

Curso de Meteorología básica.

Recopilación: Fredy Marius (2016)

Definición.

La meteorología es la ciencia de la atmósfera que estudia los fenómenos en tiempo real, tiempo diferido y la evolución del tiempo.

Relación con otras ciencias.

Dentro de la meteorología, existen varias ramas a saber:

Climatología: es meteorología estadística. Son valores estadísticos. Cuanto más años de estadísticas, es más exacto.

Agro meteorología: se basa también en la climatología. La diferencia es que esta se concentra para el campo.

Hidrometeorología: crecida y bajante con la precipitación.

Sinóptica: es el pronóstico de todo el tiempo.

Meteorología Aeronáutica: apoyo a la aviación.

Meteorología Marítima: apoyo a la navegación marítima.

La composición de la atmósfera.

Composición del aire.

El espesor de la atmósfera, varía entre los 1000 y los 1200 km de alto. Recordemos que el radio de la tierra es de 6800km de promedio.

El aire atmosférico es una mezcla de varios componentes a saber:

Aire atmosférico	Aire seco.
	Agua (sólido, líquido y gaseoso).
	Partículas sólidas.

Aire seco.	Nitrógeno	78%
	Oxígeno	21%
	Otros	1% (argón, CO ₂ , Ozono)

El porcentaje es constante hasta los 80km, salvo el vapor de agua, el CO₂ (anhídrido carbónico) y el Ozono (O₃).

Los componentes más activos son el agua, el CO₂, O₃. Los demás son inactivos porque no se modifican. El más importante del aire seco, es el agua.

Cuando el vapor pasa a estado líquido, o sea, se transforma en gota, precisa de una partícula sólida, esta es microscópica y se lo conoce como núcleo de condensación.



Ozono atmosférico.

- O Capas bajas.
- O₂ Capas altas.
- O₃ Capas de ozonos.

Al combinarse O₂ más el O, se forma el ozono. $O_2 + O = O_3$

El ozono es particular, por que es un gas selectivo, ya que atrapa la radiación ultravioleta (UV) y deja pasar la radiación visible y la radiación infrarroja. La radiación UV es igual al 9% de la radiación solar.

La capa de ozono, comienza a formarse a los 50km de altura y desciende hasta los 15 a 25 km, que es dónde tiene la mayor concentración. Si esta capa se llevaría al nivel del suelo, tendría un espesor de 3mm por la presión atmosférica en el nivel del mar.

El fluo carbono, que contienen los aerosoles, destruye al ozono, ya que al juntarse, divide al ozono en O₂; en O; y en Cloro. Al dividirse de nuevo en cloro, tiene la capacidad ilimitada de dividir al O₃.

El ozono aumenta gracias a la radiación solar. En invierno, la radiación solar disminuye, y el efecto del cloro y el ozono, disminuye.

Hay varios instrumentos para medir la capa de ozono. Hay un satélite destinado a ello y se llama Docson, y lo mide en milímetros, por lo que es muy preciso.

Vapor de agua.

El agua, tiene un ciclo, sube o retorna a la atmósfera por evaporación de superficies líquidas; superficies heladas (por sublimación) y por la transpiración animal y vegetal. Vuelve a la superficie por, precipitaciones; rocío y escarcha.

Lo podemos ver más fácil en un resumen:

Fuente --- evaporación	Superficies líquidas. Superficies heladas. Transpiración vegetal y animal.
Retorno	Precipitación. Rocío. Escarcha.


Los valores de vapor de agua del total de la masa del aire son de un 3% a 4% en los niveles bajos y trópicos costeros. Hay una mínima fracción de porcentaje en las zonas heladas o desiertos.

El proceso más activo interviene en los procesos termodinámicos de la atmósfera que son:

- Precipitación.
- Nubes.
- Rocío.
- Escarcha.
- Nieblas o neblinas.

Anteriormente, habíamos hablado de la radiación solar. El océano administra a la atmósfera el 2/3 de esta radiación y lo hace mediante la evaporación.

« Última modificación: Julio 18, 2009, 01:56:22 por David Met »

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

David Met
Administrador
Stratus



Re: Curso de meteorología básica.

« **Respuesta #2** : Julio 18, 2009, 06:25:28 »

Cumulus



Desconectado

Sexo: ♂

Mensajes:

2371



Las capas de la atmósfera.

Las capas de la atmósfera.

La atmósfera se divide según sus distintas variaciones de la temperatura. Como se verá a continuación, la temperatura varía según su nivel, no siempre varía en los mismos niveles, por lo que las capas podrán variar en varios kilómetros la altura.

La línea divisora de las capas terminan con “pausa” y las capas terminan con “fera”, esta regla sirve para recordar cual es la capa y cual es la línea divisora.

Cumulonimbus



Superficie: Es de temperatura elevada, el suelo absorbe radiación solar.

Tropopausa: La temperatura ronda entre los -60 °C y -80 °C. Es transparente para la radiación solar, o sea, la deja pasar y no absorbe nada.

Estratopausa: El O₃ comienza a formarse. Absorbe la radiación ultravioleta y se calienta el nivel. Los valores de la temperatura son parecidos a la superficie.

Mesopausa: Es transparente y fría. No absorbe nada.

Termopausa: Es cálida. El O₂ absorbe algo de U. V.

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus

s



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #3 : Julio 19, 2009, 02:29:36 »

La tropopausa.

A medida que aumenta la altura, la temperatura desciende. En el primer tercio (1/3) la temperatura desciende a razón de -6 °C a -7 °C por kilómetro (para aire saturado. Adiabática húmeda). Luego, en el segundo tercio (2/3), la temperatura desciende a



Descon
estado

Sexo: 
Mensaje
s: 2371

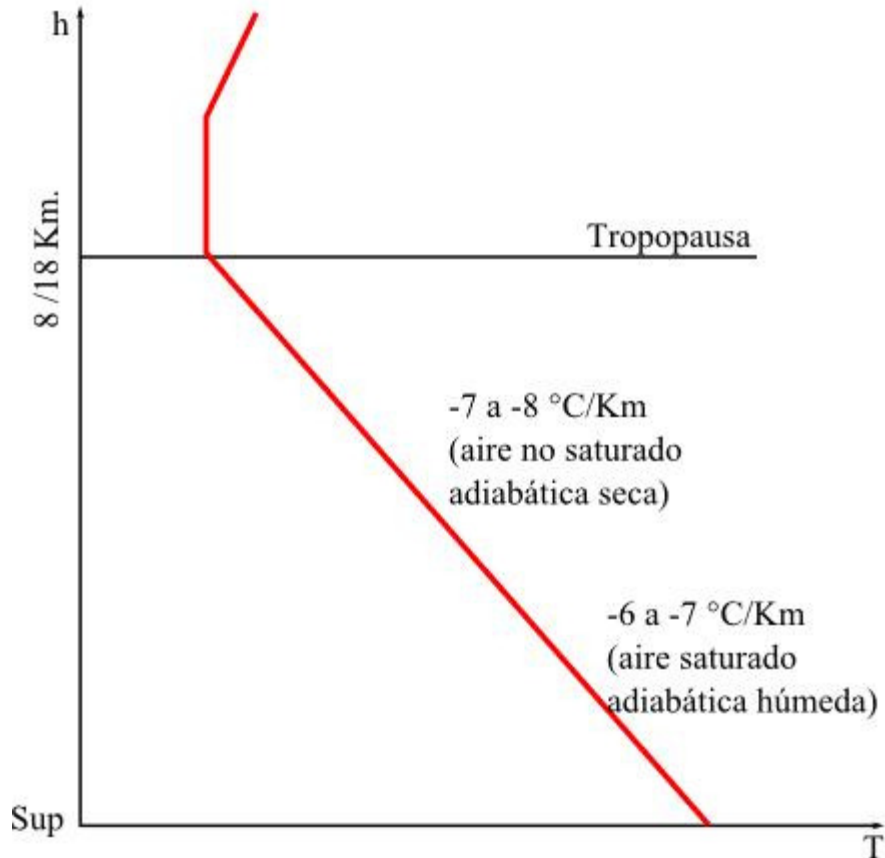


Cumulo
nimbus



razón de $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ por kilómetro (para aire no saturado. Adiabática seca). Como se puede apreciar, es bastante lineal el descenso. La tropopausa se encuentra cuando la temperatura deja de descender, se mantiene constante por unos 20 a 32 kilómetros y luego empieza a ascender.

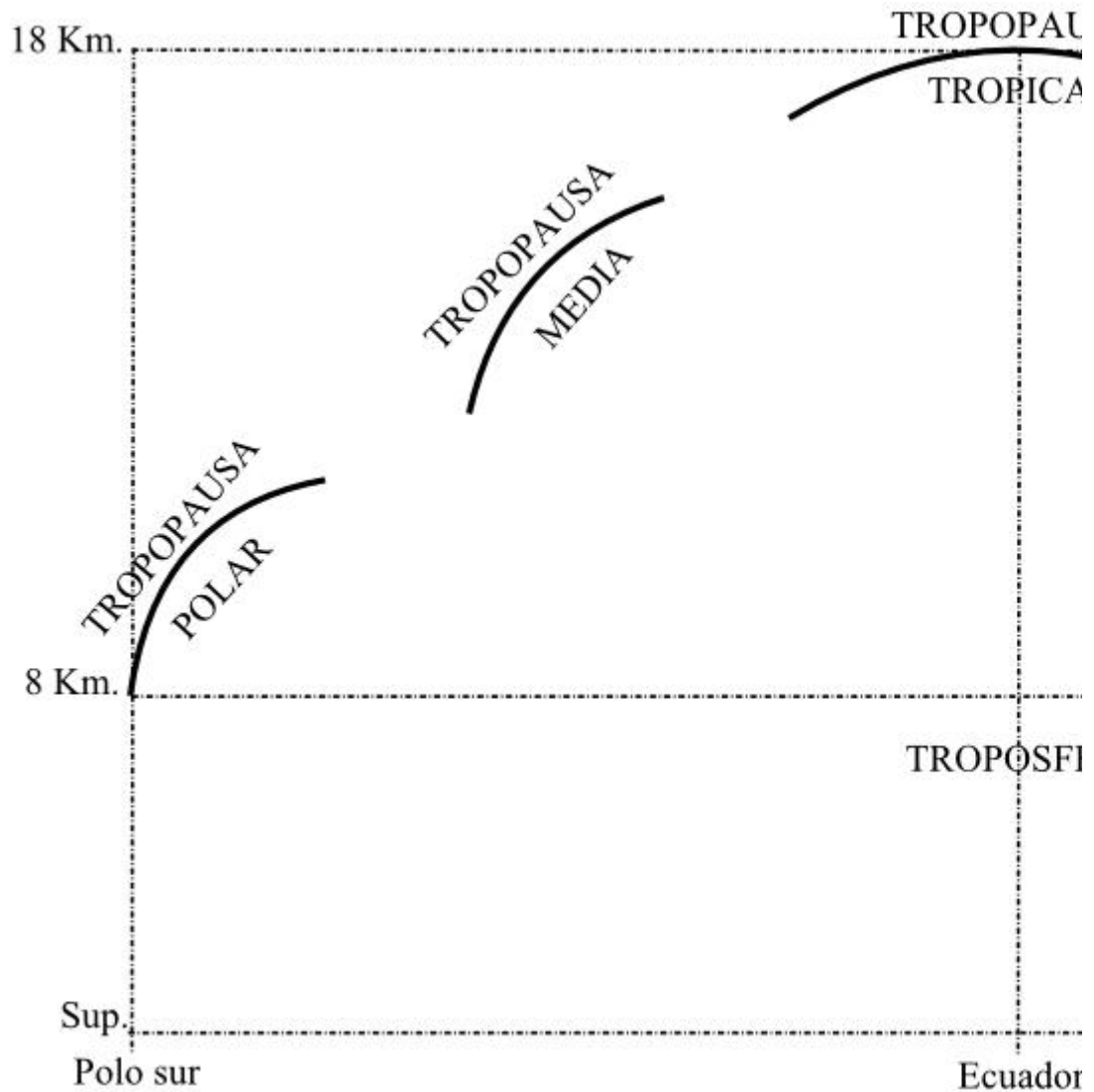
En el siguiente gráfico, podemos observarlo mejor.



La tropopausa tiene varios efectos a saber:

- 1- Efecto latitud. Es más alta en los trópicos (más marcado).
- 2- Efecto estacional. Es más alta en verano.
- 3- Efecto diurno. Es más alta de día (menos marcado).

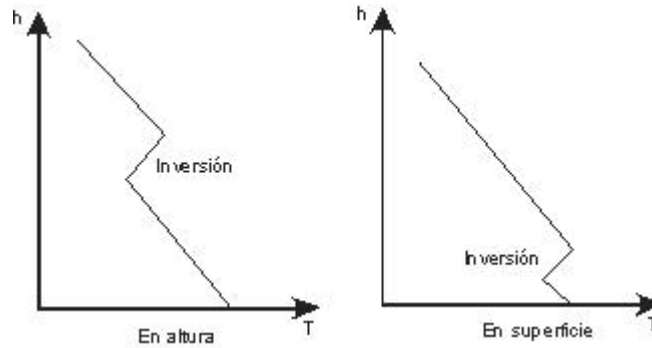
Lo vemos en el siguiente gráfico.




La tropopausa es la capa más importante de la atmósfera porque:

- 1- La mayor masa de la atmósfera es 80 a 90 % del total.
- 2- Contiene toda la humedad de la atmósfera.
- 3- Se producen movimientos verticales.
- 4- Se desarrolla los sistemas móviles (anticiclones, depresiones, frentes, etc.).
- 5- Ocurren todos los fenómenos (nubes, precipitaciones, tormentas eléctricas, polvo, nieblas, rocíos)

Anteriormente, habíamos dicho que la temperatura era prácticamente lineal en su descenso. A medida que se asciende, hay pequeñas inversiones de temperatura, esto es, pequeñas capas donde la temperatura aumenta en lugar de disminuir. Y hay de dos tipos, en superficie y en altura.



 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

David Met


Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: 

Mensajes:

2371



Cumulonimbus



Re: Curso de meteorología básica.

« **Respuesta #4** : Julio 20, 2009, 03:35:56 »

La estratosfera.

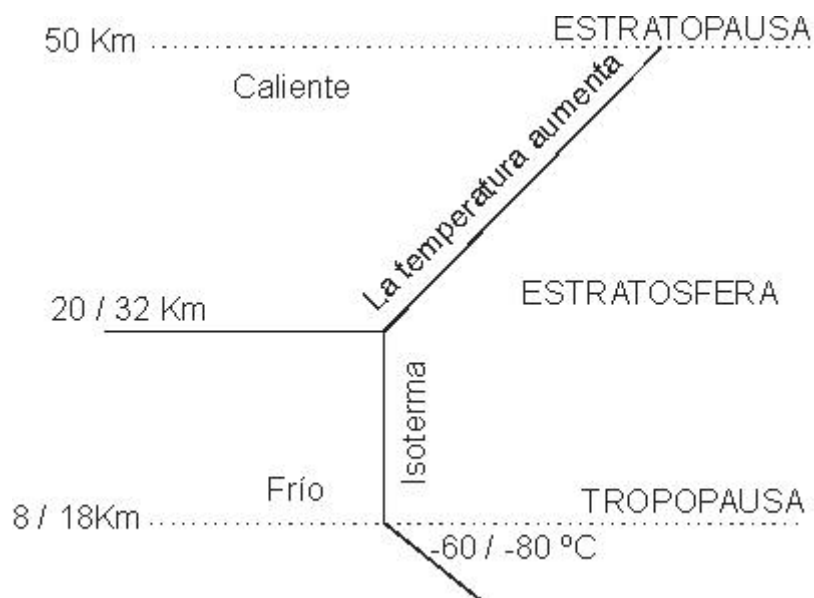
En la estratosfera, el aire es estable, no hay movimientos verticales, tiene muy poca humedad y su altura máxima es de 50 Km. Dentro de la estratosfera hay una isoterma, esto es cuando la temperatura es constante mientras aumenta la altura

Esta capa es muy estable ya que los movimientos del aire en esta capa es horizontal. Algunas veces se forman nubosidad del tipo cirrus pero desde la superficie es muy difícil de identificar. Solo se los puede diferenciar por las mañanas o por las tardes a última horas del sol cuando esta nubosidad se pone colorada.

Debido a que su base es el límite con la tropopausa, la base de la estratosfera depende de la altura de la tropopausa, pero su cima (estratopausa) siempre es hasta los 50 km de altura con respecto al nivel medio del mar.

Una de las características principales de esta capa, es que su temperatura aumenta a medida que asciende la altura gracias a la composición que tiene. Está compuesta por Hidroxilo (OH), Nitrato (NO₃) y Ozono (O₃). Gracias a esta mezcla de compuestos, la radiación solar es en parte retenida y por consiguiente aumenta su temperatura debido a la radiación del sol.

La siguiente imagen muestra un corte vertical de la estratosfera.



 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: 

Mensajes:



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #5 : Julio 21, 2009, 08:58:25 »

Intercambio de calor en la atmósfera.

Introducción.

La tierra se encuentra a 150.000.000 Km (150x10⁶ Km) del sol. La temperatura del sol en la fotosfera (capa externa de la superficie del sol) es de 6.000 °C y la temperatura interior es de 1.000.000 °C (1x10⁶ °C). Esto es debido a la fusión del hidrógeno que se convierte en helio.

La radiación solar que llega del sol al límite de la atmósfera terrestre, es

2371

constante, su valor es de $1,94 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$.



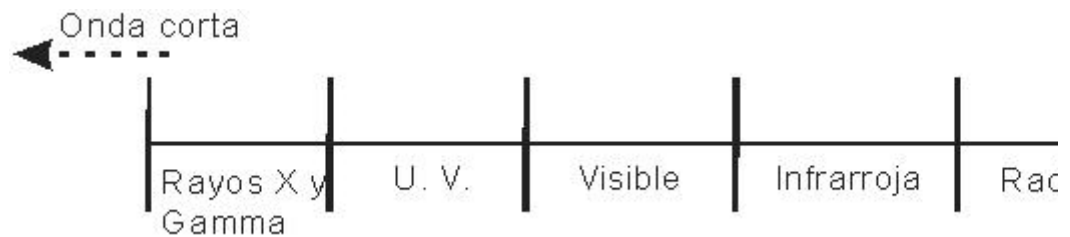
Cumulonim
bus



Radiación solar.

La radiación solar, es energía electromagnética. Esta varía desde onda corta, hasta la onda larga, y se lo puede dividir en varios segmentos. A estos segmentos se les asigna un nombre de acuerdo a su longitud de onda.

A su vez, a estos segmentos, se los puede subdividir. Como por ejemplo a la luz visible, se lo divide según su longitud de onda y que corresponde a los colores de la luz.

