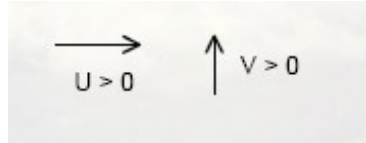


BOLILLA 7**ECUACION DEL MOVIMIENTO EN LA ATMOSFERA****Atmósfera en Movimiento**

Las parcelas de aire se mueven en la horizontal y en la vertical, con rapidez variable.

El viento se asocia con la componente horizontal. Donde si $V_H = V(u,v)$: $u =$ **componente zonal** (a lo largo de los círculos de latitud, dirección W-E) y $v =$ **componente meridional** (a lo largo de los círculos de longitud, dirección S-N).



Los movimientos verticales son generalmente mucho más débiles que los horizontales.

En la coordenada vertical, ya vimos que existe el equilibrio hidrostático (equilibrio entre FGP vertical y la gravitación), por lo que vamos a desarrollar la ecuación de **movimiento horizontal**.

$$\frac{d\vec{v}_H}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v}_H + \vec{F}$$

Ecuación de movimiento horizontal

Y en la vertical vale el equilibrio hidrostático

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho$$

Ecuación en la vertical

De aquí en adelante no usaremos más el sub-fijo H para el viento en la horizontal

Donde:

- $-\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p =$ Fuerza Gradiente de presión horizontal
- $2\vec{\Omega} \times \vec{v} =$ Fuerza de Coriolis
- $F =$ Fuerza de fricción

Recordemos que la diferencia de presión en un fluido produce un flujo desde la zona de alta presión hacia la zona de baja presión, (recordar que estamos hablando de diferencias de presión a un mismo nivel horizontal!!!) . La principal fuerza que produce viento es la **Fuerza gradiente de presión** (diferencia de presión/ distancia entre dos puntos).

Equilibrio geostrófico.

Consideremos F (fuerza de fricción) = 0, para ello debo estar por lo menos a 1000 m sobre la superficie terrestre. A partir de dicha altura, donde es despreciable la Fuerza de fricción se le llama *Atmósfera Libre*.

Ahora estudiaremos el movimiento de una parcela de aire moviéndose entre dos isobaras rectas, estudiaremos el caso para el hemisferio norte.

Dada la diferencia de presión, obtengo una FGP (flecha roja) con dirección S- N (de altas a bajas presiones). En la posición 1, la FGP acelera a la parcela en dirección N. En el momento en que el aire comienza a moverse la Fuerza de Coriolis (flecha azul) desvía el aire hacia la derecha (Hem. Norte!!!). A medida que la parcela de aire aumenta su velocidad, puntos 2, 3 y 4, la magnitud de la fuerza de Coriolis aumenta.

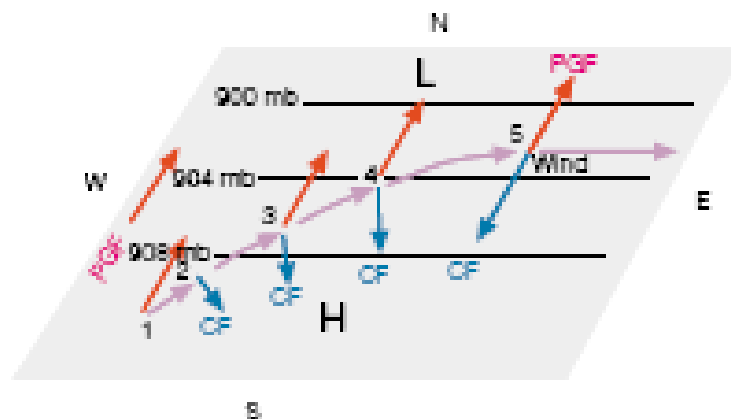


FIGURE 6.15

Above the level of friction, air initially at rest will accelerate until it flows parallel to the isobars at a steady speed with the pressure gradient force (PGF) balanced by the Coriolis force (CF). Wind blowing under these conditions is called geostrophic.

La figura muestra el recorrido de una parcela de aire entre dos isobaras rectas en el hemisferio Norte.

Recordar que la F. Coriolis depende de la latitud (mediante el parámetro de coriolis = f) y de la velocidad del viento, si consideramos que la latitud es cte, entonces aumenta al aumentar el viento.

