boxed{\vec{f}_c = \rho f\left(v\,\hat{i} - u\,\hat{j}\right)}$$

$$f = 2\,\Omega\,\mathrm{sen}(\lambda) \longrightarrow$$ Parámetro de Coriolis

Fuerza de Coriolis: Observaciones

Observaciones:

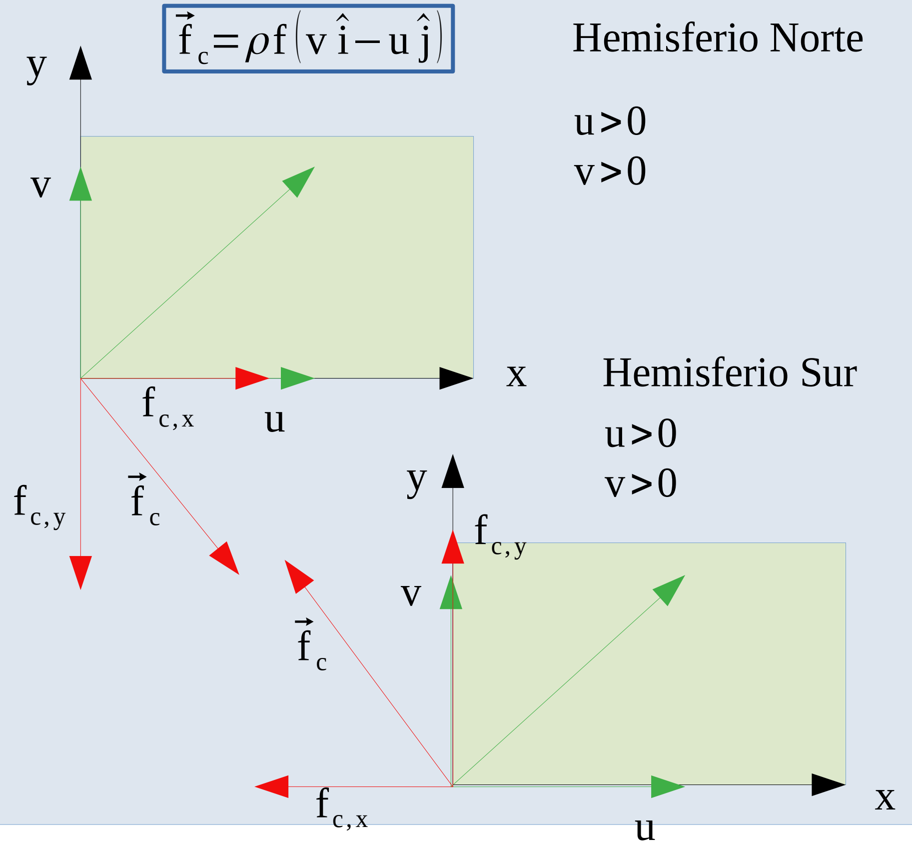
1. El parámetro de Coriolis es máximo en los polos y nulo en el Ecuador.

2. El signo de f determina el hemisferio.
   f>0 HN
   f<0 HS

3. f en latitudes medias (45°) vale:

$$f=2\Omega \,\mathrm{sen}(45°) \sim 10^{-4}\,s^{-1}$$

4. La fuerza de Coriolis siempre actúa hacia la derecha en el HN y hacia la izquierda en el HS.



Viento Geostrófico

Viento Geostrófico:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial P}{\partial x} = -f_{c,x} \\ \dfrac{\partial P}{\partial y} = -f_{c,y} \end{cases} \longrightarrow \begin{cases} \dfrac{\partial P}{\partial x} = -\rho f v \\ \dfrac{\partial P}{\partial y} = \rho f u \end{cases}$$

Ecuaciones del Viento Geostrófico:

$$\boxed{u_G = \frac{1}{\rho f}\frac{\partial P}{\partial y}} \qquad \boxed{v_G = -\frac{1}{\rho f}\frac{\partial P}{\partial x}}$$

Observaciones:

1. Conociendo el gradiente de presión y la ubicación (latitud), podemos determinar el viento geostrófico.

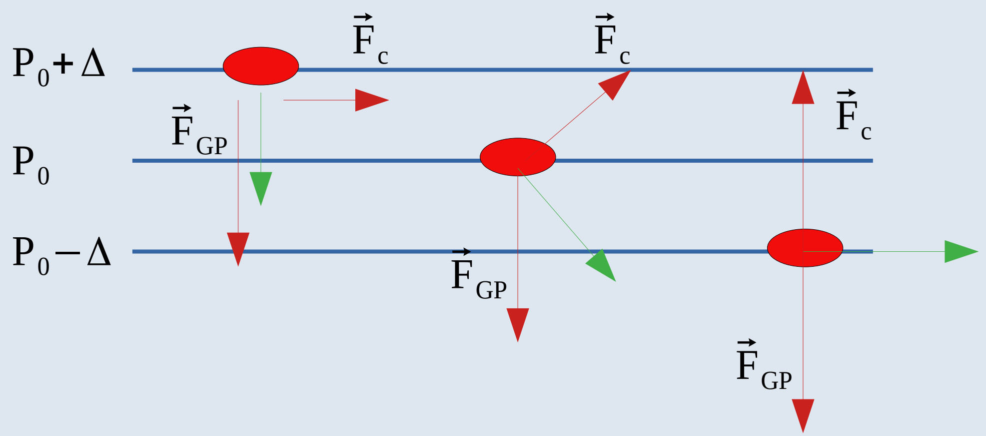
2. Es un viento con aceleración nula (no cambia su rapidez ni dirección, de forma que la trayectoria de las parcelas se corresponde con líneas rectas)

3. Es inversamente proporcional a f. Esto deja de manifiesto su invalidez en el Ecuador.

4. Son ecuaciones puramente diagnósticas, no sirven para realizar predicciones.

Viento Geostrófico: Interpretación Geométrica

Hemisferio Sur



El viento geostrófico se da cuando las fuerzas gradiente de presión y Coriolis son iguales y opuestas.