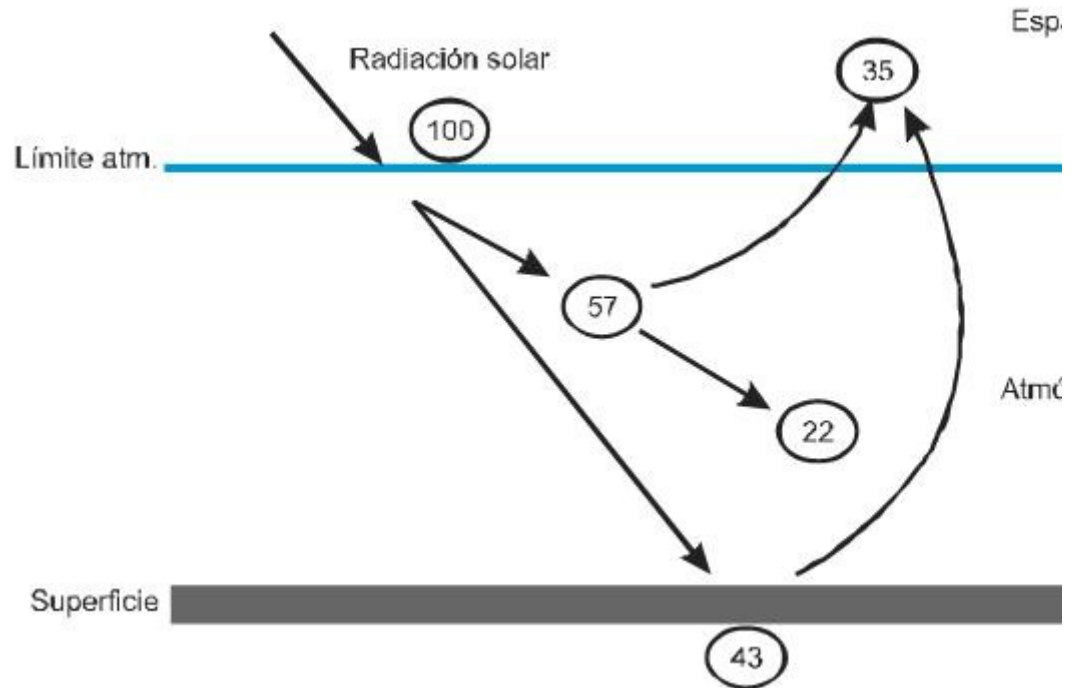


Cuando la tierra absorbe la energía o radiación visible, la transforma en radiación infrarroja. A la noche, la tierra, emite radiación infrarroja, esta puede aumentar o mantener la temperatura del aire. La nubosidad, vuelve a retransmitir la radiación infrarroja hacia la superficie de la tierra, aumentando o manteniendo la temperatura del aire.

Es muy común que, cuando durante el día estuvo despejado y a la noche se nublo, la temperatura no desciende y por el contrario, aumenta.

La cantidad de radiación que llega del sol, está compuesta por:

VISIBLE:	45%
INFRARROJA:	46%
U. V.:	9%




Resumiendo:

100%	Penetra en la atmósfera.	
35%	Retorna al espacio.	----->57%
22%	Absorbe la atmósfera.	-----^
43%	Absorbe el suelo.	

En total:

100% ----->1/3 Se pierde (35% ver gráfico).
 \----->2/3 Queda entre el suelo y el aire.

- El vapor de agua, las nubes y el polvo, retienen la radiación visible.
- El O₃ retiene la U.V.
- Las nubes reflejan las radiaciones visibles e infrarrojas.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.
 -"Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.
 -Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo:

Mensajes:

2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« **Respuesta #6** : Julio 22, 2009, 10:16:09 »

Radiación terrestre.

La tierra emite radiación infrarroja (onda larga). El anhídrido carbónico (CO₂) está cerca del suelo, por que es un gas más pesado que el aire. Este gas, en gran proporción, es venenoso. Y tiene la particularidad de retener la Radiación Infrarroja (I.R.).

Como se dijo anteriormente, el vapor, el polvo y las nubes, retienen I. R. Según la concentración de estos elementos, es la retención de I. R. Cuanta más concentración, más retención de la radiación.

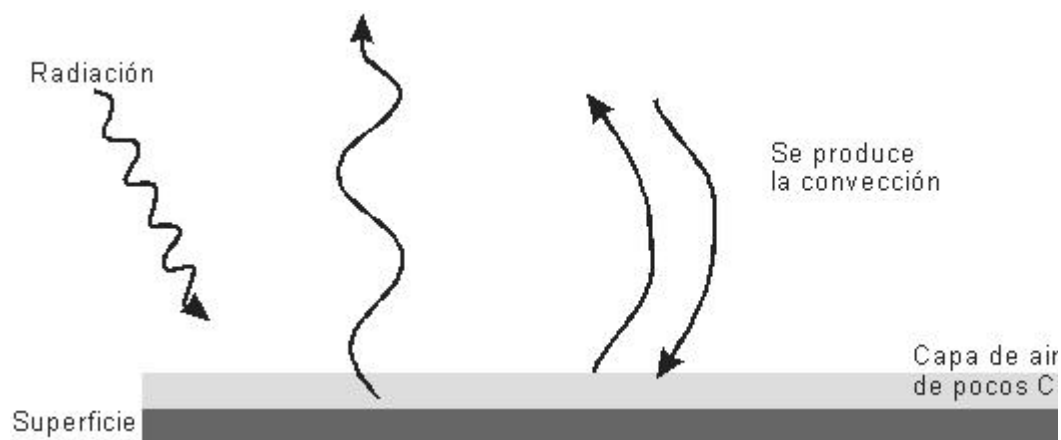
Existe una ventana atmosférica que permite la salida de la radiación infrarroja en la gama de 10 μ . Esta ventana es un regulador natural.

Otros procesos de intercambio de calor.

Radiación: Se produce sin medios físicos. Aún en el vacío. Tiene que ser por medios transparentes.

Conducción: Es particular de los sólidos y en los líquidos. Los gases son malos conductores. Este proceso se hace de molécula en molécula.

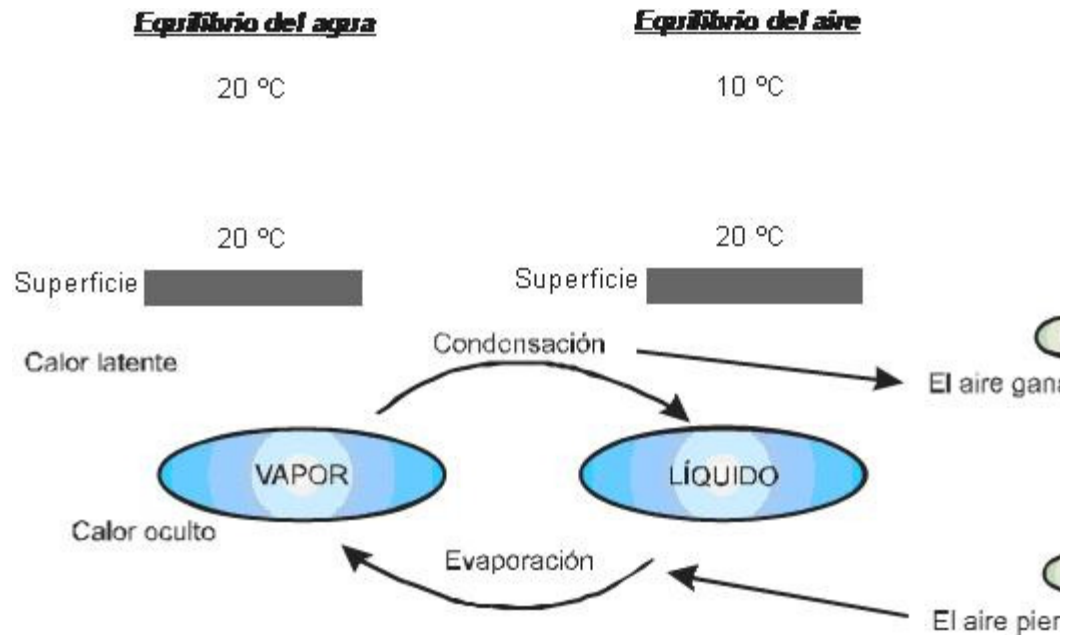
Convección: (mezcla) el caliente sube y el frío baja. Este proceso es particular de los fluidos (gases y líquidos).



El CO₂, el vapor y el polvo, al principio, se calienta por el proceso de radiación terrestre y luego continua por el proceso de convección.

El equilibrio térmico del aire, es diferente al equilibrio térmico del agua. Para que el aire, esté en equilibrio, o sea, no halla convección debido a la diferencia

térmica, esta debe tener unos 10 °C de diferencia.



- 1 Calor latente que se transfiere al aire como calor sensible.
- 2 Ese calor, lo almacena el vapor como calor latente.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.
-"Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.
-Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

David Met
Administra
dor
Stratus
Cumulus



Re: Curso de meteorología básica.

« **Respuesta #7** : Julio 22, 2009, 10:33:47 »

Balance energético de la atmósfera.



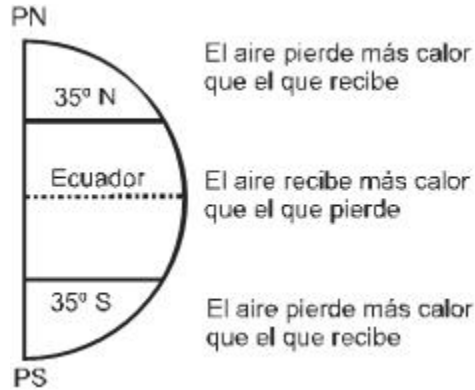
Desconectado

Sexo:

Mensajes: 2371



Cumulonimbus



Intercambio meridional.

Hay una corriente de aire meridional que se produce desde el Ecuador a los Polos y viceversa. El aire caliente del Ecuador baja a los Polos, y el aire frío de los Polos suben al Ecuador. Esta corriente de aire se llaman Corrientes de aire y Oceanía hace que los polos no sean cada vez mas fríos y el ecuador no sea tan caliente.

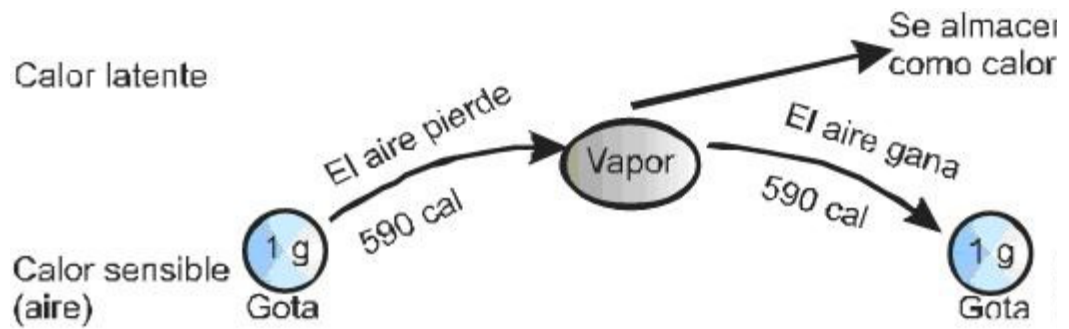
Efecto de la radiación en la superficie del suelo.

EL albedo viene del árabe ALBEDRO que significa blancura y es igual a la radiación reflejada dividido la radiación incidente, el resultado de la división, multiplicado por 100, para que nos dé en porcentaje. En expresión matemática sería así:

El albedo es igual a la radiación reflejada e inversamente proporcional a la radiación incidente.

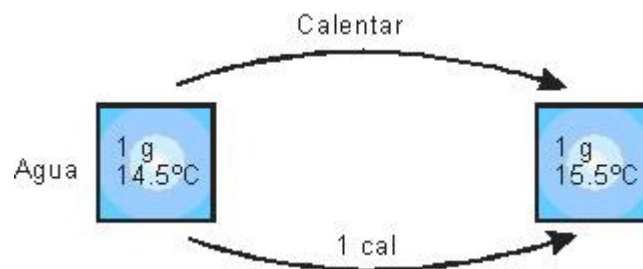
La nieve refleja del 80 al 50 %, la arena refleja un 30 %, la tierra y/o los bosques refleja de 10 a 20 % y el agua varía según la posición del sol. Si el sol está bajo, próximo al horizonte, es cuando más refleja, a medida que se pone vertical el sol con respecto al agua, va reflejando poco. Si el sol está totalmente vertical, el agua no refleja nada y en cambio, el rayo del sol, penetra.

Diferencias de temperaturas entre continentes y mares.



El calor sensible, es el que se puede medir

Calor específico.



Calorías:

Es el calor necesario para elevar de 14.5 °C a 15.5 °C un gramo de agua pura a presión estándar.

El agua es el que tiene mayor calor específico, es decir, el cuerpo que necesita más calor para elevar su temperatura en 1°C. La tierra, en cambio, es mala conductora ya que su calor específico es bajo. La tierra seca se calienta mucho y a baja profundidad.

El agua tiene alto el calor específico (se calienta poco), la radiación solar penetra hasta 200 metros, transporta el calor por mezcla hacia abajo y pierde calor por evaporación en la superficie. El océano, se calienta y se enfría lento.

Tierra: ΔT Diurno marcado.

Océano: ΔT Diurno débil.

ΔT Anual: Marcado en latitudes medias.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador
or
Stratus
Cumulus



Desconectado

Sexo: ♂

Mensajes:
2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #8 : Julio 23, 2009, 08:53:31 »

Temperatura.

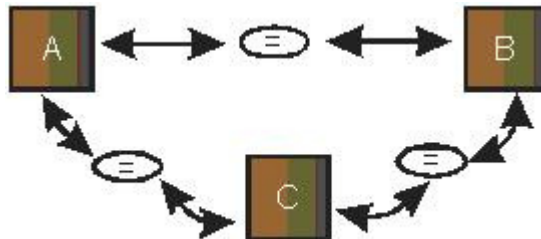
Definición:

Es la expresión de la cantidad de energía calórica que posee un cuerpo.

Explicando, la temperatura es un valor que expresa la energía.

Ley cero de la termodinámica:

Si tenemos tres cuerpos (ABC) y entran en equilibrio térmico (cesa el pasaje de calor de uno a otro). Por lo tanto, el cuerpo A, está en equilibrio con el cuerpo C y este, está en equilibrio con el cuerpo B, por ende, el cuerpo B está en equilibrio con el cuerpo A.



El cuerpo C, vendría ser el termómetro para medir la temperatura del aire.

Escalas de temperaturas.

La ebullición del agua:

Es cuando rompe la tensión superficial. El agua llega a 100 °C y no sube más, porque el calor que se le transfiere, lo larga en forma de vapor, ya que al romper la tensión superficial, tiene mayor superficie de evaporación.

Fusión del hielo:

Es cuando está en equilibrio termodinámico. El agua esta en cero, cuando en un recipiente con agua, si se le pone hielo pasa a tener agua y hielo. En el caso de que el hielo se disuelva completamente o se congeló totalmente, no está en

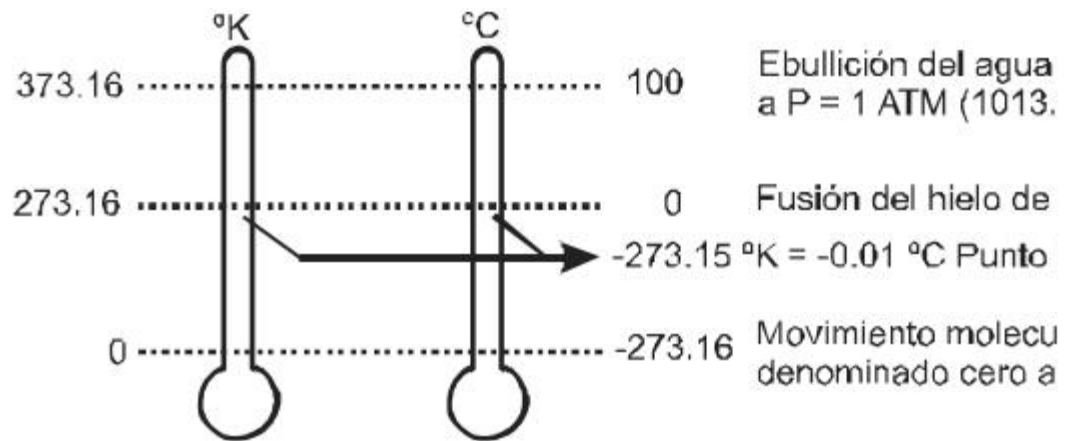
equilibrio termodinámico.

Cero absoluto:

El cuerpo disminuye el movimiento molecular a velocidad mínima. Nunca se detiene por completo.

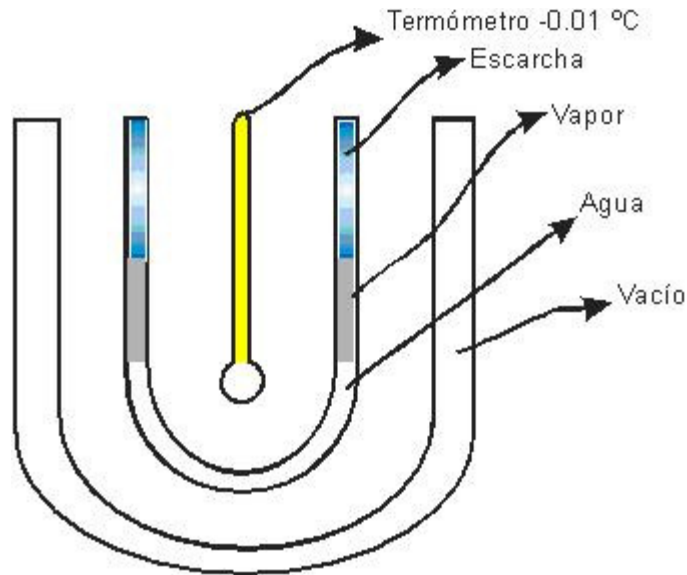
Punto triple del agua:

Es el agua que en una misma temperatura, está en los tres estados, sólidos, líquidos y gaseosos.



Celda del punto triple:

Consiste en una celda que su parte exterior es de doble pared y está al vacío para ser térmico, dentro, contiene otro tubo con agua, no lleno completamente, para dejar espacio para el resto de los estados y un termómetro para medir exactamente la temperatura que se necesita y es de -0.01 °C.



El agua, es el único cuerpo que se puede poner en los tres estados, sólido, líquido y gaseoso. A la escala Celsius se lo llama centígrado, porque se lo divide en 100 partes. Esta escala es arbitraria, o sea, que puede ser una escala cualquiera. El K (Kelvin), es científica y es algo arbitraria. Un gas se dilata 1/273.16 por cada grado que se le suministre.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.
 -"Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.
 -Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

or

Stratus

Cumulus



Desconectado

o

Sexo: 

Mensajes:

2371



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #9 : Julio 24, 2009, 11:40:37 »

Variación diurna de la temperatura en superficie.

La temperatura del aire, se mide a 1,5 metros del suelo. Esto es así para evitar que la radiación terrestre, afecte en la medición. También el césped, afecta en gran medida la medición, ya que exhala vapor de agua y por consiguiente, afecta en la medición.