Al aumentar la F. coriolis, cada vez la desvía más el movimiento de la parcela de aire hacia la derecha, hasta que se equilibra con la FGP, punto 5.

Recordando que si dos fuerzas están en equilibrio, la aceleración neta es 0. Para obtener esto la velocidad es constante. En este caso la velocidad del viento es constante y paralela a las isóbaras.

Al viento obtenido del balance de la FGP y FC se le llama **Viento Geostrófico**. La dirección del viento geostrófico depende del hemisferio.

En el hemisferio sur las bajas presiones se encuentran a la derecha en el flujo geostrófico, mientras que en el hemisferio Norte las bajas presiones se encuentran a la izquierda.

Veamos este concepto en formulas!!.

Si considero el movimiento por encima de los 1000 m , entonces Fricción = 0, la ecuación de movimiento horizontal queda:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = - \frac{1}{\rho} \cdot \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v}$$

Suponiendo equilibrio entre la FGP y F Coriolis, entonces la aceleración neta es 0, o sea:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = 0$$

entonces el equilibrio geostrófico es:

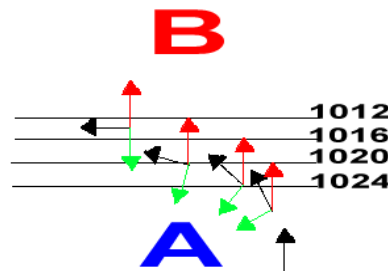
$$\boxed{-\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p = 2\vec{\Omega} \times \vec{v}}$$

$$|V_g| = \frac{1}{f \cdot \rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}, \quad f = 2\Omega \cdot \text{sen}(\phi)$$

Units/Constants	
V_g	= geostrophic wind (m/sec)
Ω	= 7.29×10^{-5} radian ² /sec
ϕ	= latitude
ρ	= air density (kg/m ³)
d	= distance (m)
Δp	= pressure difference (newton/m ²)
*2 π radians equal 360°.	

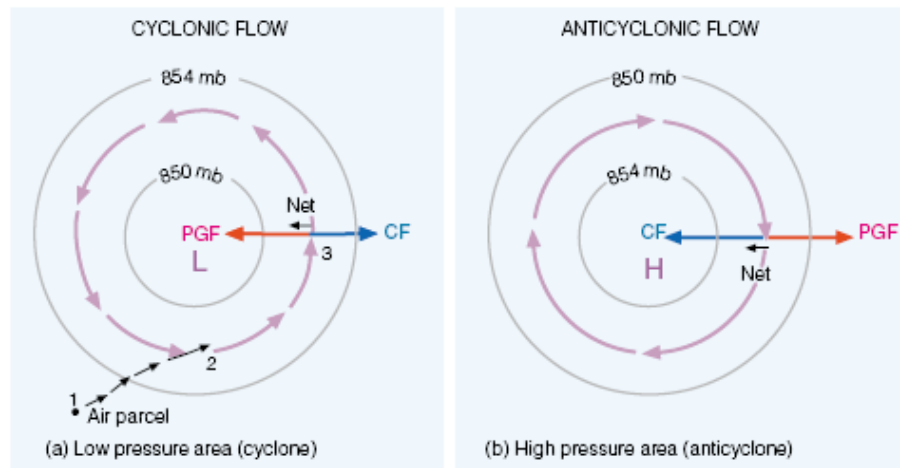
Con el objeto de calcular el valor del viento geostrófico puede tomarse para ∇p la diferencia de presión entre dos isobaras del mapa meteorológico. En el V_g es función de la latitud del volumen específico y de la distancia entre las dos isobaras Δn .

El viento geostrófico puede usarse, como una aproximación al viento real que es válida en muchas ocasiones.



Esquema V_g para el hemisferio Sur

Que pasa en las isobaras curvas?.



Supongamos una parcela de aire inicialmente en reposo en la posición 1. La FGP acelera a la parcela hacia el centro de la baja presión y la FC desvía su movimiento hacia la derecha (izquierda) en el Hemisferio Norte (H. Sur), hasta que el aire se mueve paralelo a las isobaras en el punto 2. Si el viento fuera geostrófico, en el punto 3 el aire tendría una dirección hacia el Norte, paralelo a las isobaras rectas.