Observaciones:

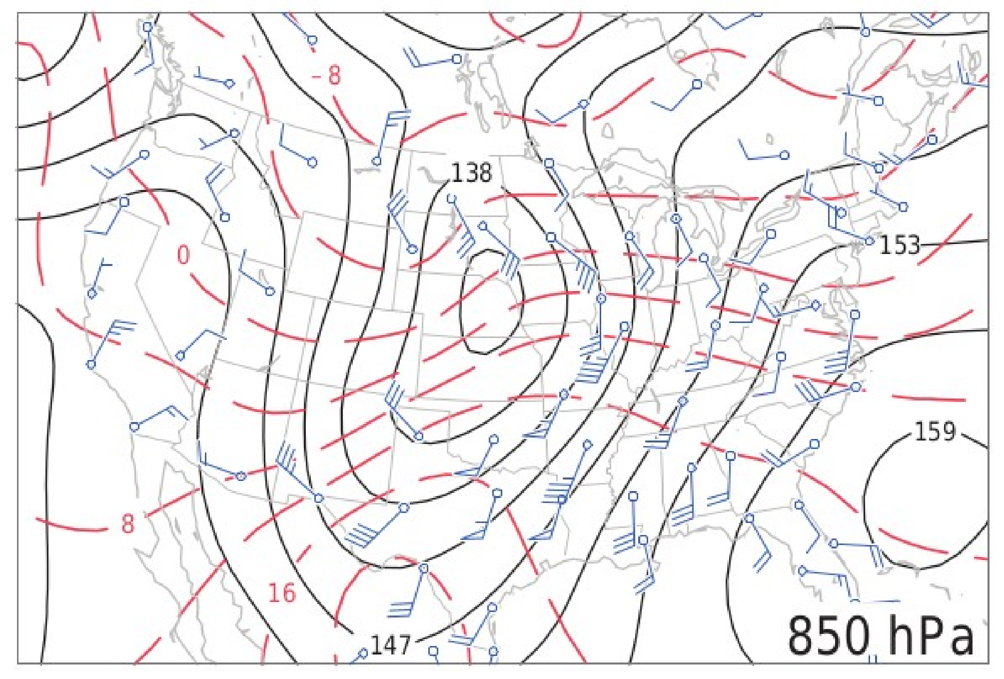
1. De ocurrir, el balance se va a dar cuando la velocidad de la parcela sea paralela a las isóbaras.

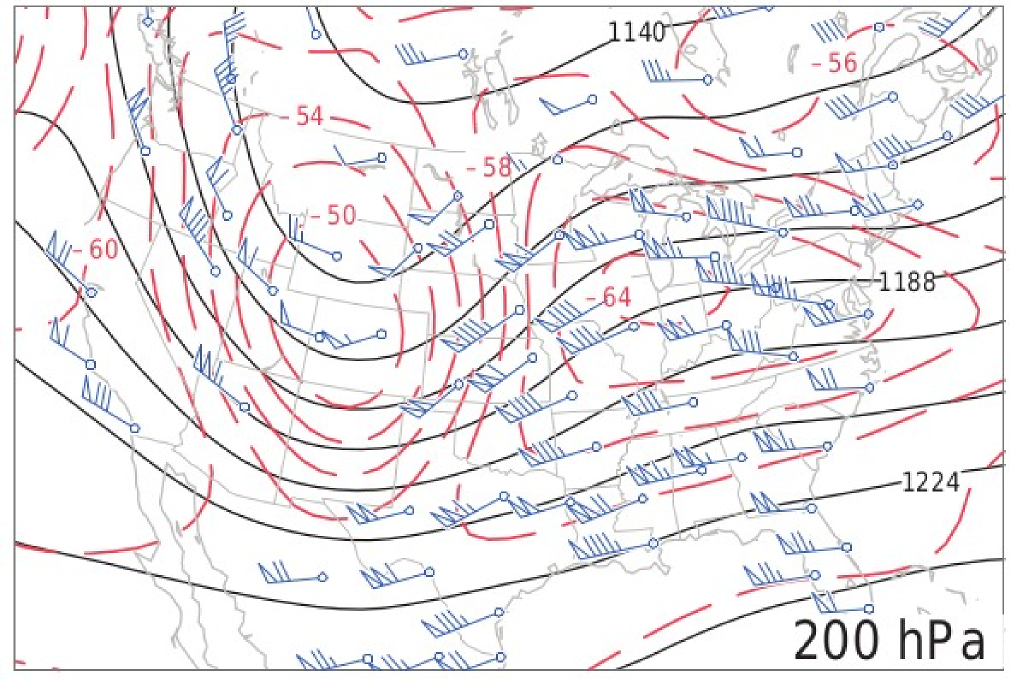
2. Si en ese momento, las fuerzas tienen igual magnitud, entonces la parcela va a seguir moviéndose paralela a las isóbaras (primera ley de Newton)

3. Cuánto más intenso sea el gradiente de presión, más grande será el módulo del viento geostrófico.

4. En el HS, el viento geostrófico siempre tiene la isóbara de baja presión a la derecha.

¿Observamos Viento Geostrófico?

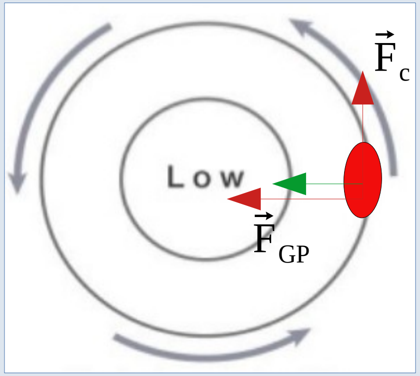




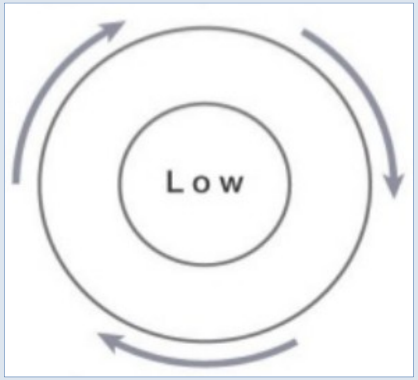
Circulación Ciclónica/Anticiclónica

Ciclón $\longleftrightarrow$ Región de baja presión relativa al entorno.

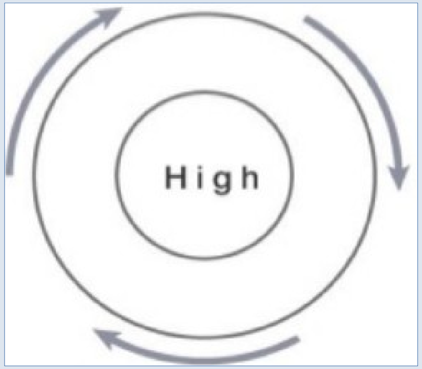
Anticiclón $\longleftrightarrow$ Región de alta presión relativa al entorno.