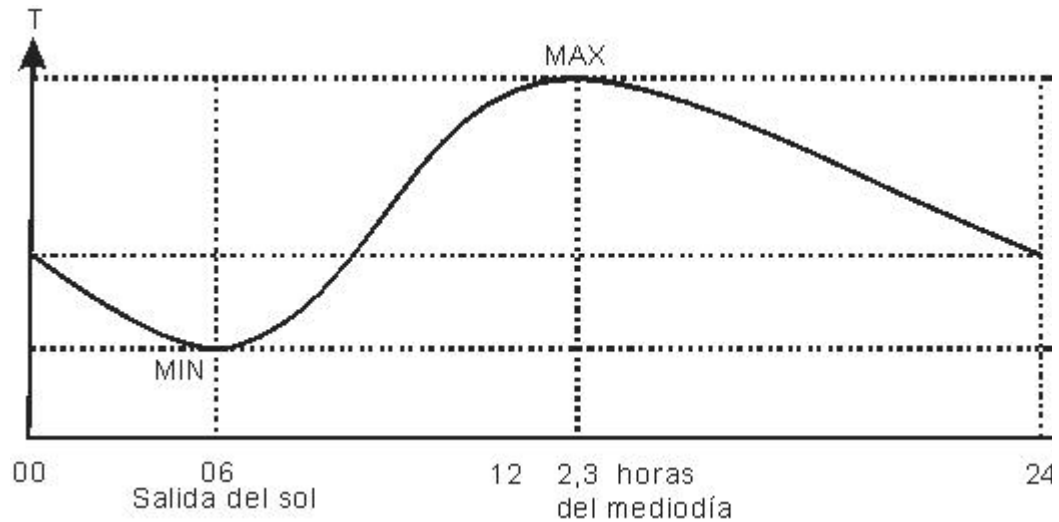
La mínima varía con la salida del sol, porque en verano, la salida del sol, es antes. Se puede correr hasta 2 hs de diferencia entre invierno y verano. La máxima no varía ya que en invierno o verano es lo mismo. La máxima, no



Cumulonimbus



cambia de acuerdo al invierno – verano, es 2 o 3 horas después del mediodía, por el proceso de que el sol calienta la tierra y este el aire. El suelo se calienta a través de la radiación solar y este calienta el aire por medio de la radiación terrestre.



En el gráfico anterior, apreciamos la máxima y la mínima de todo el día en el continente. Esto ocurre en condiciones ideales, y a continuación veremos, que factores afectan la máxima, la mínima y por consiguiente, a la amplitud diurna. Pero antes vemos que pasa en otros sitios con la amplitud diurna.

Océanos: Amplitud diurna casi nula, salvo en las costas,

Desiertos: Mucha amplitud diurna, porque el aire es puro y se produce mayor calentamiento y mayor enfriamiento nocturno. $\Delta T > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Montañas: Mucha amplitud, porque el aire es puro y la temperatura mínima es muy baja.

Ciudades: Las máximas y mínimas son más elevadas, hasta $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

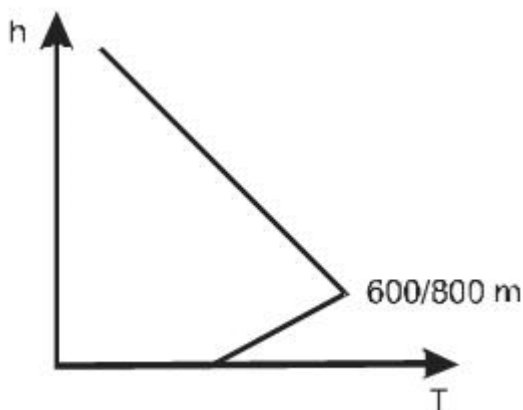
¿Cuándo hay mucha amplitud diurna?

Con cielo despejado, porque produce mayor calentamiento diurno y también enfriamiento nocturno. Con poco viento hay mínima mezcla de aire, los valores extremos se concentran cerca del suelo.

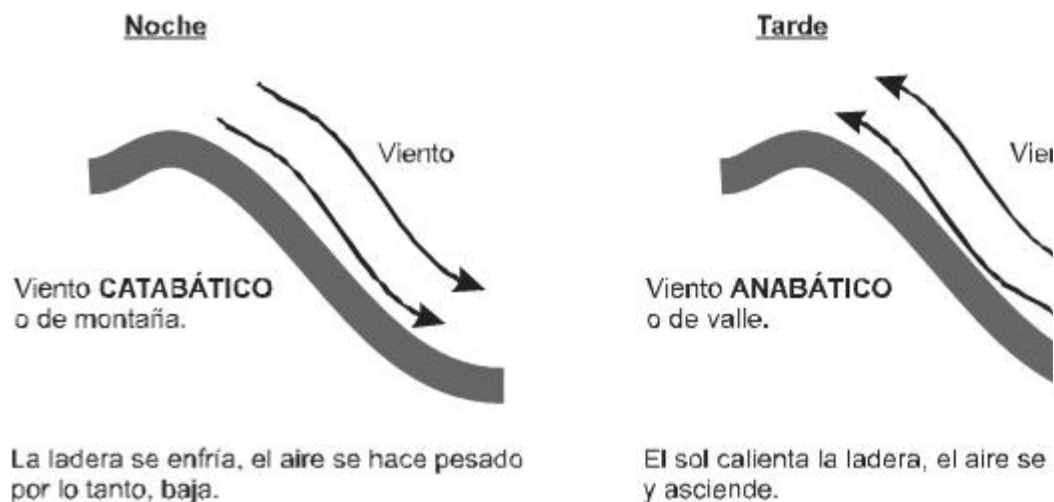
¿Cuándo hay poca amplitud diurna?

Con cielo cubierto, hay menor radiación solar que llega al suelo durante el día, y a la noche, la radiación terrestre, rebota en la nube haciendo que la temperatura, no descienda.

Con mucho viento, se produce mezcla de aire, y afecta a la mínima. El aire frío cerca de la superficie, se mezcla con el aire hasta los 600 u 800 metros.



Efecto en la montaña.



El viento catabático, es más fuerte que el anabático.

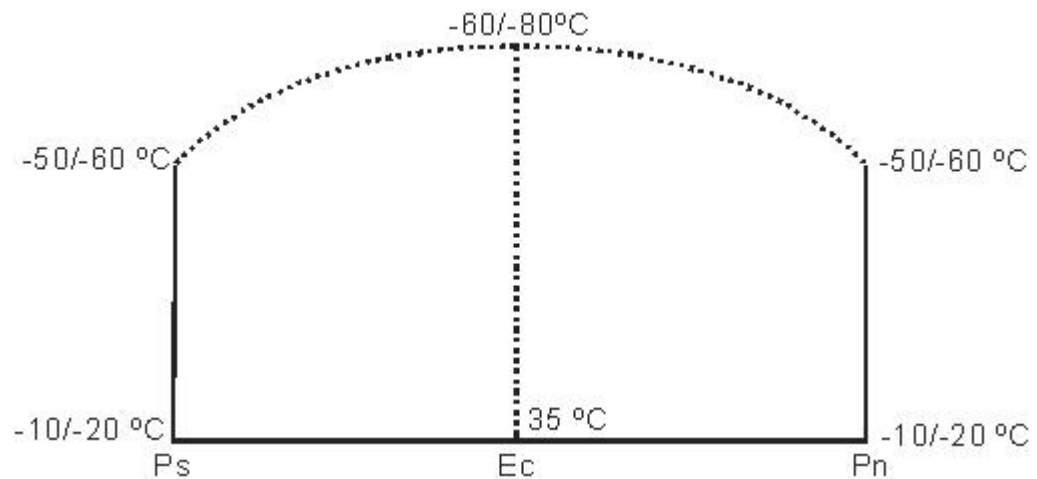
El **viento anabático** o brisa del valle, viene del griego ANABATOS que significa moviéndose hacia arriba. Este viento, como se lo aprecia en la figura, sube por la montaña. Esto, ocurre por las tardes, cuando el sol calienta la ladera, calentando, a su vez, el aire, y este se vuelve más liviano y por consiguiente, asciende. A medida que el viento sube, se va condensando, formando nubes del tipo cúmulos o comúnmente, nubosidad lenticular.

El **viento catabático** o brisa de montaña, viene del griego KATABATIKOS que significa bajando por colinas. Este viento, como se aprecia en la figura, baja por

la montaña. Esto ocurre por las noches, cuando el sol deja de calentar la superficie de la montaña, el aire cede calor a la ladera, haciéndose frío y más pesado, por consiguiente baja. En la Antártida y en Groenlandia, soplan inmensos vientos catabáticos casi todo el año.

Variación de la temperatura en altitud.


La variación de la temperatura en altitud, es marcada y profunda en los trópicos desde la superficie hasta los 18 km de altura. En los polos, es menos marcada y profunda que llega desde la superficie hasta los 8 km de altura.



A medida que la altura asciende, la temperatura descende. Según el tipo de aire, descende más o menos por kilómetro.

- **Aire seco:** Desciende a 10 °C por kilómetro de ascenso.
- **Aire saturado:** Desciende a 5 °C por kilómetro de ascenso.

Para tomar un promedio, el aire descende entre 6 y 7 °C por kilómetro de ascenso.

« Última modificación: Julio 25, 2009, 12:27:10 por David Met »  En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.



Administrador
Stratus
Cumulus
★★★★★

Desconectado

Sexo: 
Mensajes:
2371



Cumulonimb
s



« Respuesta #10 : Julio 25, 2009, 05:24:28 »

Presión atmosférica.

Presión:

Es la relación entre la fuerza elemental (F) que actúa normalmente sobre una superficie elemental y el área (S) de ésta.

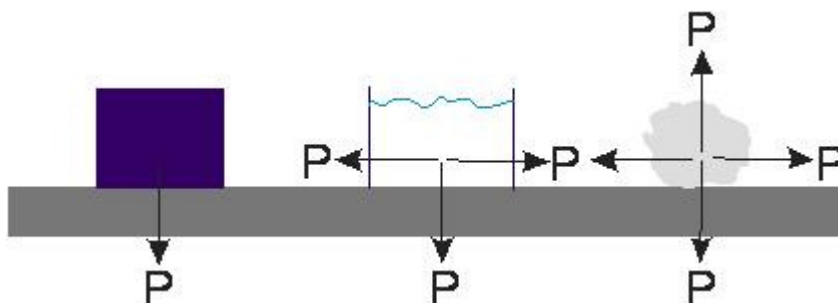
En función del peso de los cuerpos.

g = gravedad. $g = 9.8 \text{ m/seg}^2$

g polo = 9.83 m/seg^2
g ecuador = 9.78 m/seg^2

Todo cuerpo, genera una presión, pero esta presión que ejerce, depende de su estado. Los sólidos, generan presión solo hacia abajo. Los líquidos, generan presión hacia todos sus costados y hacia abajo. Y los gaseosos, generan presión por todo su derredor, o sea, hacia arriba, hacia todos sus costados y hacia abajo.

Lo apreciamos en el siguiente gráfico:



Naturaleza de la presión atmosférica.

Es la presión que ejerce el aire sobre la tierra y todo cuerpo que está en ella. La presión atmosférica, ejerce presión por igual en toda la superficie del cuerpo. Aprovechando esta particularidad, se puede medir con una columna de mercurio.

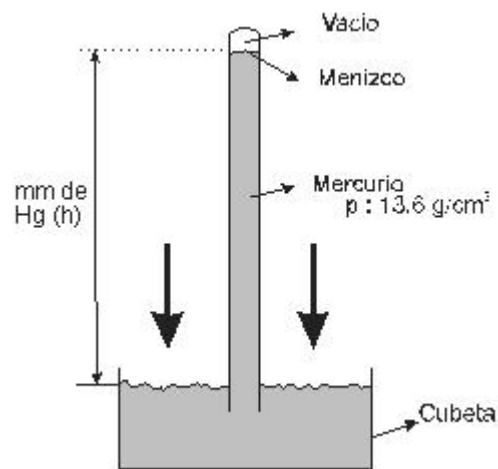
La razón por la que se utiliza el mercurio, es:

- 1- Menor mantenimiento con respecto a otras sustancias líquidas.

2- Es más preciso.

Un barómetro es principalmente, un tubo de vidrio lleno de mercurio, dentro de una cubeta también llena de mercurio. El tubo tiene en un extremo una abertura y el opuesto, está cerrado. Cuando se lo invierte, dentro de la cubeta (el extremo abierto dentro del cubo, quedando el extremo cerrado arriba); la columna dentro del tubo, descenderá hasta equiparar la fuerza que genera la presión de la atmósfera sobre el mercurio intentando subir la columna y el peso de la columna de mercurio queriendo bajar. De esta manera, se generará un vacío en el extremo del tubo que está cerrando, y esto, permitirá a la columna subir y bajar sin problemas.

Ver figura adjunta.



La presión atmosférica equilibra el peso de la columna. La presión es directamente proporcional a su densidad (p) por la altura (h).

$$P = p \cdot h$$

Unidades.

Se utiliza el sistema internacional M, K, S (m; Kg; seg).

$$F = m \cdot a \text{ [Kg m seg}^2\text{]} \quad 1 \text{Kg} \cdot \text{m} \cdot \text{seg}^{-2} = 1 \text{N}$$

$$P = F / \text{sup} \text{ [Nm}^{-2}\text{]} \quad 1 \text{N} \cdot \text{m}^{-2} = 1 \text{Pa}$$

Equivalencias.

$$1 \text{ Hpa} = 100 \text{ Pa} \quad 1 \text{ ATM} = 29.92 \text{ pulgHg}$$

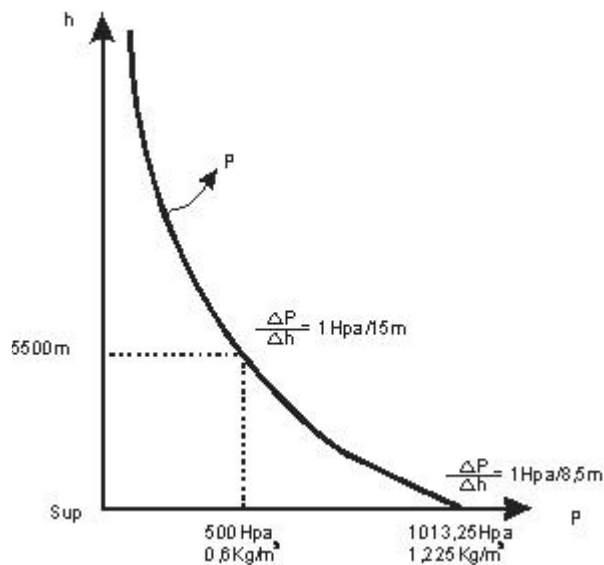
$$1 \text{ Hpa} = 1 \text{ mb} \quad 1 \text{ ATM} = 1013.25 \text{ Hpa (mb)}$$

$$1000 \text{ mb} = 1 \text{ bar} \quad 1 \text{ ATM} = 1033 \text{ g/cm}^2$$

$$1 \text{ ATM} = 760 \text{ mmHg}$$

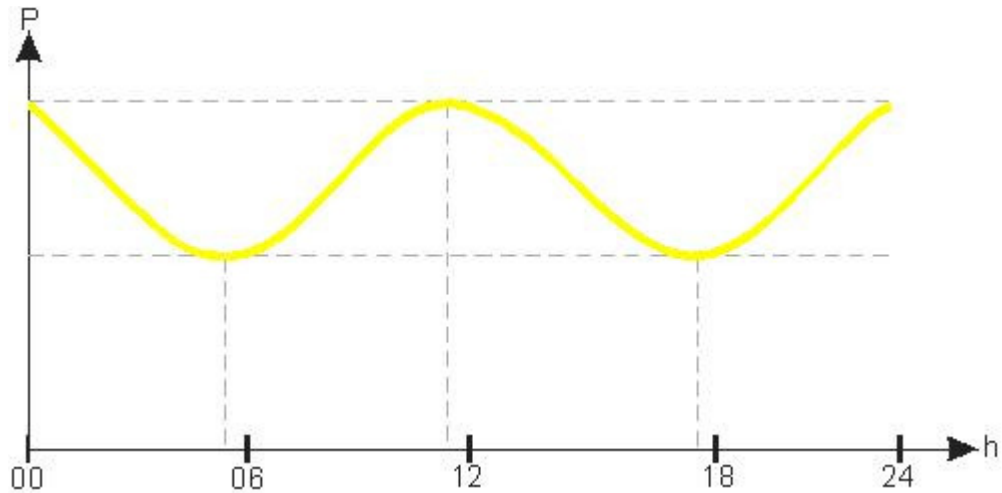
Variación de la presión con la altura.

En toda la atmósfera terrestre, o sea, desde la ionosfera hasta la superficie, se genera una presión, ya que hay distintos gases. Pero la presión, no es constante en toda la atmósfera, si no que varía con la altura. A medida que ascendemos, se desciende la presión, y esto es debido, a que la cantidad de gases presionando contra los objetos, es menor. También y algo muy importante, la presión no disminuye en forma constante. La variación es logarítmica.



Variación semidiurna de la presión.

A diferencia de la variación diurna de la temperatura, que tiene una mínima y una máxima, en la presión, hay dos mínimas y dos máximas. Las dos mínimas ocurren a las 04 y a las 18 hs aproximadamente y las dos máximas ocurren a las 10 y 22 hs aproximadamente.



Tiene una particularidad. Posee dos variaciones, o sea, es regular e irregular. La variación regular, se produce en los trópicos, y las variaciones irregulares, es particular en latitudes medias y altas. Se deben al pasaje y evolución de los sistemas de presión (altas y bajas), y estas, enmascaran a las regulares.

Gradiente de presión.

La temperatura del suelo, al igual que en la atmósfera inferior, no es constante. Esto es debido a que la tierra no recibe en forma uniforme, el calor del sol. Esto, produce que en diferentes sectores de la tierra, se caliente más en un sector que en otro.

El aire caliente comienza a ascender, mientras que el aire frío desciende generando diferencia de presión entre un punto y otro. Cuanto más diferencia de presión, mayor será la gradiente.

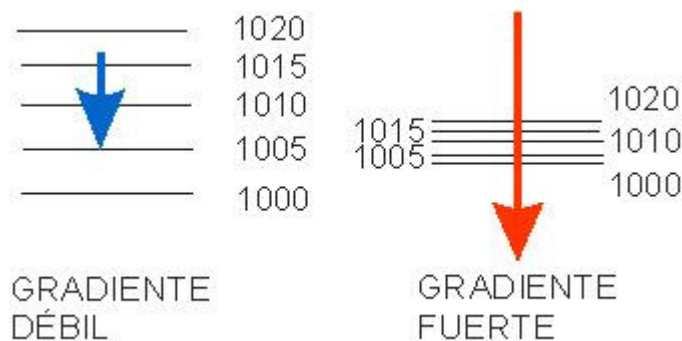
Esto, tiene diferentes efectos en distintas partes de la tierra. Efecto latitud, continentes y océanos. Tiene efecto estacional, efecto diurno y efecto albedo (El albedo es la relación, expresada en porcentaje, de la radiación que cualquier superficie refleja sobre la radiación que incide sobre la misma). Para más información ver página 10.

Vemos un ejemplo de cómo son trazadas las isobaras, más adelante, se explicará como se hace.

Notarán que se trazan cada 5 Hpa. Pero igual, dependerá de cada pronosticador. Hay pronosticadores, que lo hacen cada 3, o cada 1 Hpa. Esto dependerá de cómo viene la situación meteorológica. La A, es alta presión y

la B, es baja presión.

La gradiente de presión está dada por la separación de las isobaras. Cuanto más separación tienen las isobaras, menos fuerza o es más débil es la gradiente, y cuando las isobaras están más juntas, la gradiente tiene más fuerza o es más fuerte. O sea que, la gradiente de presión nos indica la fuerza del viento. Cuanto más fuerte es la gradiente, más fuerte es el viento.



« Última modificación: Agosto 29, 2009, 11:13:26 por David Met »

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #11 : Julio 26, 2009, 03:07:23 »

Administrador
Stratus
Cumulus
Desconectado

Sexo: Mensajes: 2371

Aire húmedo.

Humedad del aire.

Las fuentes de suministro de humedad al aire provienen de la evaporación. Estas evaporaciones se producen de las superficies líquidas, de las superficies de los hielos, por sublimación y de la transpiración animal y vegetal.


El ciclo del agua empieza por la evaporación del agua de las superficies líquidas. Esta evaporación, que es invisible para el ojo humano, llega a la atmósfera y se condensa, formando gotas de agua y a su vez, estas forman las nubes. Luego retornan a la superficie en forma de precipitación, de rocío y de la escarcha.