En este caso tenemos que el viento tiene una velocidad constante, pero paralelo a las isobaras curvas. Un viento de este tipo se le llama **Viento de Gradiente**.

El viento de gradiente de intensidad constante, cambia en dirección, por lo tanto existe una aceleración, esta aceleración, como vimos en movimiento circular, es la **aceleración centrípeta**, que tiene una dirección hacia el central. En este caso donde tengo una aceleración neta, y cumpliendo con las leyes de Newton, la Fuerza neta en este movimiento es la **Fuerza Centrípeta**. El viento de gradiente se puede considerar como el equilibrio entre las FGP, F de Coriolis y F centrípeta.

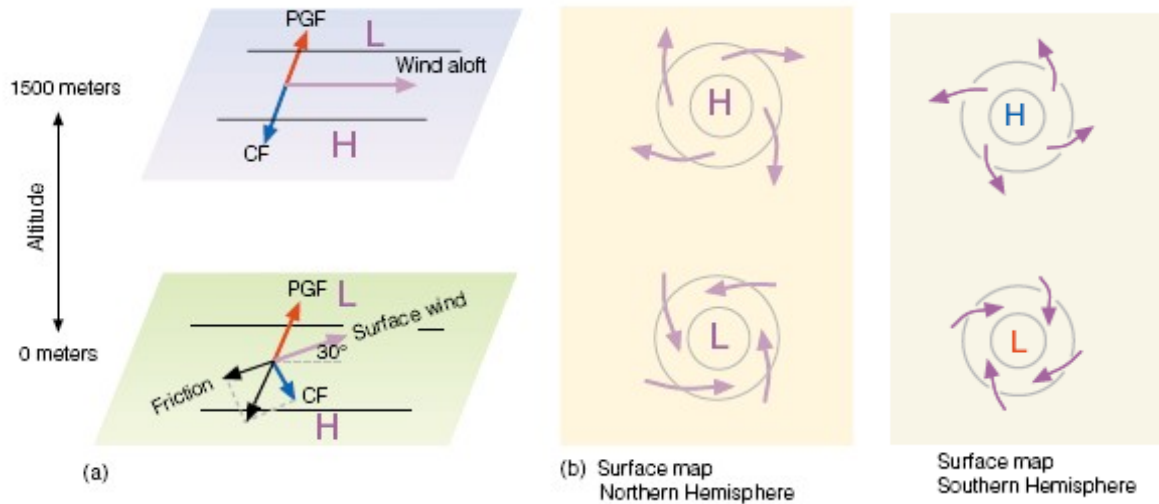
Considerando el Rozamiento

- Vientos en superficie

Los vientos en superficie no son exactamente paralelos a las isobaras, es mas ellos cruzan las isobaras, desde las altas presiones hacia las bajas presiones. El ángulo al cual las cruza si bien es variable, en promedio esta cercano a los 30°. Este comportamiento es debido a la **Fuerza de Fricción**.

La fuerza de fricción endentece el viento cerca de la superficie. Debido a que el efecto de la fricción cerca de la superficie decrece conforme nos apartamos de ella, la velocidad del viento tiende a aumentar con la altura sobre la superficie.

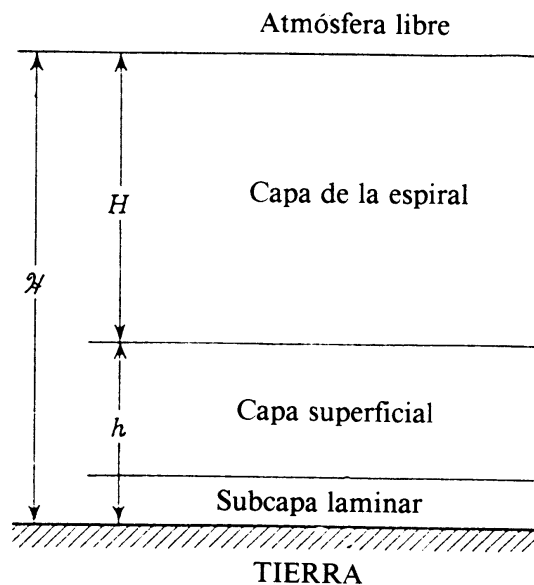
Esta capa de la atmósfera en donde la fuerza de fricción tiene un efecto importante se llama **Capa Limite Planetaria**, y va desde la superficie hasta aproximadamente los 1000m.