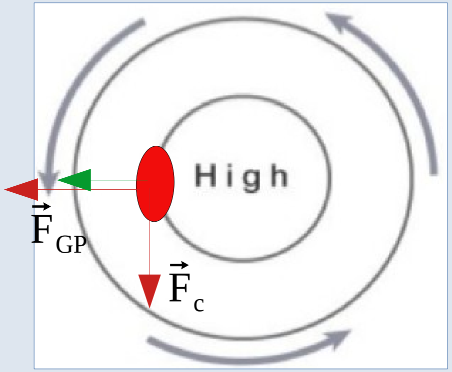
Hemisferio Norte



Hemisferio Sur



Hemisferio Norte



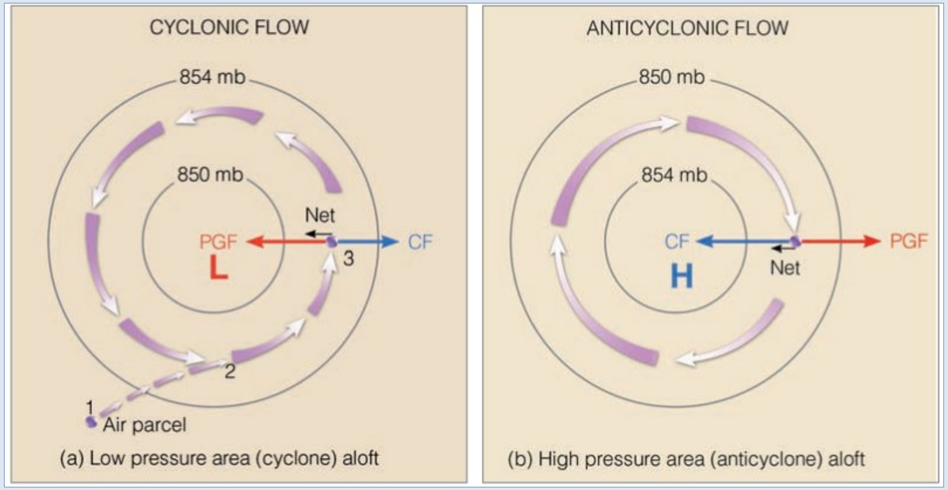
Hemisferio Sur

¡¡NO MEMORIZAR!!

Viento Gradiente 1

Vientos Circulan paralelos a las isóbaras, pero ahora en trayectorias circulares.

Hemisferio Norte



Desbalance entre fuerza gradiente de presión y Coriolis, que da como resultado una fuerza centrípeta.

Ciclón: gana FGP

$$\left.\begin{aligned} F_{GP} - F_c &= F_{cp} \\ F_{cp} &= m\frac{V^2}{r} \end{aligned}\right\} \longrightarrow \left.\begin{aligned} |\nabla P| - |\vec{f}_c| &= \rho\frac{V^2}{r} \\ \vec{f}_c &= \rho f\left(v\,\hat{i} - u\,\hat{j}\right) \\ |\vec{f}_c| &= \rho f\, V \end{aligned}\right\} \longrightarrow$$

$$\boxed{|\nabla P| - \rho f\, V = \rho\frac{V^2}{r}}$$

Anticiclón: gana Fc

$$\boxed{\rho f\, V - |\nabla P| = \rho\frac{V^2}{r}}$$

Viento Gradiente: Ciclón 1

Ciclón: solución

$$\boxed{|\nabla P| - \rho f V_{gr} = \rho \frac{V_{gr}^2}{r}}$$

¿Cómo calculamos el módulo del gradiente de presión?

$$|\nabla P| = \left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|$$

$$\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right| - \rho f V_{gr} = \rho \frac{V_{gr}^2}{r} \longrightarrow \rho \frac{V_{gr}^2}{r} + \rho f V_{gr} - \left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right| = 0$$

Ec. de segundo grado en Vgr

$$V_{gr} = \frac{-\rho f \pm \sqrt{\rho^2 f^2 + \frac{4\rho}{r}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|}}{2\rho/r}$$

$$V_{gr} = \frac{r}{2\rho}\left(-\rho f \pm \sqrt{\rho^2 f^2 + \frac{4\rho}{r}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|}\right) \longrightarrow \rho f \sqrt{1 + \frac{4}{r\rho f^2}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|}$$

$$V_{gr} = \frac{rf}{2}\left(-1 \pm \sqrt{1 + \frac{4}{r\rho f^2}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|}\right)$$

Comparación con Viento Geostrófico:

¿Cuál es la magnitud del viento gesotrófico sometido al mismo gradiente de presión?

$$V_G = \frac{1}{\rho f}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right| \longrightarrow V_{gr} = \frac{rf}{2}\left(-1 \pm \sqrt{1 + \frac{4}{rf} V_G}\right)$$

$$\frac{V_{gr}}{rf} + 1 - \frac{V_G}{V_{gr}} = 0 \longrightarrow \frac{V_G}{V_{gr}} = 1 + \frac{V_{gr}}{fr} > 1 \longrightarrow \boxed{V_G > V_{gr}}$$

Viento Gradiente: Ciclón 2

Observaciones:

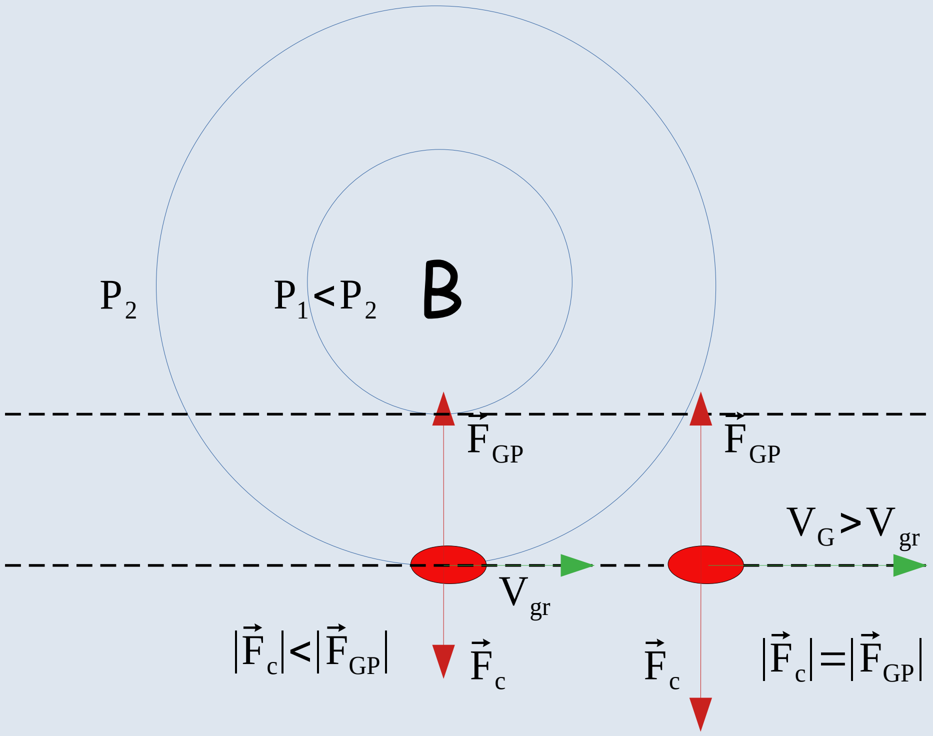
1. La solución con signo – no tiene sentido, pues eso daría un módulo negativo.