Los tres estados del agua.

Los tres estados del agua son:

- Cumulo - **Sólidos.**
- nimbus - **Líquidos.**

-  - **Gaseosos.**

ESTADO INICIAL	ESTADO FIN
AGUA	VAPOR
AGUA	HIELO
VAPOR	AGUA
VAPOR	HIELO
HIELO	VAPOR
HIELO	AGUA

Tensión de vapor (e).

Introducción:

El aire tiene ciertas características, una de ellas es que puede absorber vapor de agua. Su capacidad de absorber, lo da la temperatura que tiene, cuanto más caliente esté, más vapor de agua puede contener.

Durante el día, el sol calienta el aire y por procesos naturales, se le va agregando agua al aire tal como lo vimos anteriormente. El aire, a medida que se calienta, tiene la capacidad de ir absorbiendo más y más agua si que se llegue a depositar. Pero a la noche, por ejemplo, al no estar el sol para calentar el aire, este se enfría. Como durante todo el día, el aire estuvo absorbiendo mucho agua, al enfriarse, se sobresatura porque para la temperatura que se encuentra, no puede contener el agua que ahora tiene, y es cuando se forma la condensación.

Este fenómeno lo veremos a continuación.

Definición de tensión de vapor:

La tensión vapor, es la presión sobre la fase condensada a una temperatura dada.

La presión parcial del vapor de agua, como una de los componentes del aire, se mide en Hpa. Esta tensión vapor, se calcula a partir del termómetro seco y del termómetro húmedo o con otros instrumentos aplicando la fórmula correcta.

Tensión de saturación (es).

Es la tensión de vapor máxima que puede contener el aire para cada temperatura.

Valor máximo de humedad en estado gaseoso.

T °C	e _s (Hpa)
0	6,11
10	12
20	23
30	42
40	73

La saturación es cuando las moléculas de agua que se evaporan, igualan a la que se condensan.

Proceso de condensación.

El vapor se condensa en una superficie cuando la temperatura de dicha superficie es menor que la temperatura del vapor. Esto produce que el vapor se enfríe y el agua pasa del estado gaseoso al líquido. Como se vio anteriormente, a este proceso se lo llama condensación. La condensación también se puede producir por el aumento de la Tensión de Vapor. Al aumentar la Tensión de vapor, el aire se sobresaatura y para mantener el equilibrio, el agua se condensa.

Siguiendo el mismo razonamiento, la condensación en la atmósfera ocurre cuando la temperatura disminuye, o aumenta la tensión de vapor mas allá de lo que puede contener el aire por su temperatura, o ambas simultáneamente.

Núcleo de condensación.

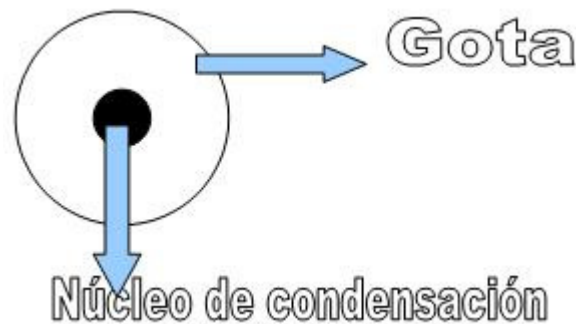
El núcleo de condensación es una partícula en la que el vapor de agua se condensa y forma una gota de agua. O sea, que para que se forme una gota de agua, se necesita

un núcleo en donde el vapor de agua, se pueda condensar. Estos núcleos pueden ser:

- **Sólidos**
- **Microscópicos**
- **Higroscópicos (ávidos de agua).**

Y sus orígenes pueden ser:

- **Sal marina.**
- **Combustiones.**



« Última modificación: Abril 27, 2011, 01:19:49 por David Met »

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: 

Mensajes:



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #12 : Julio 27, 2009, 12:29:40 »

Proceso Isobárico.

Isobárico: Viene del griego que quiere decir ISO Iguales, Baros Peso o Presión. Por lo que un proceso Isobárico se refiere a igual presión. La presión es constante.

En este proceso, encontramos a la temperatura del punto de rocío. Como veremos en la definición, esta temperatura se da en el proceso isobárico. La

2371



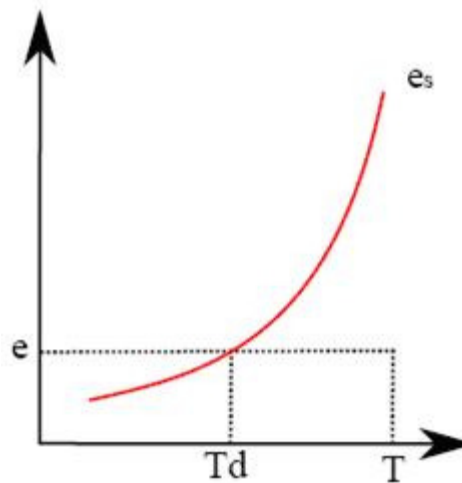
Cumulonimbus



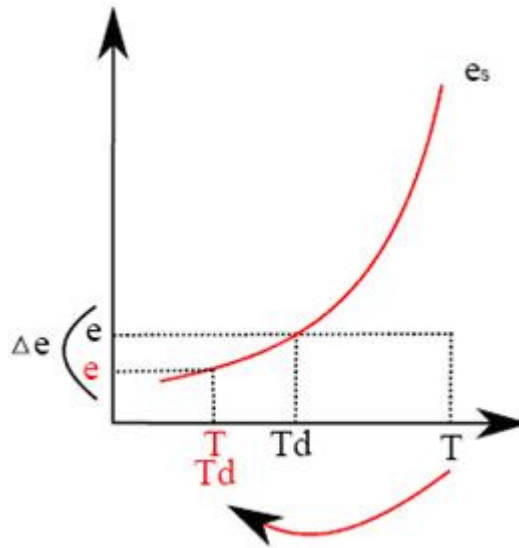
razón es muy sencilla, si aumenta la presión, aumenta la cantidad de aire, al aumentar la cantidad de aire, aumenta la capacidad de absorber agua. Lo mismo pasa si la presión disminuye, al disminuir la presión, disminuye la cantidad de aire, al disminuir la cantidad de aire, disminuye la capacidad de absorber agua. Es por eso, que la temperatura del punto de rocío solo trabaja en un proceso isobárico.

Temperatura del punto de rocío (Td): La temperatura del punto de rocío, es la temperatura que debe alcanzar el aire para saturarse sin que cambie el contenido de humedad y no varíe la presión.

Como recordarán, el aire va absorbiendo agua y el límite máximo nos los dará la temperatura. Conociendo ahora la humedad que tenemos, podemos saber que temperatura tiene que haber para que el aire se sature. Explicando la definición de Td, es la temperatura que tiene que haber para que el aire se sature con la humedad y presión actual.



Td jamás puede ser mayor que la temperatura actual porque nos indicaría sobre saturado. El aire, cuando se tiende a saturar, libera el exceso de agua en forma de rocío, escarcha, neblinas, nieblas o nubes. Cuando Td es igual a la temperatura ambiente, el aire tiene 100% de humedad relativa. Cuando la temperatura ambiente baja por debajo de Td, ésta, acompaña a la temperatura ambiente quedando inferior o igual a la misma.



Observamos en el gráfico anterior, delta e, la diferencia es el agua que se condensa en forma de nieblas.

Diferencia entre T y Td.

$T = T_d$ Aire saturado.

$T > T_d$ Aire no saturado.

$T \gg T_d$ Aire seco.

En la práctica, T_d aumenta o disminuye a razón de $1/7$ de T en la misma dirección. Por ejemplo:

$T = 17^\circ\text{C}$ $T_d = 9^\circ\text{C}$

T disminuye 7°C

$T = 10^\circ\text{C}$ $T_d = 8^\circ\text{C}$ ($7^\circ\text{C} \times 1/7 = 1^\circ\text{C}$; $9^\circ\text{C} - 1^\circ\text{C} = 8^\circ\text{C}$)

Proceso adiabático.

Adiabático: Se dice de la transformación termodinámica que un sistema experimenta sin que haya intercambio de calor entre otros sistemas.

El proceso adiabático se da en la atmósfera porque el aire está constantemente ascendiendo y descendiendo entre la superficie y la tropopausa como veremos más adelante. El aire busca un equilibrio constante

y por ello se desplaza de un sistema de alta presión a un sistema de baja presión. A medida que el aire asciende, se dirige a una región de menor presión, debido a esto, el volumen aumenta (se expande) y la temperatura desciende. La temperatura desciende debido a la menor presión y menor densidad. Esta disminución de la temperatura, lo hace a razón de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Cuando el aire desciende, la presión aumenta, el volumen disminuye (se achica) y la temperatura aumenta. Este aumento de la temperatura, también lo hace a razón de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ o menor.

El proceso de enfriamiento y calentamiento por los movimientos ascendentes o descendentes es un proceso adiabático, es decir no existe un intercambio de calor con el medio ambiente exterior; el calor es constante, no hay ni ganancia ni pérdida de calor. Lo que existe es una expansión o compresión de los gases. El aire es mal conductor térmico y los movimientos se producen con rapidez.

La variación de temperatura que experimenta una masa de aire en movimiento vertical, a calor constante se llama gradiente adiabático. Se representa mediante una serie de diagramas de temperatura denominados curvas de evolución.

Si el aire no está saturado y no se suministra calor, diremos que el proceso es adiabático seco, y los cambios de temperatura se deben por completo a expansiones o contracciones.

Dicha variación se estima en 10°C cada 1km y se denomina gradiente adiabático seco (GAS). Teniendo en cuenta el principio físico por el cual una masa de aire aumenta su temperatura si es comprimida, en tanto que si se expande, disminuye: la masa de aire en elevación se expande debido a que la presión que soporta es menor con la altura; por tanto, su temperatura también desciende debido a que la fricción de las moléculas de aire es menor, no hay que olvidar que no hay intercambio de calor, la disminución de la temperatura durante el ascenso se debe al efecto de una menor presión.

El descenso en la práctica es menor de 10°C , debido al contacto al subir y a las turbulencias, siendo en realidad $6,5^{\circ}\text{C}$ cada 1km., a este descenso real se denomina gradiente térmico vertical de la atmósfera (GVT).

A medida que se asciende la humedad relativa del aire va aumentando hasta alcanzar el punto de rocío; esto produce la condensación del vapor y la liberación del vapor latente de vaporización, lo que hace disminuir el ritmo de descenso de la temperatura de 3°C , $6^{\circ}\text{C}/1\text{km}$. Esto se explica porque el paso de gas a líquido es una reacción que libera calor, se refuerza su flotabilidad o velocidad de ascenso, pero disminuye su ritmo de enfriamiento. El gradiente que se da con fenómenos de condensación es lo que se llama gradiente adiabático húmedo (GAH) o saturado, el cual no tiene un valor constante, ya que varía con la temperatura.


El aire, cuando se enfría, comienza siguiendo el gradiente adiabático seco, y cuando llega al punto de rocío o punto de condensación, sigue el enfriamiento según el gradiente adiabático húmedo.

Proceso de congelación (o solidificación).

El agua tiene una particularidad, estando estable, puede permanecer líquida hasta los -40°C , y cuando se toca la superficie, automáticamente se congela.

En la atmósfera libre (por encima de los 1.500m sobre la superficie de la tierra) abundan las gotas subfundidas a $-13/-15^{\circ}\text{C}$. Cuando una gota a esta temperatura choca con otra en las mismas temperaturas, se forma un cristal de hielo que es producto de la congelación rápida del agua. Cuando un cristal de hielo choca con una gota de agua subfundida, se forma un cristal de hielo mucho mas grande.

La rapidez con que se congela el agua depende de la rapidez con que se elimina el calor latente de fusión. Recordemos que el calor latente, es el calor que pierde el agua al evaporarse y lo gana cuando se congela. Por esta razón las gotas pequeñas se congelan más rápidamente que las grandes. En efecto, las más pequeñas de las gotitas de una nube se solidifican casi en el mismo instante de trompezar con algún objeto, mientras que las más grandes de las nubes y las lluvias requieren un mayor tiempo para su congelación.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administra
dor

Stratus

Cumulus



Desconecta
do



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« **Respuesta #13** : Julio 28, 2009, 10:46:15 »

Formación de hielo sobre aeroplanos (Engelamiento).

Representa este proceso uno de los peligros más serios para la navegación aérea, agravando por el echo de que hoy por hoy no es posible pronosticarlos con mucho aciertos, debido ante todo a la falta de observaciones adecuadas acerca de las condiciones que reinan en la atmósfera libre.

Sexo: 
Mensajes:
2371



Cumulonim
bus



La parte donde el hielo se deposita con preferencia, son los frentes de las alas y de los montantes, como también la hélice aunque se observa a veces también sobre las superficies horizontales del avión. El hielo que se forma en frente de las alas, modifica el perfil aerodinámico de las mismas. El flujo aerodinámico alrededor del ala queda alterado, lo que puede dar lugar a una reducción tan fuerte de la sustentación dinámica que la seguridad del vuelo es seriamente amenazada.

Si el hielo se deposita sobre la hélice, el peligro proviene del hecho de que la distribución asimétrica del mismo impone una rotación irregular a la hélice. En el supuesto caso de que el hielo esté distribuido en forma simétrica, no hay ninguna fuerza perpendicular al eje de la hélice; sin embargo, cuando la formación del hielo procede de una manera desigual, o si un pedazo de hielo se desprende de una de las dos alas de la hélice, sin que la otra mitad suceda lo mismo, resulta un desequilibrio generando vibraciones que pueden causar efecto destructivos.

También puede congelarse el carburador, o cubrirse de hielo los mecanismo de comandos, quedando así obstaculizando su normal funcionamiento. En tales casos es posible subsanar los inconvenientes mediante dispositivos de calefacción.

Estos se pueden producir:

- a) Fuera de las nubes.
- b) Dentro de las mismas.
- c) Dentro de una lluvia en sobrefusión que provee de una capa de aire más cálido en la altura y entra en una capa más fría.

En cuanto a la gama de temperaturas que son favorables a este fenómeno se ha podido constatar que ella va de $+2^{\circ}\text{C}$ a -30°C (de $35,6^{\circ}\text{F}$ a -22°F), siendo particularmente crítico el intervalo de 0°C a -10°C (de 32°F a 14°F).

- a) Engelamiento cuando el aire es exento de nubes.

Del mismo modo como en el suelo se forma la escarcha por un proceso de sublimación, puede depositarse hielo sobre un aeroplano que se halla en una masa de aire sin nubes, y con temperatura bajo cero. El proceso en este caso no se desarrolla sino con una intensidad muy reducida y el depósito de hielo que se forma en tan quebradizo que se desprende con cierta facilidad.

- b) Engelamiento en el interior de una nube constituida por agua sobrefusión.

Cuando se desarrolla en el interior de una nube, el proceso puede ser de muy variada intensidad, llegando en casos extremos a una velocidad de crecimiento de unos 6 mm/min. , mientras que en otras oportunidades no se observa depósito

alguno.

Para formarnos una idea clara de lo que es el proceso de formación de hielo, debemos tener presente los siguientes hechos:

- 1- Si se congela una gota que se hallaba en sobrefusión, su temperatura asciende a 0°C .
- 2- Para elevar en 1°C la temperatura de un gramo de agua, se requiere la cantidad de calor de 1 caloría gramo, que es el específico del agua.
- 3- Al congelarse un gramo de agua, quedan liberadas 80 calorías gramo, que es el calor latente de fusión.
- 4- Para evaporar un gramo de agua, se requieren unas 590 calorías gramo, que representan el calor latente de vaporización.

Vemos los procesos que pueden aducirse para explicar la eliminación del calor latente en fusión:

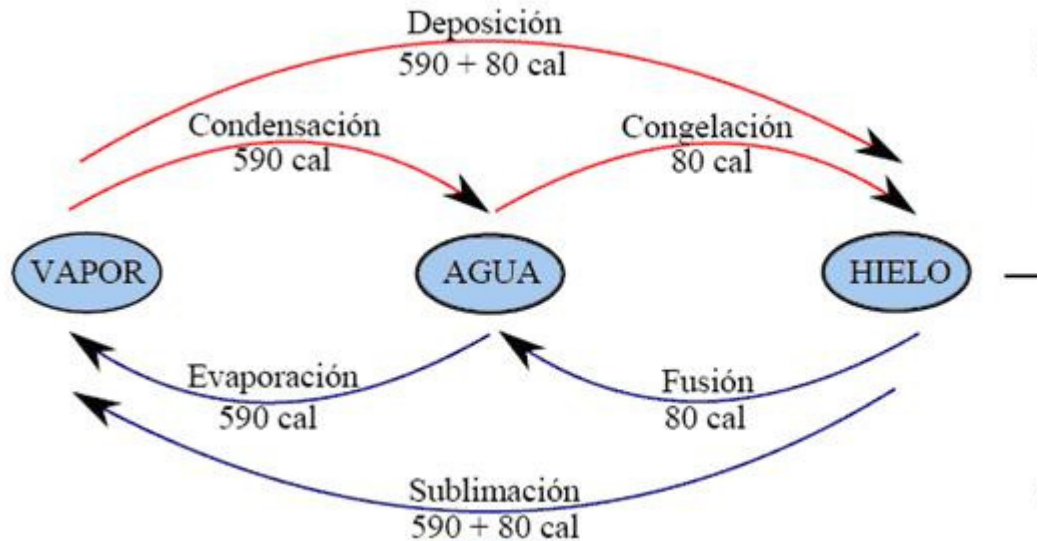
- 1) El enfriamiento adiabático que a lo largo de un perfil aerodinámico se registra a la variación de la presión.
- 2) La conducción de calor hacia el aire.
- 3) La conducción de calor hacia el objeto.
- 4) La convección de calor.
- 5) La evaporación de agua.

c) Engelamiento cuando la temperatura está sobre el punto de congelación.

En caso de hallarse la nube a una temperatura ligeramente superior a 0°C , el agua depositada sobre el avión debe ser llevada previamente al punto de congelación, y luego removerse el calor latente de fusión para que pueda formarse el hielo. Esto no sucede sino contadísimas veces; en tal caso la remoción del calor debe atribuirse en primer lugar a la evaporización de agua.

Calor latente.

Estuvimos hablando del calor latente y hemos visto anteriormente que es. Ahora veremos un gráfico resumiendo el calor latente en los tres estados del agua y en que pasos el agua gana calor latente y cuando entrega el calor que queda en el aire como calor latente.



Indicadores del contenido de humedad.

Los que hemos estado estudiando, son indicadores de la cantidad de humedad en el aire. Son distintas forma de expresar la cantidad de agua en el aire. Pero aún nos falta ver 3 tipos más.

En la siguiente tabla, resumimos estos indicadores incluyendo los que hemos visto y faltan por ver.

- Tensión de vapor en Hpa.
- Diferencia entre T y Td.
- Razón de mezcla.
- Humedad Relativa.
- Temperatura del bulbo húmedo.

Razón de mezcla.