En la figura la parte a) dibujo superior, estamos en lo que llamamos la *Atmósfera Libre*, donde el viento es aproximadamente geostrófico. En el dibujo inferior de la parte a) , nótese que la intensidad del viento es menor en superficie respecto a lo que encontramos en la *Atm. Libre*, y que además cambia en dirección, esto es debido al efecto de la fuerza de fricción en superficie. Cerca de superficie la fricción reduce la velocidad del viento, lo que a su vez reduce la *F* de Coriolis. Consecuentemente la *F* de Coriolis no se equilibra con la *FGP* y el viento cruza las isobaras hacia las bajas presiones. La *FGP* ahora esta balanceada por la suma de la *Fuerza de Fricción* y la *Fuerza de Coriolis*. En el Hemisferio Sur , los vientos giran en sentido horario y hacia adentro alrededor de un sistema de baja presión y en sentido antihorario y hacia fuera en los sistemas de alta presión.

Estructura de la Capa limite planetaria.

La capa limite planetaria o atmosférica la podemos subdividir en subcapas



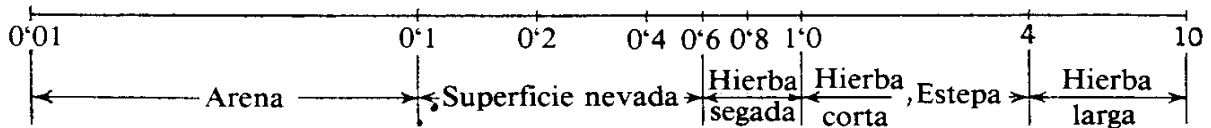
La *capa límite de superficie o capa superficial*, es la parte más baja de la CLP (Capa límite planetaria). Bajo condiciones de homogeneidad horizontal y un estado casi-estacionario se pueden hacer las siguientes aproximaciones:

1. La rotación de la tierra, esto es el efecto de Coriolis es prácticamente despreciable en la capa de superficie.
2. La capa de superficie ocupa el 10% más bajo de la CLP.
3. Los experimentos muestran que la variabilidad vertical en el estrés y en el flujo de calor en la capa de superficie es alrededor del 10%, por lo que puede considerarse como de flujo “constante” a esta capa.
4. Se deduce que en la capa de superficie la dirección del viento no cambia apreciablemente con la altura.
5. La variación de los variables con la altura es controlada por el rozamiento con la superficie, el flujo vertical de calor en la superficie y la rugosidad del terreno.
6. El transporte de propiedades atmosféricas por difusión turbulenta es más importante que el transporte por difusión molecular.

Como se mide la rugosidad para determinar la fricción?.

El parámetro z_0 es llamada longitud de rugosidad.

La longitud de rugosidad varia ampliamente de acuerdo a las características físicas de la superficie. Para pasturas por ejemplo el valor típico esta en el rango de 1 a 4 cm.



Valores típicos de z_0

La **capa logarítmica o de espiral de Ekman** se ubica entre la capa de superficie y el nivel del viento geostrofico, es por lo tanto una capa de transición. Si asumimos que existe:

1. movimiento horizontal
2. la cortante horizontal del viento es pequeña respecto a la cortante vertical
3. existe un balance entre la fuerza del gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y las fuerzas de rozamiento en cada nivel, la ecuación del movimiento pueden escribirse como:

$$u = u_g (1 - e^{-az} \cdot \cos(az))$$

$$v = v_g (1 - e^{-az} \cdot \text{sen}(az))$$

Las soluciones a este conjunto de ecuaciones se puede ver de forma gráfica como en la fig . Esto es llamado hodógrafa del viento o espiral de Ekman. Se debe notar que la componente v desaparecerá cuando el viento se haga paralelo a las isobaras. En el hemisferio sur el vector viento gira en el sentido inverso a las agujas del reloj con la altura.