$$\boxed{V_{gr}=\frac{rf}{2}\left(-1+\sqrt{1+\frac{4}{r\,f}V_G}\right)}$$

2. El viento gradiente en un ciclón tiene rapidez menor al viento geostrófico correspondiente. Por esto, el viento ciclónico se suele denominar subgeostrófico.

3. Esto va a resultar relevante al analizar formación de altas/bajas superficiales.

Comparación con Viento Geostrófico (HN):



Viento Gradiente: Anticiclón 1

Anticiclón: solución $\boxed{\rho f V_{gr} - |\nabla P| = \rho \frac{V_{gr}^2}{r}}$

$$\rho \frac{V_{gr}^2}{r} - \rho f V_{gr} + \left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right| = 0 \longrightarrow V_{gr} = \frac{rf}{2}\left(1 \pm \sqrt{1 - \frac{4}{r\rho f^2}\left|\frac{\Delta P}{\Delta r}\right|}\right)$$

$$\downarrow$$

$$\frac{V_{gr}}{rf} - 1 + \frac{V_G}{V_{gr}} = 0 \longrightarrow \boxed{V_G < V_{gr}}$$

Condiciones:

1. El radical de la raiz tiene que ser mayor o igual a cero.
2. El signo – da como solución la alta normal.

Consecuencias:

$$\frac{\Delta P}{\Delta r} \leq \frac{r\rho f^2}{4}$$

1. Dado un radio y una latitud, el módulo del gradiente de presión está limitado.

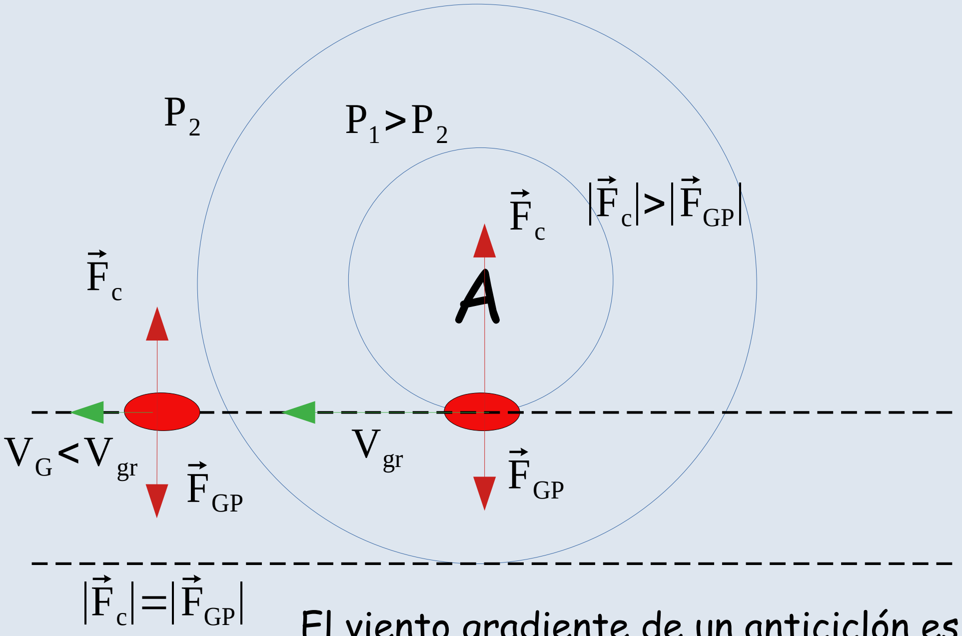
En particular, cuando $r \to 0$, el gradiente tiende a cero. Esto implica que los vientos en el centro de una alta son calmos. Esto diferencia el comportamiento de las altas y bajas presiones.

2. El módulo del viento en una alta está limitado:

$$\boxed{V_{gr} = \frac{rf}{2}\left(1 - \sqrt{1 - \frac{4}{r\rho f^2}\frac{\Delta P}{\Delta r}}\right)} \longrightarrow V_{gr} \leq \frac{fr}{2}$$

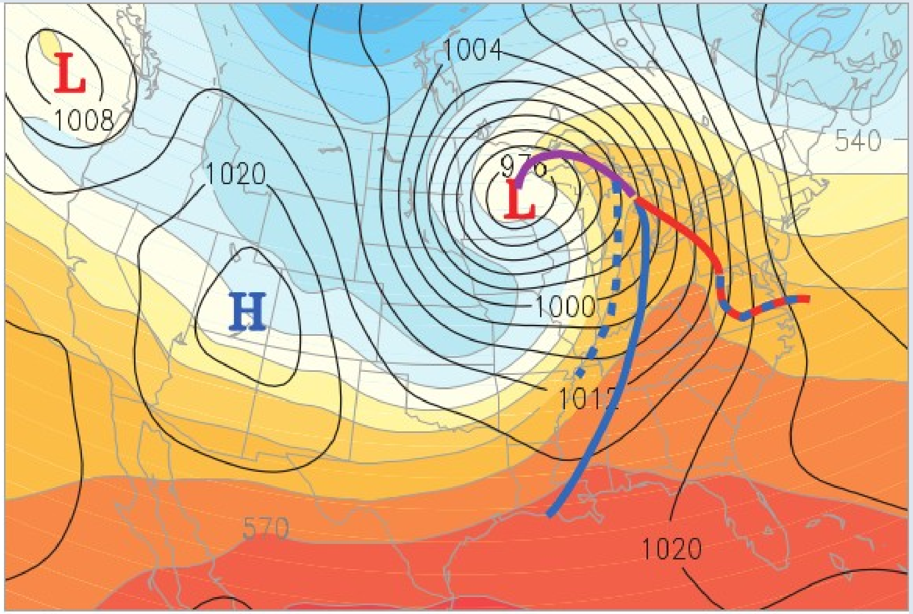
Viento Gradiente: Anticiclón 2

Comparación con Viento Geostrófico (HN):



El viento gradiente de un anticiclón es supergeostrófico.