El contenido de humedad en el aire puede también expresarse especificando el número de gramos de vapor de agua que hay agregados a cada kilogramo de aire seco y se calcula en base a la fórmula:

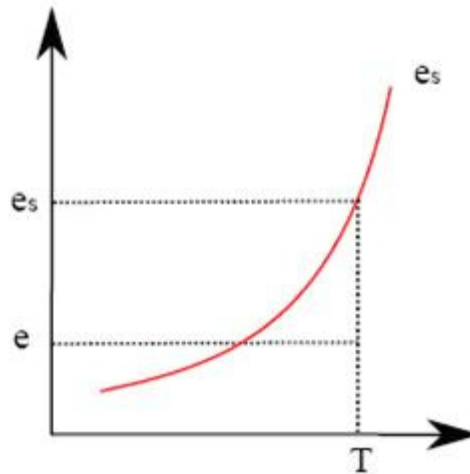
$$m = (623 e) / (p-e)$$

Entre ella y la humedad específica existe una diferencia tan pequeña que se la puede despreciar en comparación con los errores con que están afectados las medidas de humedad.

Humedad relativa.

Es la razón expresada en forma de tantos por ciento entre el contenido e (tensión de vapor) de humedad en el aire y la cantidad de e_s (tensión de saturación) que contendría si estuviera saturado a la misma temperatura.

Vemos el gráfico para entenderlo mejor.



Y la fórmula para calcular la HR es:

$$HR = 100 \cdot (e / e_s) = \%$$

Si e es igual a e_s , la humedad relativa es del 100% que nos indica aire saturado. Si e es menor a e_s , la humedad relativa es menor a 100% indicando que el aire no está saturado. Y por último, si e es mucho menor a e_s , la humedad relativa es mucho menor al 100% indicando que el aire es seco.

Principio del termómetro húmedo (T_w).

Éste es un termómetro ordinario cuyo bulbo se mantiene humedecido mediante una muselina y una mecha introducida en un recipiente que contiene agua pura. Cuando el aire no está saturado de humedad, se produce una evaporación de una parte del agua que rodea al bulbo. Esto produce que se enfríe el bulbo produciendo una temperatura inferior al termómetro seco. Cuanto mayor sea la evaporación, o sea, cuanto mayor sea la sequedad del aire, mayor diferencia habrá entre el termómetro húmedo y el seco. Con estos dos valores y por medio de fórmulas o tablas, se puede calcular, la Humedad Relativa, La tensión Vapor y el Punto de Rocío.

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.
-"Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.
-Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[Davi](#)
[d](#)
[Met](#)



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #14 : Julio 29, 2009, 05:33:58 »

Admi
nistra
dor
Stratu
s
Cum
ulus


Desc
onect
ado

Viento.

La diferencia de radiación que es causada por el tipo de suelo, la latitud y la estación del año, produce un calentamiento irregular. Este calentamiento irregular crea a su vez, diferencia de temperatura que, a su vez, produce diferencia de Presión.

A causa de la diferencia de presión que existe en la atmósfera, tanto en el sentido vertical como horizontal, una partícula de aire está sometida a una fuerza que trata de moverla desde un sitio de alta presión a un sitio de baja presión. Tales movimientos son influenciados por la fricción, y además, si se los refiere a la Tierra en rotación, por una fuerza que proviene de la misma rotación. Por último está la fuerza de la gravedad; ésta es la que determina los movimientos verticales.

Fuerzas que intervienen.

Sexo:

Mens
ajes:
2371

Las fuerzas que intervienen fue las que mencionamos anteriormente y las vamos a enumerar para estudiarlas cada una por separado.



- La fuerza de presión.
- El gradiente de presión y las isobaras.
- La fuerza desviadora de la rotación de la tierra.
- El viento geostrofico.
- La influencia de la fricción.
- La variación del viento con la altura.

Cum
uloni
mbus

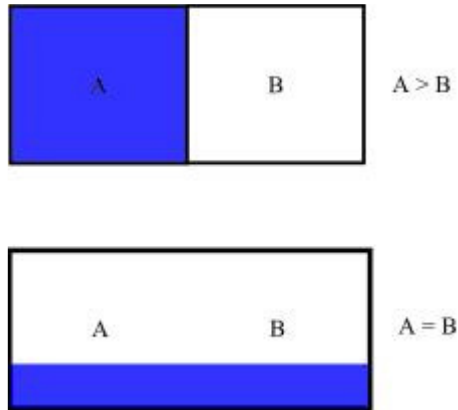
La fuerza de presión.

Las fuerzas que determinan el movimiento del aire, dependen en primer lugar de la distribución de la presión. El aire busca equilibrar la presión de una región A con una región B.



Para entender este concepto, imaginemos que tenemos un recipiente dividido en dos. Sobre el lado izquierdo, lo llenamos con agua y sobre el lado derecho, lo dejamos vacío. Es evidente que del lado donde está el agua, hay más presión que del lado vacío producido por el peso del agua y la falta de agua respectivamente. Si removemos la pared divisora del lado A con el lado B, el agua equilibrará el peso dirigiéndose hacia

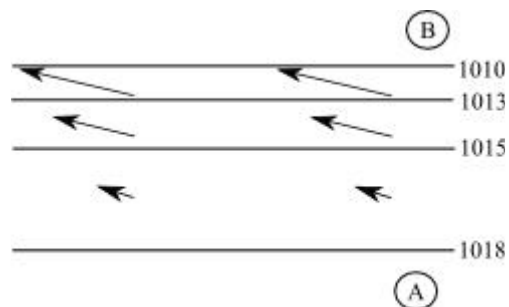
el lugar vacío hasta equilibra las fuerzas. Lo mismo pasa con el aire, busca equilibrar las fuerzas debido a la diferencia de presión de un punto con respecto a otro. De esto podemos deducir que, el viento se dirige desde la ALTA presión hacia la más BAJA presión. Este movimiento sufre modificaciones causadas por la influencia de la fricción y de la rotación de la tierra.



El gradiente de la presión y las isobaras.

Recordemos que el gradiente de presión siempre es perpendicular a las isobaras, está dirigido desde la región de presión alta hacia la de presión baja y su magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre las isobaras, es decir que donde las isobaras son más espaciadas, es menor el gradiente bórico, y viceversa.

Si la fuerza originada por las diferencias de presión fuese la única que actuara sobre el aire, éste se movería en la dirección del gradiente bórico. Pero en la naturaleza, el viento no corre paralelo a la gradiente de presión, si no que el viento sopla en el sentido de las isobaras, aunque con una pequeña componente hacia la región de baja presión. La desviación observada nos permite deducir que la fuerza originada por las diferencia de presión no es la única que actúa sobre el aire; esta fuerza proviene de la rotación de la Tierra.

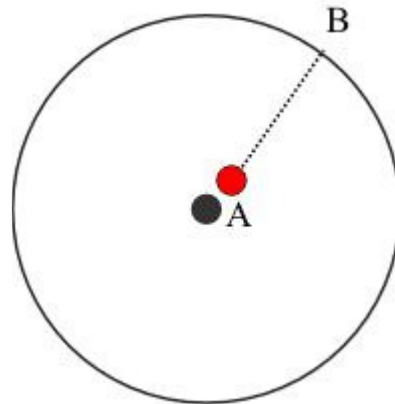


La fuerza desviadora de la rotación de la Tierra.

Esta fuerza desviadora se la conoce como fuerza de Coriolis. Trae mucha confusión y

cuesta entenderla pero voy a tratar de ser lo más claro posible.

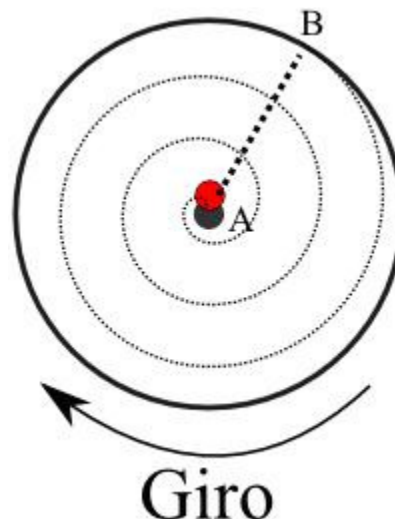
Veamos el primer gráfico.



Vemos un círculo con un punto negro en el centro, este punto negro es el eje de rotación del círculo. También apreciamos un punto rojo en A. Éste, es un cuerpo que se va a trasladar desde el punto A hacia el B y lo apreciamos con una línea de puntos.

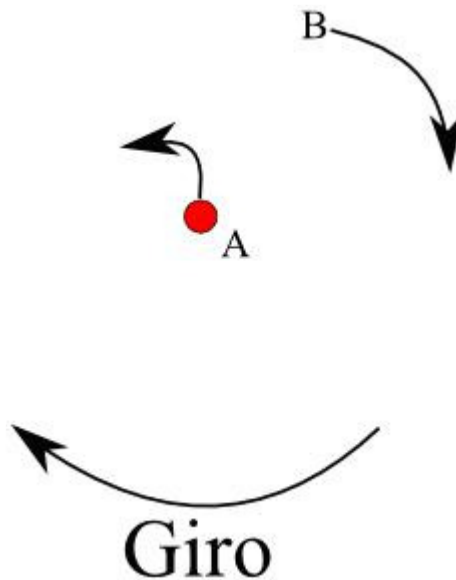
Supongamos que el círculo está quieto, el punto rojo al desplazarse hacia B, lo hará en línea recta, tal como se lo ve en el gráfico, y como el círculo no se mueve, su desplazamiento con respecto al círculo, también es una recta.

Pero supongamos que ahora, el círculo gira hacia la izquierda desde su eje. El punto rojo situado en A se mueve en línea recta, pero como el círculo gira, el punto rojo tendrá que recorrer una distancia más que si el círculo estuviese quieto, ya que a medida que se desplaza, también lo hace el círculo. Por lo tanto, el punto rojo hará una espiral con respecto al círculo a pesar de que se movió en línea recta, tal como lo apreciamos en el siguiente gráfico:



Como observador, al estar situado desde afuera y en forma estática, apreciamos como se desplaza el punto rojo y su recorrido. Recordemos que, el punto rojo, se desplaza en forma recta tal y como se ve en el gráfico con líneas punteadas gruesas. La espiral marca el recorrido por el círculo a medida que avanza hacia el punto B.

La complicación viene cuando nos situamos en el círculo y nos movemos con el, o sea que ya no estamos mirando desde afuera y tampoco estamos quieto, sino que nos movemos junto con el círculo. En esta situación, si vemos como se mueve en punto rojo, no lo veremos que se desplaza en línea recta, sino que lo hace hacia la izquierda a pesar de que el cuerpo se desplaza en línea recta hacia el punto B.



Al estar en esa situación, nos parece que hay una fuerza que ejerce sobre el punto rojo que lo hace desviar hacia la izquierda y que no lo deja avanzar en línea recta. Y a esta fuerza se lo llama Fuerza de Coriolis en honor a su descubridor. Con esto, deducimos que la Fuerza de Coriolis no es real, sino que es ficticia ya que tal fuerza, no existe.

Esta fuerza, no acelera ni desacelera, solo desplaza 90° al viento a la izquierda en el hemisferio sur. En el hemisferio norte, desplaza 90° a la derecha.

Debido a que la tierra es una esfera, la Fuerza de Coriolis tiene más peso en latitudes altas y en el ecuador, no tiene efecto.

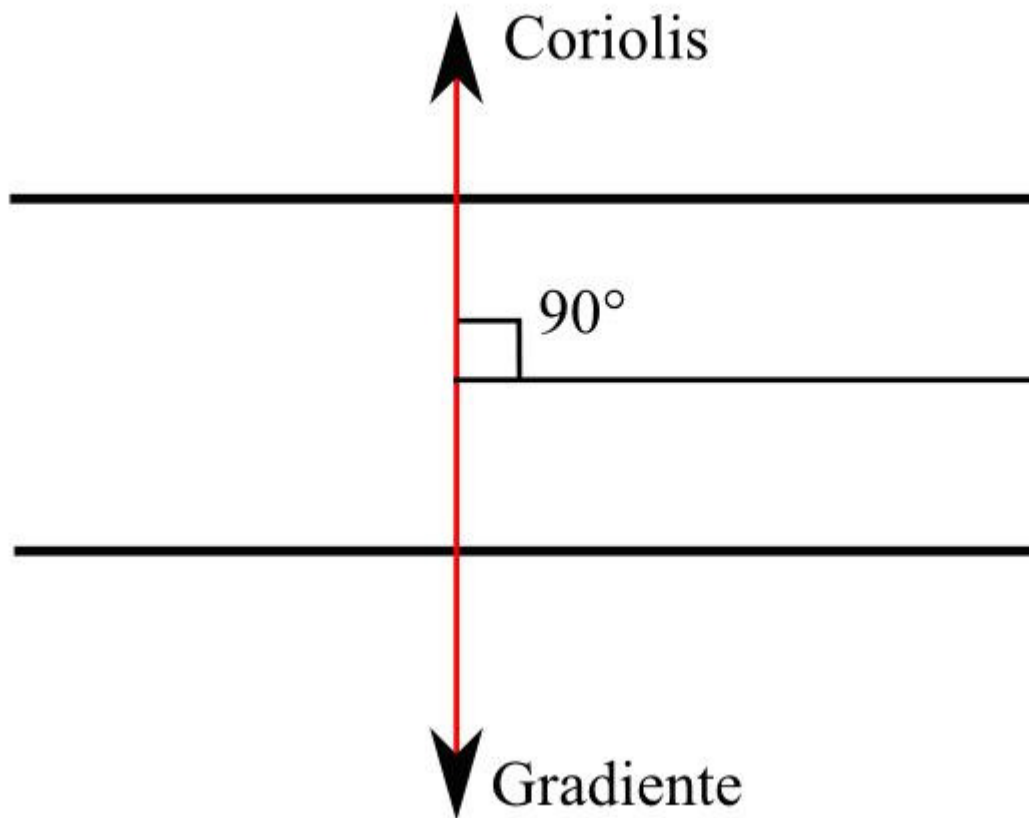
¿Por qué es tan importante esta fuerza en meteorología? Porque esta fuerza justifica el porque del viento no se dirige desde una zona de alta presión a una zona de baja presión, sino que lo hace paralela a las isobaras.

Viento geostrófico (Vg).

Es una aproximación al viento real. Su deducción se basa en:

- 1- Isobaras rectas y paralelas.
- 2- Directamente proporcional al gradiente (Isobaras más juntas, mayor Vg).
- 3- Flujo horizontal sin aceleración.
- 4- Fuerza de rozamiento nula (por encima de 1.000 metros desde la superficie).

El viento geostrófico es un equilibrio entre la Fuerza de Coriolis y la gradiente y da como resultado, un flujo de viento paralelo a las isobaras.



Para calcular el Vg se necesita el Gradiente, la latitud del lugar (Ecuador = 0 y en el Polo = máx.) y la densidad del aire.

$$V_g = \frac{1}{\rho f} * \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

donde:

$$f = 2\omega \text{ sen } \varphi$$

ρ = densidad del aire

$\Delta P/\Delta n$ = gradiente de presión.

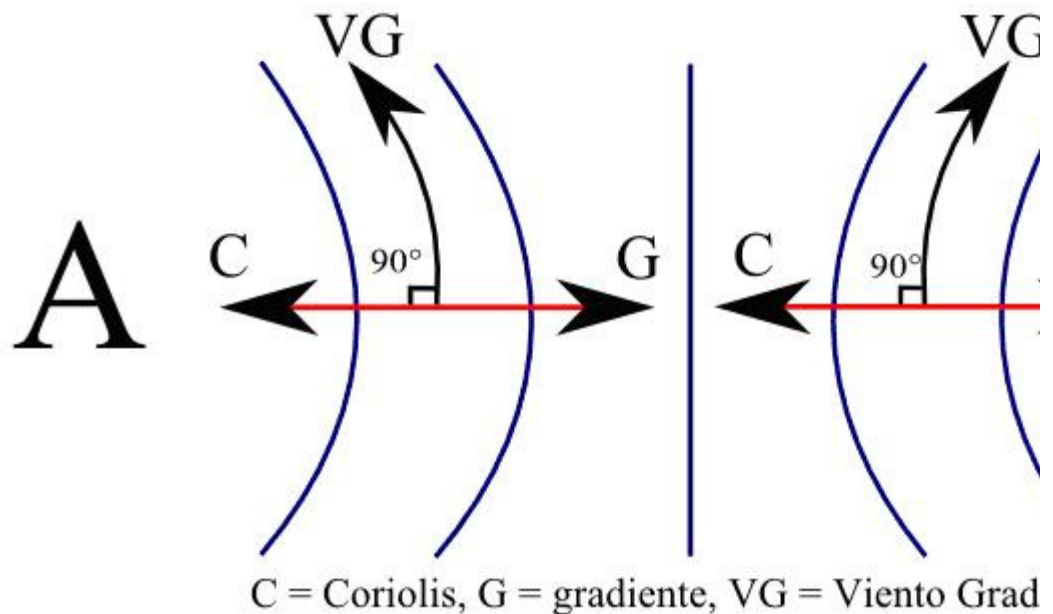
Viento gradiente (VG).

Al igual que el viento geostrófico, el viento gradiente es una aproximación al viento real. Su deducción se basa en:

- 1- Isobaras curvas y rectas.
- 2- Latitudes $> 20^\circ$
- 3- Sin rozamiento (por encima de 1.000 metros desde la superficie).
- 4- VG directamente proporcional al gradiente de presión.

Como resultado obtenemos:

- 1- Viento paralelo a las isobaras.
- 2- Giro horario en las zonas de baja presión en el hemisferio sur.
- 3- Giro antihorario en las zonas de alta presión en el hemisferio sur.

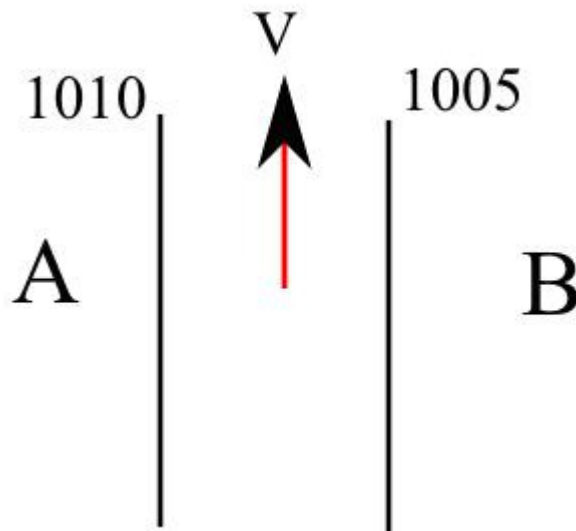


Vemos en el gráfico anterior, como el viento gradiente nos marca el sentido de

giro del viento. En la zona de alta presión A, el giro es antihorario mientras que en la zona de baja presión B, el giro es horario. La fuerza de Coriolis contrarresta a la gradiente y el viento gira en forma paralela a la isobara sin importar si es curva o recta.

Ley de Buys – Ballot.

Esta ley llamada así por el químico y meteorólogo holandés C. H. D. Buys – Ballot quién fue el que la formuló dice que, si un observador está de espaldas al viento, tendrá la zona de alta presión hacia su izquierda y por consiguiente la zona de baja presión a su derecha en el hemisferio sur. En el hemisferio norte, es lo contrario.



La importancia de tener este concepto siempre presente, nos está indicando que el buen tiempo se encuentra a nuestra izquierda, ya que en las zonas de alta presión, hay subsidencia. Esto lo veremos más adelante en el cual, veremos porqué las zonas de alta presión están asociadas a buen tiempo y las zonas baja presión están asociadas al mal tiempo.

Si una aeronave en vuelo visual se encuentra de repente en un mal tiempo y desea desviarse para esquivar el mal clima, aplicando la ley de Buys – Ballot se garantizará buen tiempo y podrá ir a un aeropuerto o aeródromo alternativo hasta esperar que pase el mal clima en la ruta del destino original.

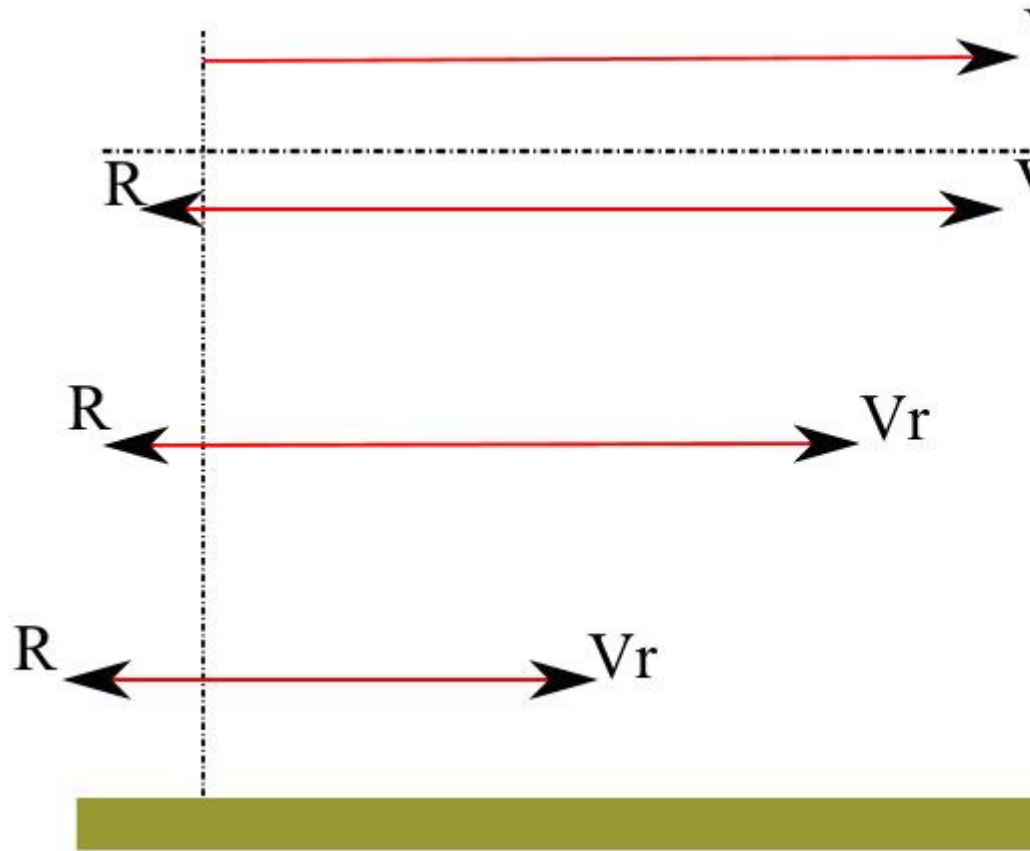
Viento en la capa límite o capa de rozamiento.

Hasta ahora, estuvimos estudiando el viento sin rozamiento, o sea a una altura por encima de los 1.000 metros.

Cuando un cuerpo se desplaza, aparece una fuerza de resistencia proporcional a

la fuerza de avance y en sentido contrario. Pero en una cierta altura, esta fuerza de resistencia desaparece o es casi nula debido a la poca densidad del aire, la capa límite en donde a partir de ahí no aparece la fuerza de resistencia, es de los 1.000 metros para arriba. Más precisamente a partir de los 600 / 1.000 metros que dependerá del tipo de suelo.

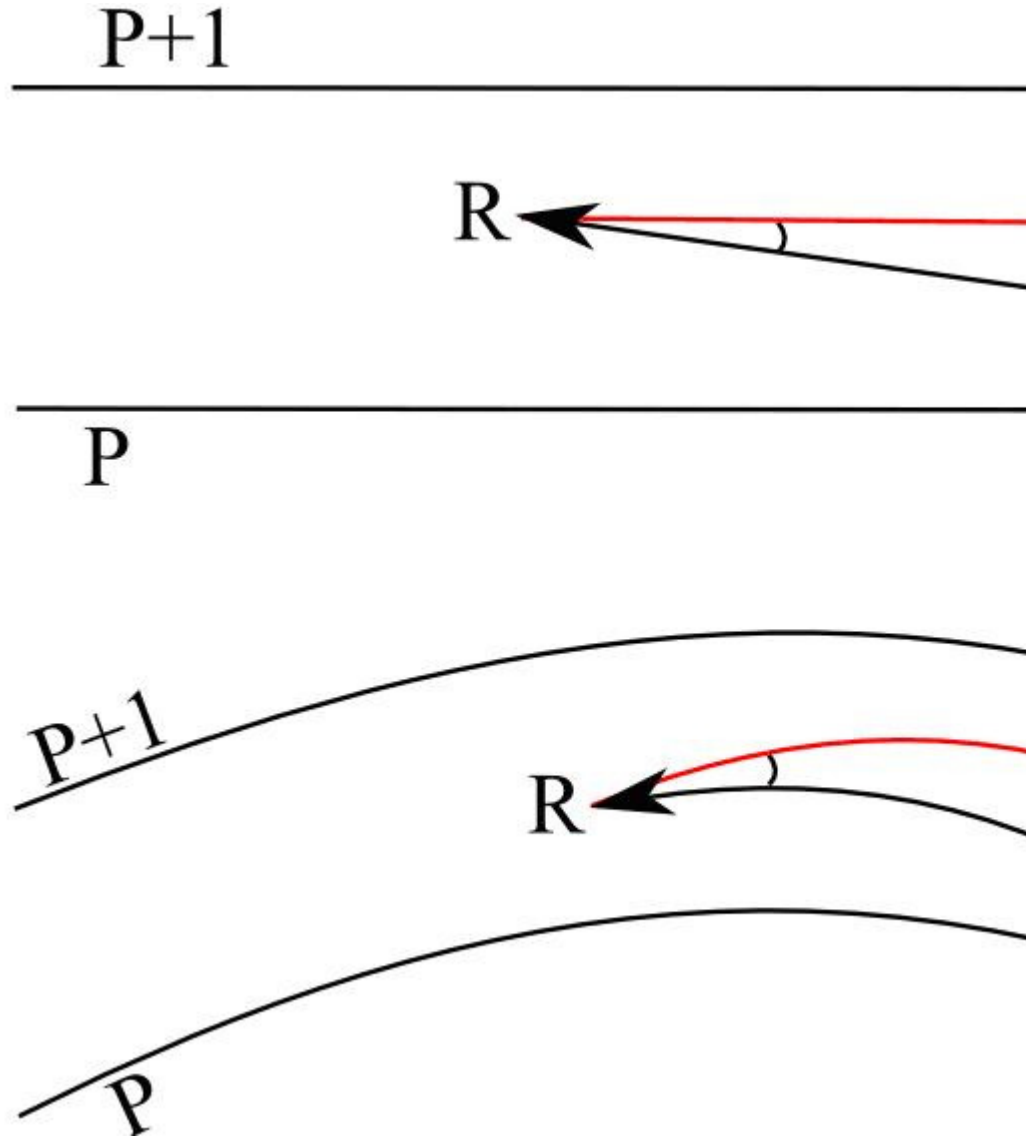
Debido a que la superficie genera un rozamiento y por consiguiente una disminución del viento, a éste se lo debe medir en los 10 metros de altura, garantizando medir el viento real (V_r).




El viento en las isobaras, tiene un ángulo de inclinación con respecto al viento gradiente (V_g) hacia la menor presión pero acompañando la forma de las isobaras. En isobaras rectas, el viento gradiente es paralela a las isobaras, por consiguiente, este viento también es recto. El viento real, también será recta pero formando un ángulo que dependerá del suelo y con sentido hacia la más baja presión. Si las isobaras son curvas, el viento gradiente será paralela a las isobaras pero curva, mientras que el viento real, será curva pero formando un ángulo con respecto al viento gradiente con sentido hacia la más baja presión.

Sobre el mar o llanura, el ángulo que forma es aproximadamente de 10° , el

viento real (V_r) será de $2/3$ al viento gradiente (V_g). Por ejemplo, el $V_g = 30$ Kt; $V_r = 20$ Kt. Sobre un suelo rugoso el ángulo que forma será entre 10° y 30° y el viento real (V_r) valdrá entre $1/3$ y $2/3$ del viento gradiente.



 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador
Stratus
Cumulus
Desconectado



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #16 : Agosto 01, 2009, 12:54:12 »

Convergencia y Divergencia.



Desconectado

Si bien es cierto que el viento geostrófico no posee convergencia ni divergencia, no puede decirse lo mismo de del viento que observamos en la realidad. El ángulo que forma la dirección del viento con las isobaras indica que existe una afluencia de aire desde las regiones de baja presión, y una evacuación de aire desde las regiones anticiclónicas.

Sexo:



Mensajes:
2371

En el hemisferio norte, pasa exactamente lo mismo, puesto que el sentido de la circulación alrededor de las altas y de las bajas es inverso.



Este ángulo es formado por dos fuerzas que intervienen y crean una fuerza resultante, el cual es el viento real.

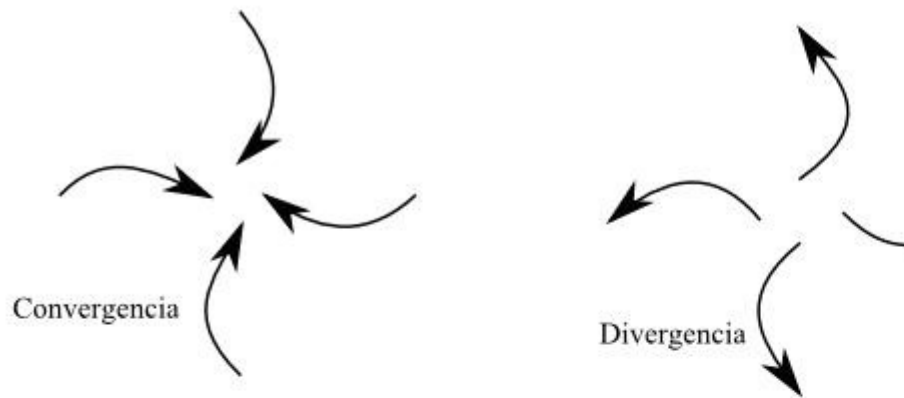
Cumulonimbus



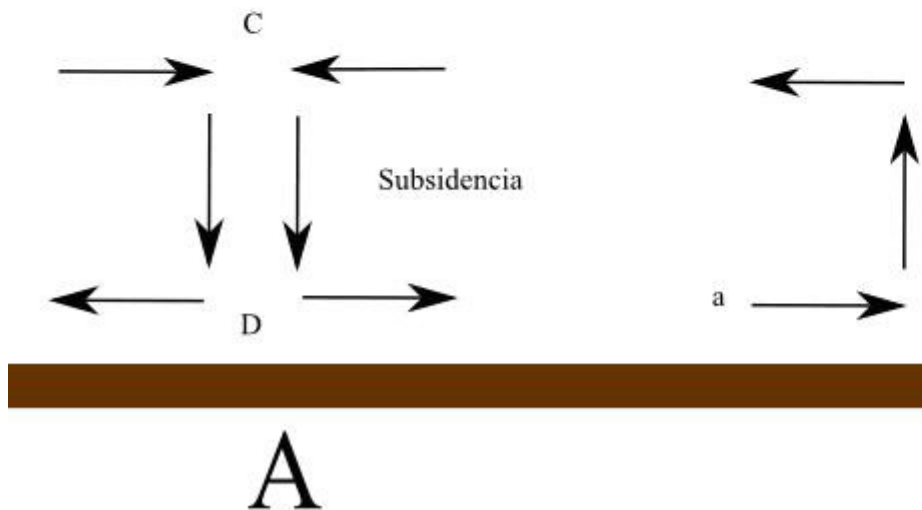
La fuerza normal a las isobaras es la que indica la convergencia o divergencia. Esta fuerza se dirige desde alta presión hacia la baja presión. Por lo tanto, su sentido dependerá en dónde se encuentra la baja presión que a su vez, le dará el sentido al viento real (V_r).

Tipos de movimientos.

Los tipos de movimientos son:



Estos dos movimientos son el resultado de la combinación entre el movimiento de rotación y el movimiento de convergencia y divergencia respectivamente.



En la última imagen, vemos el corte vertical en un centro de alta presión, marcado con A y un centro de baja presión marcado con B. Como pueden observar, a la derecha, aparece un centro de baja presión visto de arriba y a la izquierda vemos el corte vertical en superficie del centro de baja presión.

Como se observa en las imágenes, en un centro de alta presión, ocurre una Convergencia en altura, mientras que la Divergencia se produce en superficie. Para un centro de baja presión, la Divergencia ocurre en altura mientras que la Convergencia ocurre en superficie.

Es imposible que el aire se acumule progresivamente en los ciclones, y que en los anticiclones se registre una merma cada vez más acentuada;

en efecto, es fácil constatar que el aire convergente debe ascender, y en el divergente debe descender, tal como se aprecia en las imágenes.

Anteriormente vimos un proceso adiabático. El aire ascendente se enfría adiabáticamente, y el aire que desciende (constituyendo lo que se llama una subsidencia), se calienta; de ahí que las regiones ciclónicas se caractericen, en general, por un cielo nublado y precipitaciones, mientras que los anticiclones suele reinar buen tiempo. La convergencia o divergencia en las corrientes horizontales puede también ser consideradas por otras causas, aparte de las que aquí se expusieron. Por esta razón, no siempre se observa este tiempo característico en las regiones de alta y baja presión, respectivamente, aunque las reglas indicadas se verifican en la mayoría de los casos.

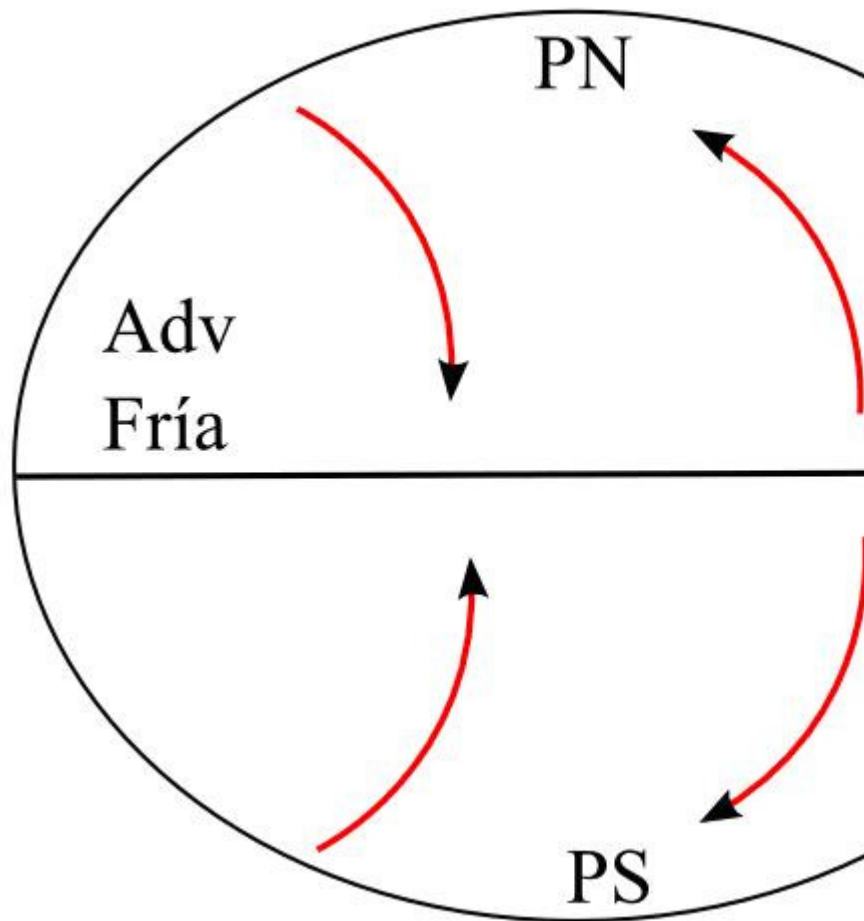
Altas y bajas en 3D.

Advección de aire.

Es el traslado de las masas de aire en las grandes corrientes atmosféricas. El intercambio de calor por advección se desarrolla con preferencia en sentido horizontal, puesto que así lo hacen generalmente las corrientes; la turbulencia y las corrientes convectivas, a su vez, efectúan ante todo un intercambio vertical de calor. Mientras que el intercambio por la turbulencia y por radiación contribuyen a nivelar los contrastes de temperaturas, la advección a su vez puede originarlos o bien destruirlos, según sean convergentes o divergentes las grandes corrientes aéreas.

Resumiendo los conceptos que se acaban de desarrollar, recordemos que el intercambio de calor por efecto de la conducción molecular es insignificante, pudiéndose prescindir del mismo. También es pequeño el efecto que produce en este sentido la radiación, llegando a lo sumo a unos 2°C en 24 horas. Los agentes principales del intercambio de calor en la atmósfera es la turbulencia y la convección (actuando en sentido vertical), y las grandes corrientes atmosféricas que se desplazan en sentido horizontal.

En la siguiente imagen vemos el intercambio de calor por advección de todo el planeta.



Hay cuatro tipos de advección:

- 1) Advección fría.
- 2) Advección cálida.
- 3) Advección seca.
- 4) Advección húmeda.

En la advección fría y cálida la diferencia es el calor sensible, mientras que en la advección húmeda y seca la diferencia es el calor latente.

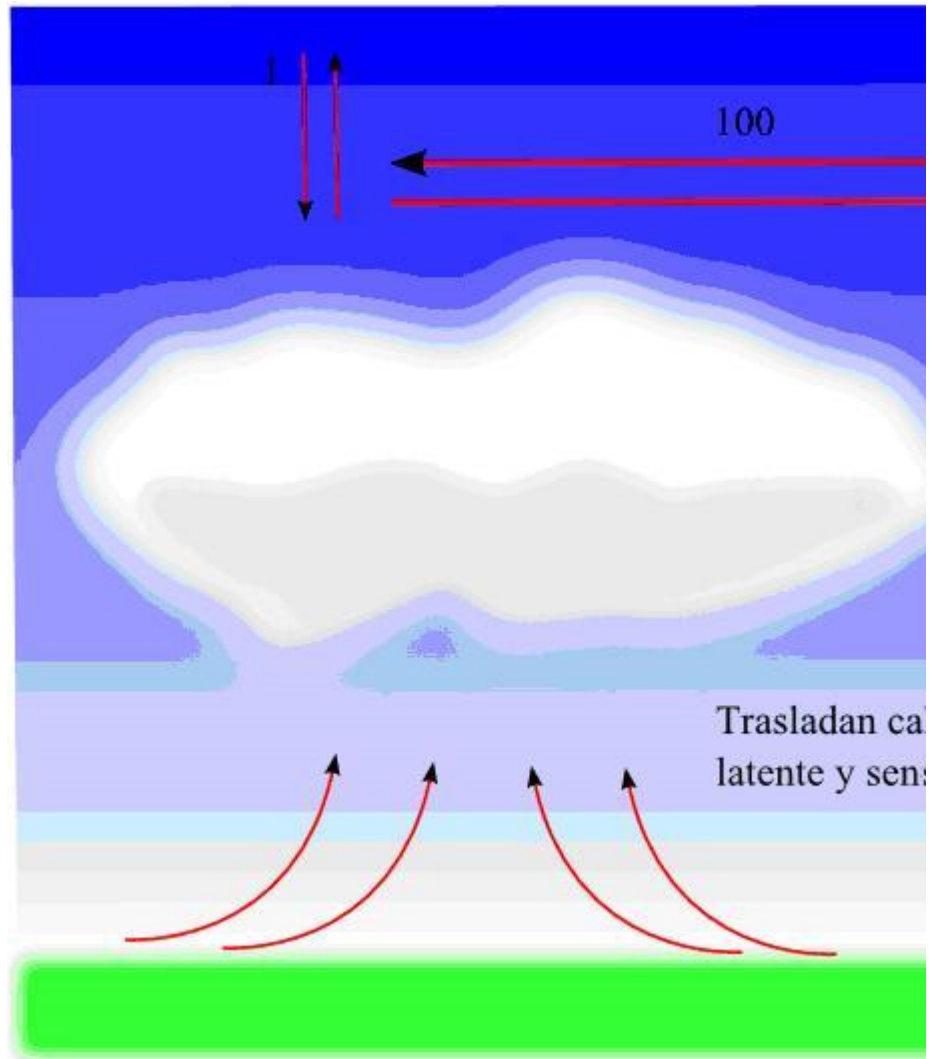


Movimientos verticales.