Las **altas** están caracterizadas por **vientos calmos** cercanos al centro, y **módulo limitado** para un radio dado.

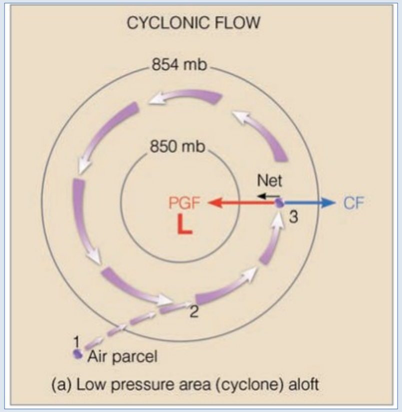


Ejemplo:Viento Gradiente

Suponga que el viento geostrófico alrededor de una baja presión en el HN es de 10m/s, donde $f=10^{-4}s^{-1}$, y el radio de curvatura es r=500km.

a) Indique en un esquema cuál es el balance de fuerzas.
b) ¿Cuánto vale el viento gradiente?

a) gradiente de presión hacia adentro, coriolis hacia afuera.



b) $$V_{gr}=\frac{rf}{2}\left(-1+\sqrt{1+\frac{4}{r\,f}V_G}\right)$$

$$V_{gr}=\frac{500\,\text{km}\,10^{-4}\,\text{s}^{-1}}{2}\left(-1+\sqrt{1+\frac{4\text{ x }10\text{ x }10^{-3}\,\text{km/s}}{500\,\text{km}\,10^{-4}\,\text{s}^{-1}}}\right)$$

$$V_{gr}=250\text{ x }10^{-4}\,\text{km/s}\left(-1+\sqrt{1+\frac{4\text{ x }10^{2}}{500}}\right)$$

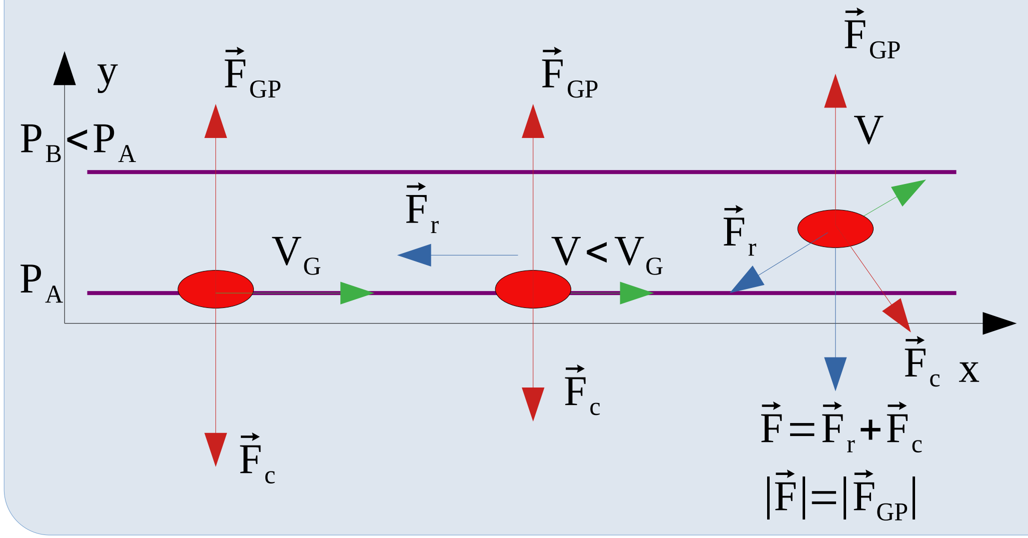
$$V_{gr}=250\text{ x }10^{-4}\,\text{km/s}\left(-1+\sqrt{\frac{9}{5}}\right)\approx 85.4\text{ x }10^{-4}\,\text{km/s}$$

$$\boxed{V_{gr}\approx 8.54\,\text{m/s}}$$

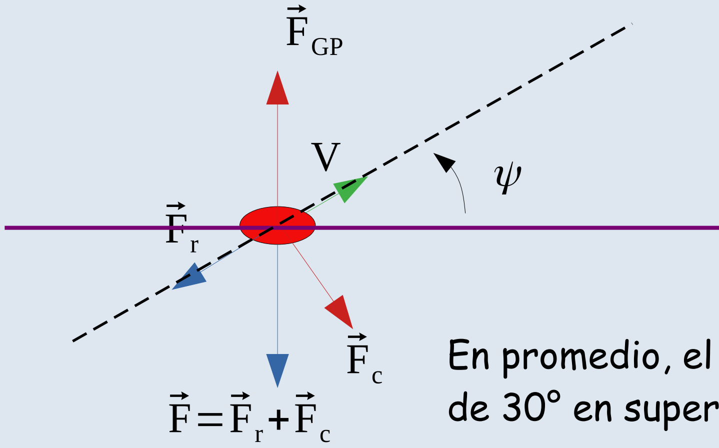
Acción de Fuerza de Rozamiento 1

Partamos de suponer que en superficie se verifica el balance geostrófico.

¿Qué modificación introduce la presencia de la fuerza de rozamiento?. **(HN)**



Ante la acción de la fuerza de rozamiento, se alcanza un nuevo balance donde la suma vectorial entre Fr y Fc da como resultado una fuerza igual y opuesta a FGP.