La mezcla horizontal tiene efectos bajo presión constante mientras que la mezcla vertical, sufre cambio de la presión al ascender o descender por la atmósfera.

Las partículas que ascienden o descienden sufrirán un enfriamiento o calentamiento adiabático. El resultado de un mezclado vertical por turbulencia en una masa de aire no saturada es una distribución de la temperatura que corresponde al gradiente adiabático seco, y en una masa de aire saturado, al gradiente adiabático húmedo.

La masa de aire al subir, sufre un proceso adiabático, por lo tanto a medida que asciende su temperatura desciende. Esto produce que, a medida que asciende, el aire se empiece a saturar debido a la pérdida de calor. Su tensión de saturación disminuye produciendo una saturación de la masa de aire. Debido a que hay núcleos de condensación, se empieza a formar gotas de agua en suspensión. La agrupación de estas gotas de agua, forman las nubes.



Los movimientos verticales tienen una relación de 1/100 de los movimientos horizontales.

« Última modificación: Agosto 04, 2009, 09:45:20 por David Met »

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador
Stratus
Cumulus



Desconectado

Sexo:



Mensajes:

2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« **Respuesta #17** : Agosto 02, 2009, 12:37:00 »

Vientos locales.

Los vientos locales se estudian en varias escalas a saber:

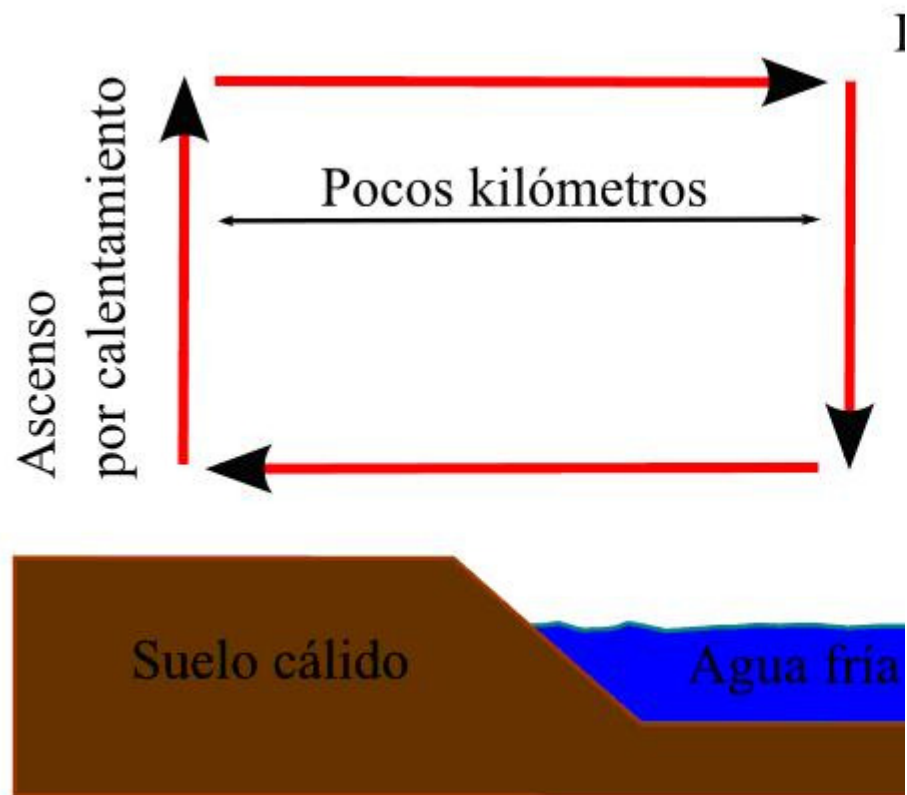
- 1) **Global:** Grandes movimientos hemisféricos.
- 2) **Sinóptica:** Anticiclones, depresiones, Vg, VG.
- 3) **Meso escala:** (escala media) Vientos locales, tormentas locales, viento zonda, brisa de mar y tierra, viento de montaña.
- 4) **Microescala:** (de lo pequeño) Efecto de los edificios, efectos de los estanques.

Los tipos de suelo para viento locales son:

- a) Mar
- b) Continente
- c) Selva
- d) Tundra (Terreno abierto y llano, de clima subglacial y subsuelo helado, falta de vegetación arbórea; suelo cubierto de musgos y líquenes, y pantanoso en muchos sitios. Se extiende por Siberia y Alaska.)

Brisa de mar.

Durante el verano, la temperatura de la tierra supera la del mar en las horas del día, y lo contrario sucede en las horas de la noche. Este contraste da lugar a una pequeña variación de la presión, la que a su vez ocasiona una circulación de aire en forma de brisa que durante el día tienen una componente hacia el interior y durante la noche hacia el mar. Tales vientos no se extienden a grande altura, ni penetran profundamente en el interior de los continentes. La brisa que sopla en horas del día puede adquirir cierta intensidad, en tanto que la de noche suele ser suave.

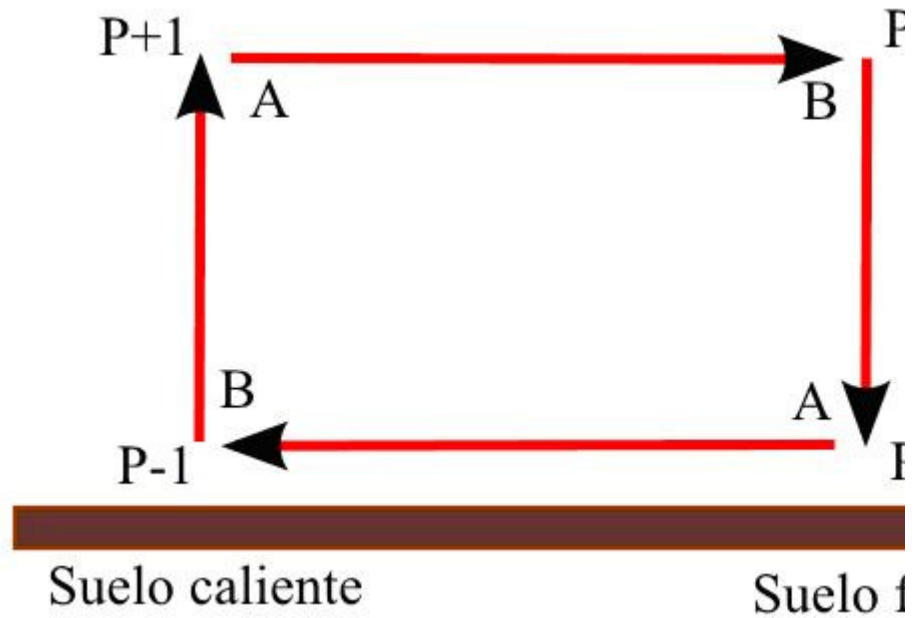


Es particular en la zona tropical donde se registran brisa de mar y de tierra que soplan con gran persistencia; en latitudes mayores, el fenómeno no se presenta en forma tan pura, pues allí estas brisas suelen perderse dentro de la circulación general, dominada por otros vientos más fuertes.

En la siguiente imagen, vemos un ejemplo de la brisa de tierra. Una parte de la superficie se calienta más que otra. En la parte más caliente, el aire se calienta y asciende generando una baja presión (B) (P-1), este ascenso dependerá de la densidad del aire en ese momento y de la temperatura del suelo. El ascenso varía en algunos cientos de metros. En la parte de la superficie que está más fría hay más presión (P+1) con respecto a la zona más caliente, y se genera una zona de alta presión (A). Esto obliga que el aire se desplace de la zona más fría a la zona más cálida debido a la diferencia de presión generando una brisa.

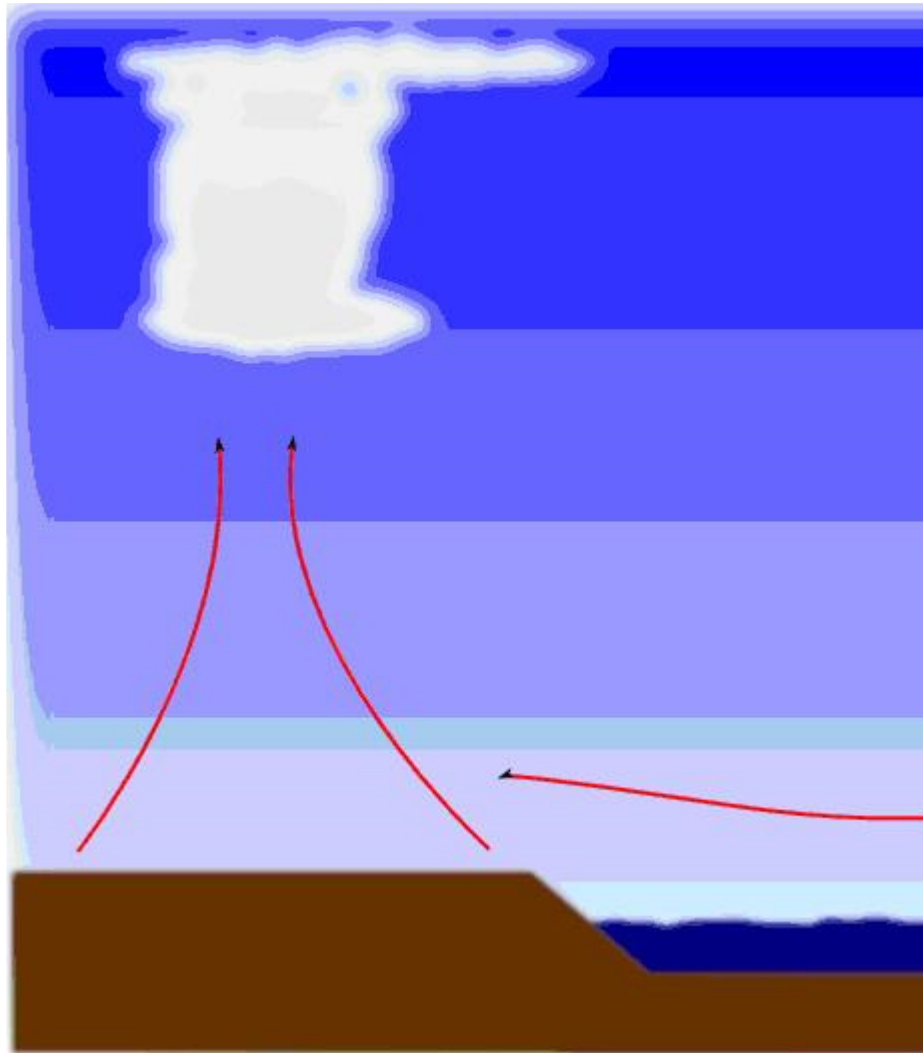
En la zona donde el aire asciende a algunos cientos de metros, se genera una alta presión muy débil con respecto a su entorno, y esto obliga a que el aire se desplace a la zona de más baja presión. Como notaran se forma una circulación del aire en la superficie y en la altura

en forma cíclica.

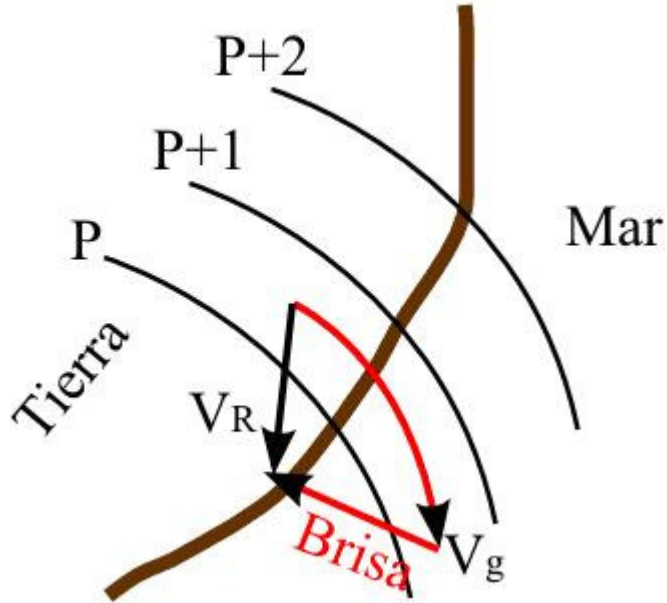


En los trópicos.

Cuando la brisa de mar se forma en los trópicos y si ésta es muy fuerte o marcada, se forman nubes del tipo cumulonimbos que a su vez generarán chaparrones sobre el continente. Esta nubosidad se forma porque el aire que viene del mar entra con mucha humedad absorbida al mar, cuando asciende, se enfría adiabáticamente y se satura. Al saturarse se condensa la humedad con los núcleos de condensación en la atmósfera y forman las nubes.



Por las tardes el viento gradiente es contrario a la brisa de mar modificando la dirección e intensidad del viento bórico. Esto retrasa su formación pudiendo llegar incluso a impedir que alcance la costa.



« Última modificación: Agosto 02, 2009, 06:27:32 por David Met »

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador
Stratus
Cumulus
Desconectado

Sexo:



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #18 : Agosto 04, 2009, 09:41:05 »

Brisa de tierra.

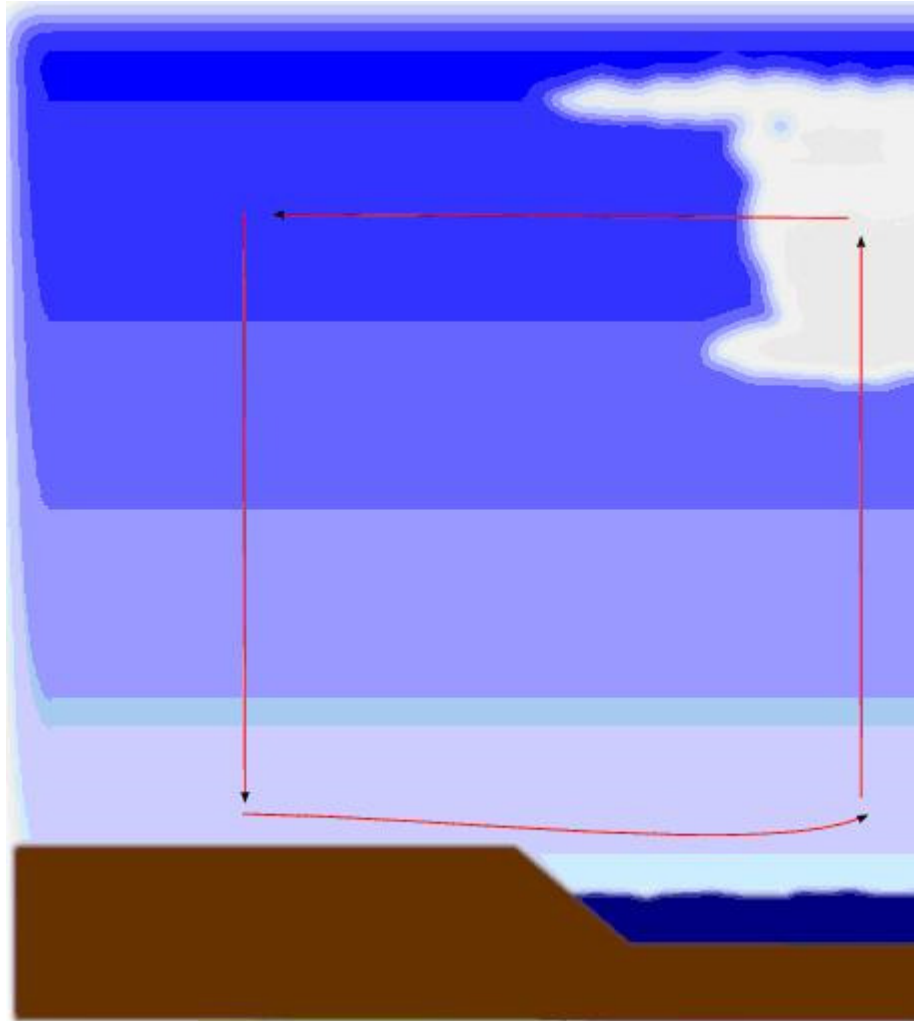
Tal como lo vimos en el apartado Brisa de Mar, durante la noche, el aire tiene una dirección hacia el mar producido, gracias a que la superficie de la tierra está más fría que la superficie del mar. Como la liberación del calor son distintas entre la superficie del mar y de la tierra, se genera una diferencia de temperatura entre uno y otro. Esta brisa que se forma, se la conoce como Brisa de Tierra y es más débil que la brisa de mar.

Si el aire contiene la suficiente humedad, se forman nubes de

Mensaje tormentas y las demás derivadas de los cúmulos.
s: 2371



Cumulo
nimbus

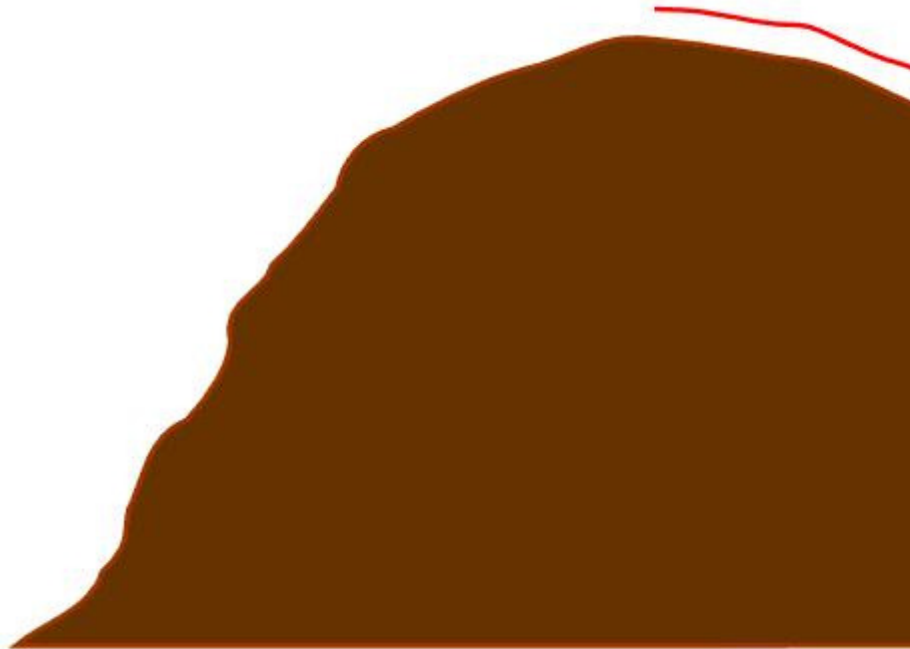


Brisa de montaña. (Viento catabático).