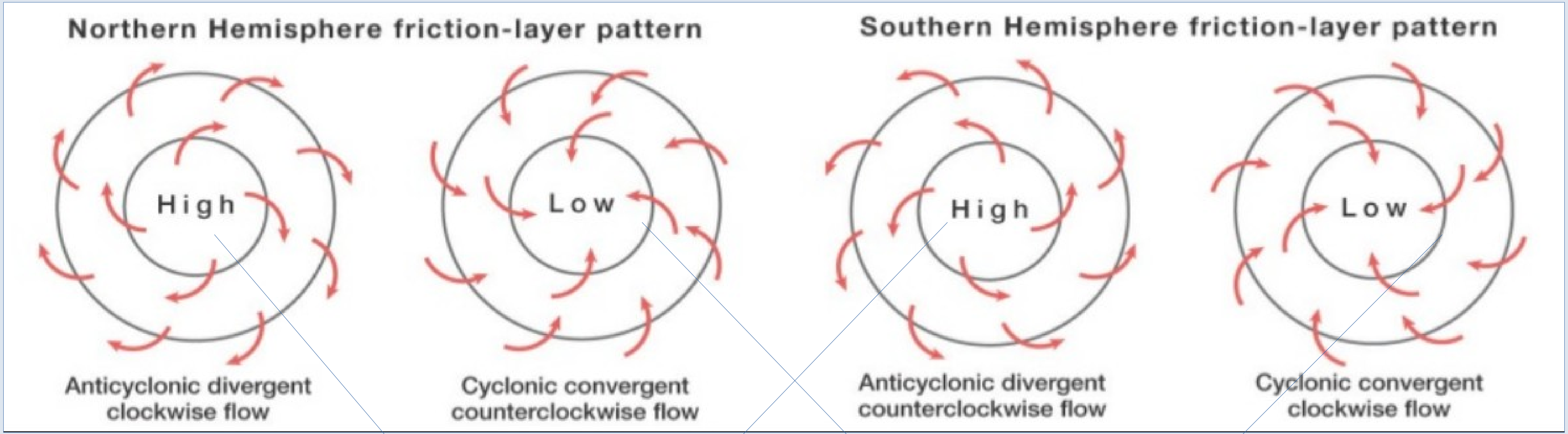
$$\cos(\psi) = \frac{F_c}{F_{GP}}$$

$$F_c = f \rho V$$

$$F_{GP} = \frac{|\Delta P|}{d}$$

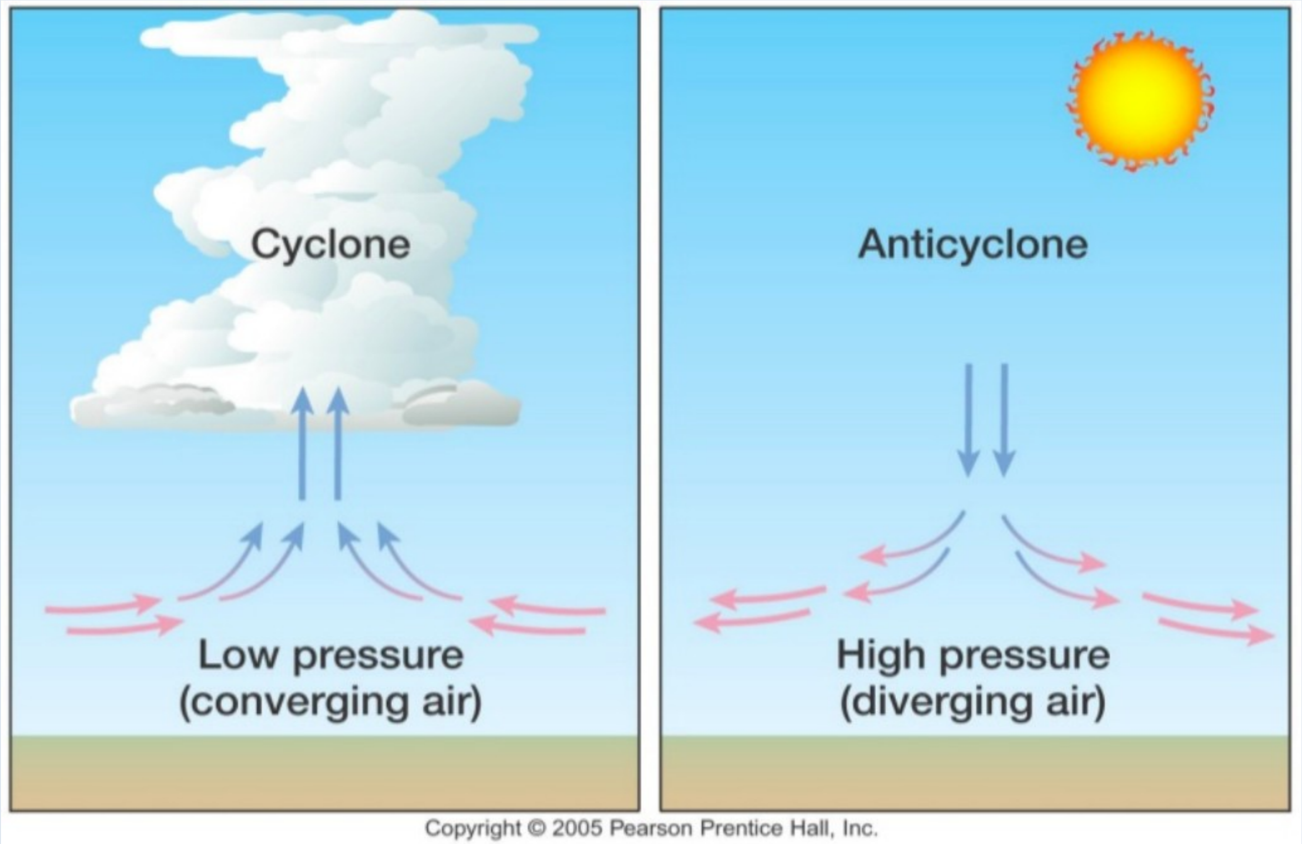
En promedio, el ángulo psi es de 30° en superficie.

Acción de Fuerza de Rozamiento 2



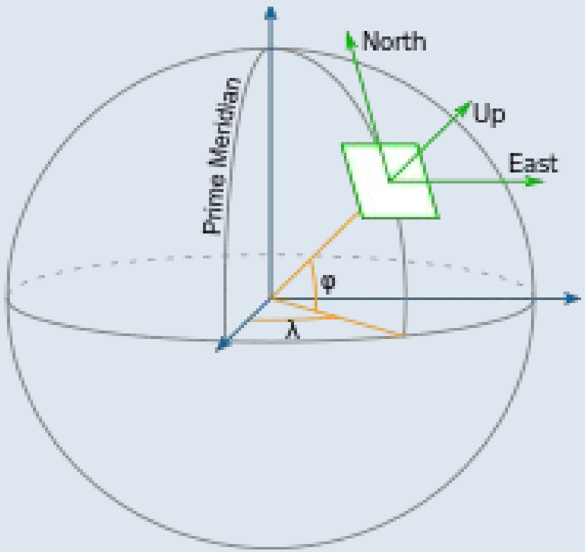
Hay Divergencia de masa en superficie Hay Convergencia de masa en superficie

¿Qué pasa en altura?



Ecuación de Movimiento Vertical

Movimiento en eje vertical (x,y) local (plano tangente a la superficie terrestre).



Ecuación de Newton: $\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial z} + f_{c,z} - \rho g_{ef}$

Observaciones:

1. Vimos que las variaciones de g al considerar la aceleración centrífuga son muy pequeñas.

2. Los movimientos verticales son mucho más lentos que los horizontales.

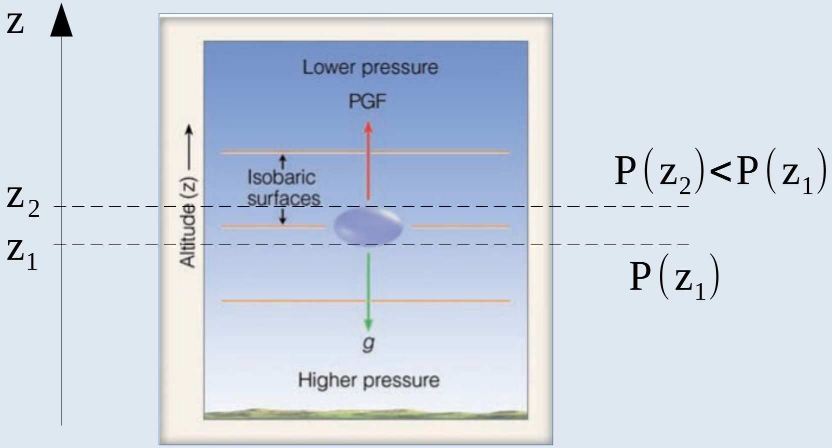
$$U \sim 10\,m/s,\ W \sim 5\,cm/s$$

3. La aceleración vertical de Coriolis también es despreciable frente a g.

Balance Hidrostático 1

Balance Hidrostático: balance entre fuerza gradiente de presión vertical y peso.

$$0=-\frac{\partial P}{\partial z}-\rho g \longrightarrow \boxed{\frac{\partial P}{\partial z}=-\rho g}$$



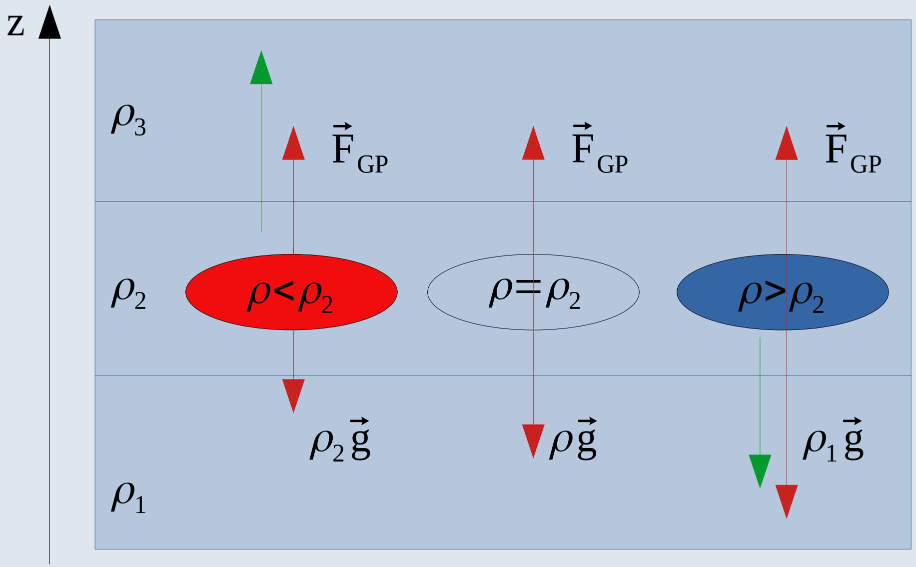
Observación:

1. Si tomamos una capa suficientemente angosta de la atmósfera, de forma que su densidad pueda ser considerada uniforme

$$\frac{\Delta p}{\Delta z}=-\rho g \longrightarrow P(z_2)=P(z_1)-\rho g \Delta z$$

Balance Hidrostático 2

¿Qué pasa si se cambia la densidad de una parcela en una capa con una densidad dada?



$\rho_1>\rho_2>\rho_3$

Parcela menos densa:

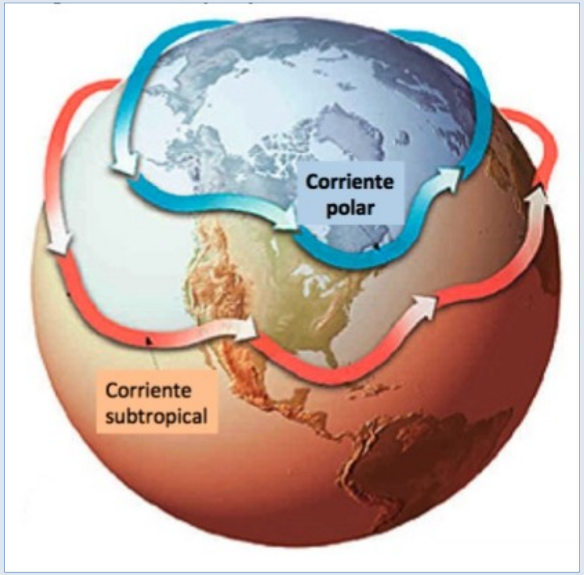
La fuerza peso es menor que la fuerza gradiente de presión → la parcela sube

Parcela más densa:

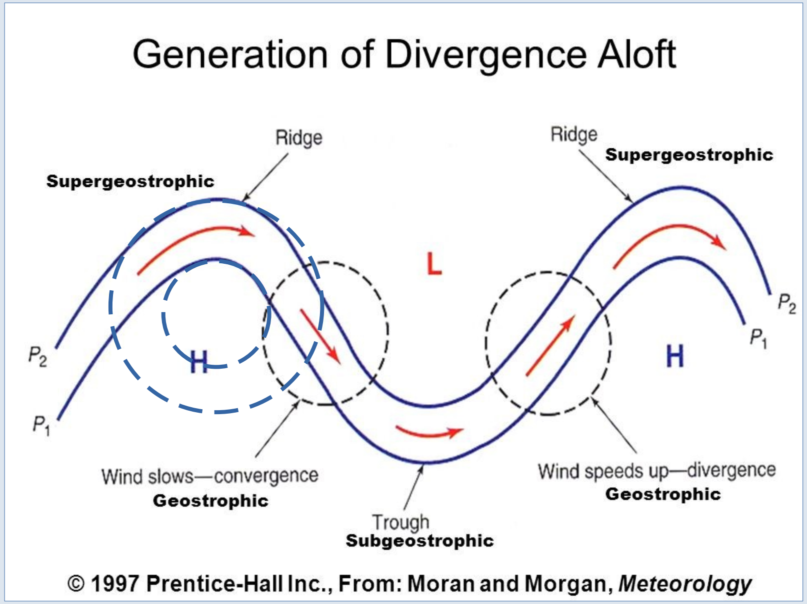
La fuerza peso es mayor que la fuerza gradiente de presión → la parcela baja

¿Qué pasa en altura?

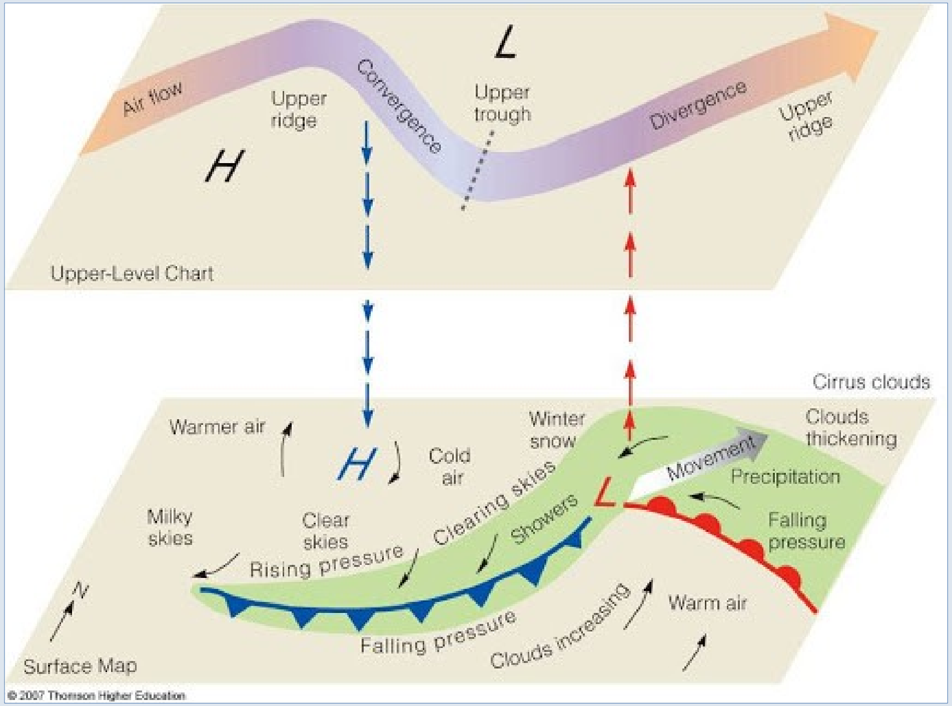
Recordando Jet Streams: vientos intensos en la parte alta de la troposfera (polar y subtropical) que dan vuelta al planeta en sentido oeste-este.



En las latitudes asociadas a estos Jets, se suele observar qué ocurre en altura para pronosticar el tiempo.



Relación con Superficie/Balance Hidrostático



En las zonas de convergencia en altura:

1. Aumenta la masa de la columna, y por lo tanto la presión superficial → alta en superficie.

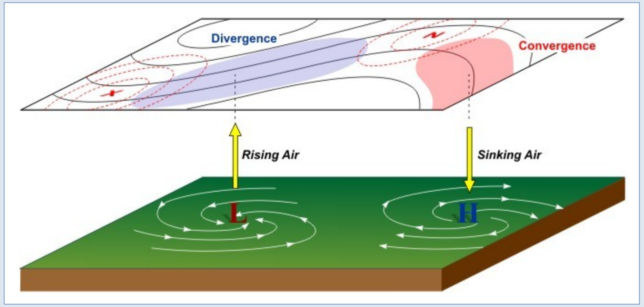
2. Hay descenso de aire para intentar recuperar el balance hidrostático.

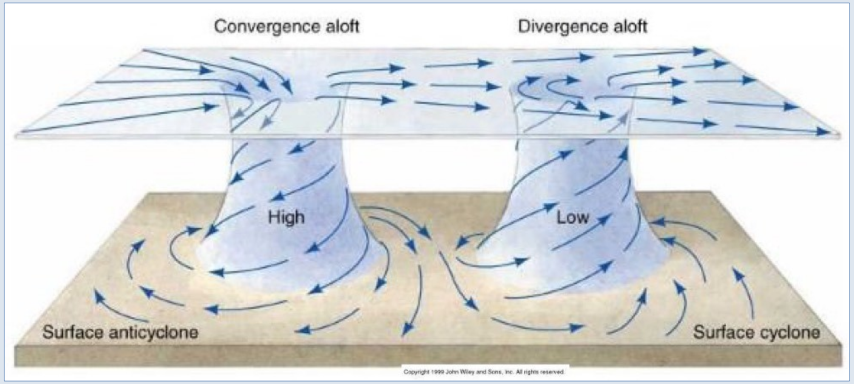
En las zonas de divergencia en altura:

1. Disminuye la masa de la columna, y por lo tanto la presión superficial → baja en superficie.

2. Hay ascenso de aire para intentar recuperar el balance hidrostático.

Escalas espaciales/temporales 2





Observaciones:

1. La baja/alta en superficie se encuentra al este de la baja/alta en altura.

2. La baja/alta en superficie está asociada a mal/buen tiempo → ascensos y descensos de aire.

3. El fortalecimiento de una baja/alta en superficie depende del balance de masa entrante/saliente.

4. Rol de la fuerza de rozamiento en determinar punto 3.

Referencias

[1] Meteorology Today, Ahrens. Cap.8 y Cap.9 (primeras páginas)

[2] Notas de Madeleine Renom, Bolilla 7.