En las montañas puede observarse con frecuencia que en períodos de tiempo caluroso el viento sopla hacia lo alto durante las horas del día, haciendo ascender el aire a lo largo de las pendientes, y de noche en sentido inverso, el aire desciende sobre la ladera. Ello se explica por la mayor temperatura que en horas del día adquiere un punto situado en la ladera, comparado con el aire que a la misma altura se halla en la atmósfera libre; de noche sucede lo contrario. Como el aire frío siempre cae y es sustituido por el aire cálido que proviene de abajo, se establece un sistema de vientos de montaña, de carácter local, caracterizado, como ya se dijo, por su dirección hacia la montaña o hacia el valle en hora de día o de noche, respectivamente. Por regla general, tales vientos no alcanzan intensidades mayores, a excepción

de ciertos casos en que la brisa de montaña puede adquirir al carácter de un viento fuerte, especialmente durante el invierno y cuando sopla siguiendo un valle estrecho.

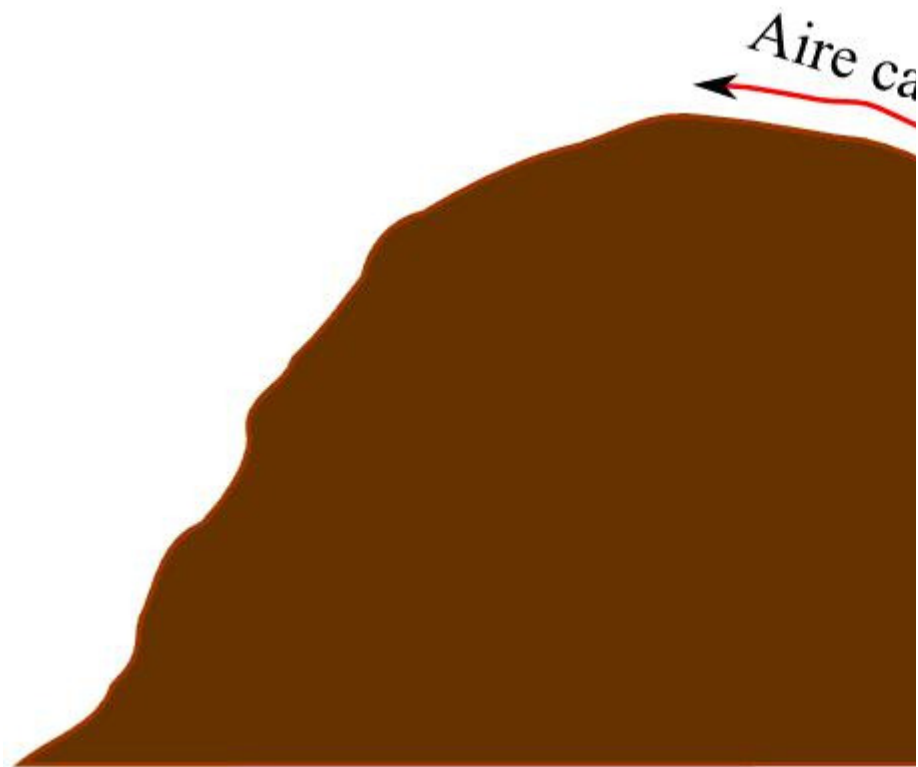
Para resumir, la brisa de montaña se da por las noches cuando el aire desciende por la ladera.



El aire frío desciende por gravedad. Éste, se calienta adiabáticamente, pero el enfriamiento por conducción es superior y continúa descendiendo. La particularidad del viento que tiene es arrachado y si se canaliza, aumenta su intensidad. Se lo conoce como brisa de montaña.

Brisa de valle. (Viento anabático).

Como se vio anteriormente, durante el día, la superficie de la ladera se calienta gracias al sol, calentando el aire haciendo que este suba por la ladera y generando la brisa de valle.



Viento Foëhn (Zonda).

El efecto Foëhn o Föhn llamado así por el viento del norte de los Alpes se produce en zonas montañosas. Una masa de aire cálido y húmedo es forzada a ascender para pasar las montañas. A medida que el aire asciende, sufre un proceso adiabático, el aire empieza a perder temperatura. El descenso de temperatura produce una saturación del aire. Cuando se alcanza esta saturación, se obtiene el nivel de condensación ascensional (NCA) produciendo formación de nubes, y a su vez, producen precipitaciones en las laderas de barlovento. Cuando esto ocurre existe un fuerte contraste climático entre las laderas de barlovento y las de sotavento. En la ladera de barlovento se producen nubes y lluvias, y las de sotavento hay buen tiempo con cielo despejado y una elevada temperatura gracias al proceso de compresión adiabática. Este proceso está motivado porque el aire ya seco y cálido desciende rápidamente por la ladera, calentándose a medida que desciende y con una humedad sumamente escasa. El efecto Foëhn es el proceso descrito en las laderas de sotavento y resulta ser un viento seco y muy caliente. En Argentina se lo conoce como Viento Zonda y, además de ser seco y caliente, puede estar sucio porque el viento lleva polvo.

Recordemos que, a medida que el aire asciende pierde temperatura

casi en forma lineal. Es diferente para aire saturado y para aire no saturado. En aire no saturado la temperatura del aire desciende a razón de 10°C/km (1°C/100m) y en aire saturado, la temperatura del aire desciende a razón de 5°C/km (0,5°C/100m). Cuando el aire desciende, aumenta su temperatura. Si es aire no saturado su temperatura aumenta a razón de 10°C/km y si es aire saturado su temperatura aumenta a razón de 5°C/km.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

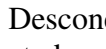
- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: 

Mensajes: 2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #19 : Agosto 05, 2009, 06:59:03 »

Procesos de precipitación.

Como vimos anteriormente, el agua se evapora gracias a la radiación solar que calienta las superficies de agua y las superficies heladas (pasa directamente al estado gaseoso por sublimación). Y por último tenemos la evaporación que emanan los seres humanos, animales y vegetales (en menor medida).

En la atmósfera hay núcleos de condensación que son origen, como recordarán, de la sal marina y de las combustiones (ceniza volcánica, quema de hojas, árboles, basurales, gases del motor, etc.).

Para que se formen las gotas de agua, se necesita un núcleo de condensación microscópica así el vapor de agua presente en la atmósfera, puede adherirse y condensarse para formar una gota microscópica. El agrupamiento de estas gotas, forman las nubes. El proceso es muy simple, el vapor de agua se encuentra con un núcleo que está frío y al enfriarse gracias al núcleo, se satura y forma la gotita. Luego el núcleo se disuelve dentro de la gotita.

Mientras no se producen precipitaciones, o sea el tamaño de la gota



no es lo suficientemente grande como para precipitar ya que las corrientes de aire lo mantienen en suspensión, decimos que la nube se halla en estado de estabilidad coloidal, y análogamente, atribuimos a la inestabilidad coloidal la coalescencia de las gotitas. Son cinco los factores que afectan la estabilidad coloidal de una nube a saber,

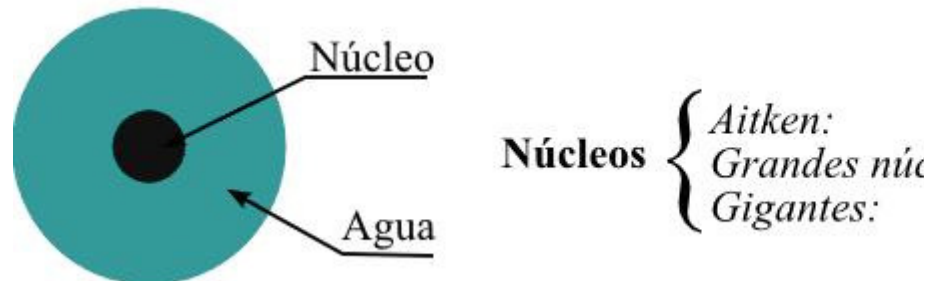
1. La carga eléctrica de las gotitas
2. El tamaño de las mismas
3. Su temperatura
4. Su movimiento
5. La presencia o ausencia, en la nube, de cristales de hielo.

1- La carga eléctrica de las gotitas:

Las gotitas de las nubes suelen ser portadoras de una carga eléctrica; ahora bien, si las cargas existentes en dos gotas vecinas son de signos opuestos, la fuerza de atracción eléctrica originará la coalescencia, aumentando el tamaño de la gota. Sin embargo, las cargas son pequeñísimas y las distancias entre las gotas son muy grandes, de modo que no puede producirse una coalescencia en escala apreciable.

2- El tamaño:

Si las gotas de agua son muy pequeñas, tenderán a evaporarse, pero si son grandes, crecerán a medida que se fusionan con otras gotas. El tamaño de las gotas en la fase inicial (sin fusionarse con otras gotas) dependen del tamaño del núcleo de condensación y la tensión de vapor de agua que se encuentre la superficie de agua, siendo más baja para gotas de mayor tamaño (ver gráfico tensión de vapor es) Recuerden que, cuanto más bajo es la tensión de saturación, más rápido se sobresatura con una disminución de la temperatura debido a que el aire no puede contener mucha humedad a temperaturas bajas.



Los núcleos Aitken son muy pequeños y exigen sobresaturación, los núcleos de tamaño grandes son muy abundantes, en su mayoría son

higroscópicos (salinos) y actúan antes de la saturación. Y por último, los núcleos gigantes son muy pocos numerosos.

Cuando el aire no tiene movimientos verticales, la gota tiene una aceleración de caída de 1m/s y es precipitable cuando el radio de la gota es igual a 100 micrones. Supongamos que el aire tiene movimientos verticales de 1m/s, la gota de agua tiene 100 micrones, éste se quedará en suspensión, por lo tanto no caerá a la superficie.

3- La temperatura:

Dentro de una nube existe un movimiento turbulento, las gotas frías provenientes de más arriba se acercarán a otras, más calientes, provenientes de capas inferiores. Tendremos entonces sobresaturación sobre las gotas más frías, y déficit de saturación sobre las gotas más calientes y en consecuencia, las primeras crecerán a expensas de las últimas. Este efecto es de magnitud apreciable siempre que la temperatura sea superior a 10°C.; de lo contrario, y en particular a temperaturas bajo cero, es completamente despreciable.

4- El movimiento:

Es posible que un movimiento turbulento pueda originar colisiones entre las gotitas de una nube. No obstante, ésta no puede ser causa general de la coalescencia, pues con frecuencia se observa que de nubes en estado turbulento no cae precipitación alguna.

5- El hielo:

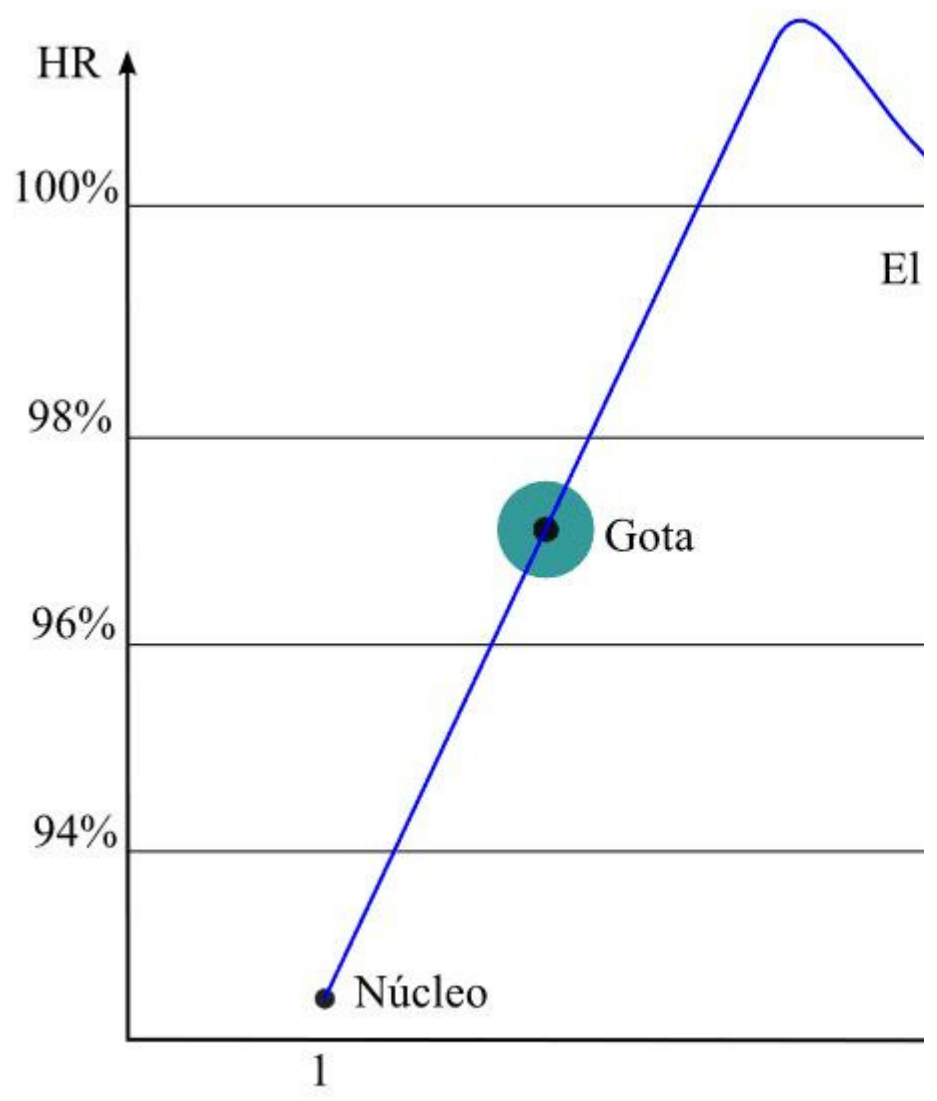
Dado que ninguno de los factores que acabamos de considerar es capaz de producir el desencadenamiento de la precipitación a temperaturas moderadas o bajas, Bergeron estudió la inestabilidad coloidal que ha de existir en una nube formada de partículas de hielo mezcladas con gotas de agua sobrefusión.

A temperatura bajo cero, la tensión de saturación del vapor de agua es menor sobre el hielo o nieve que sobre agua sobrefusión. Ello significa que el aire, si está saturado con respecto al agua, estará sobresaturado con respecto al hielo. Si entre las partículas constituyentes de la nube algunas son de agua y otras de hielo, la tensión de vapor del aire asumirá un valor intermedio entre las dos tensiones de saturación, con el resultado de que las gotitas de agua evaporarán y se condensará el vapor sobre las partículas de hielo. Debido a este proceso, el peso de las partículas de hielo aumenta en forma excesiva, haciendo que ellas caigan de la nube; durante su

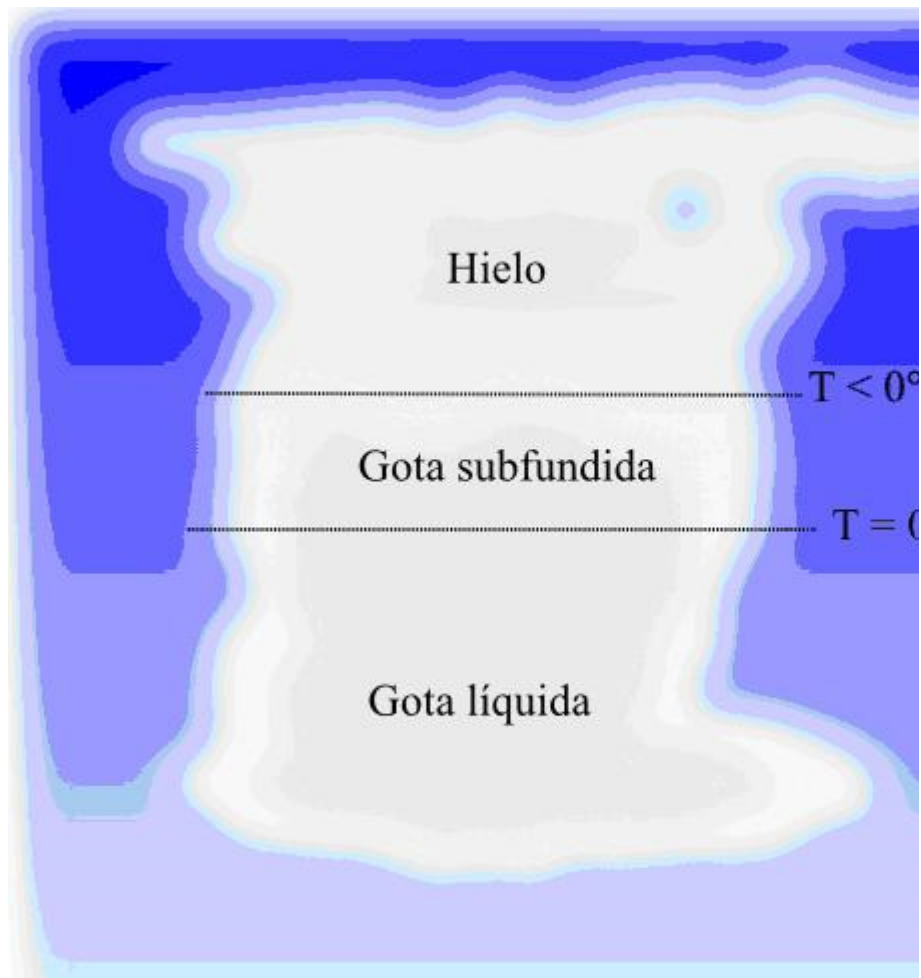
caída chocan con las gotitas de agua de modo que siguen creciendo hasta abandonar la nube. Esta teoría con que Bergeron explica el desencadenamiento de la precipitación es, con mucho, la más satisfactoria de todas, y es respaldada por un gran número de hechos de observación. Por otra parte sucede que chaparrones se producen a temperaturas elevadas, sin que la nube haya alcanzado temperaturas negativas, Tales chaparrones, que suelen ser de muy poca intensidad, pueden explicarse como el resultado de un proceso de mezcla por turbulencia, entre gotas más frías y otras más calientes, dentro de una nube cuya temperatura es suficientemente elevada.

Para su mejor comprensión y a fin de tener un resumen de lo anterior, vamos a resumir los procesos de crecimiento de las gotas en varios apartados y con gráficos.

Crecimiento de las gotas de nubes.



Crecimiento por coalescencia (por colisión).



Las gotas pequeñas suben más rápido y colisionan con la gota grande, chocan y se unen produciendo que las gotas crezcan y lo hacen hasta alcanzar el tamaño precipitable. Es efectivo para radio de la gota mayor a 18 micrones.

Este procedimiento funciona con nubes cálidas, o sea, para temperaturas mayores a 0°C o con nubes con gotas subfundidas.

☞ En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)
[Met](#)

Administrador
Stratus
Cumulus



Desconocido

Sexo: Mensajes: 2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« **Respuesta #20** : Agosto 06, 2009, 10:58:07 »

Formación de cristales de hielo.

A medida que los cristales se van formando, debido a la mezcla vertical originados por el movimiento vertical del aire, se producen choques de cristales de hielo con otros cristales de hielo. Éstos, se fusionan entre sí y crecen en su tamaño. Debido a que van creciendo y por consiguiente, se hacen más pesados, el aire ascendente, no los puede sostener, y gracias a la atracción de la gravedad, empiezan a caer.

A medida que caen, van chocando con otros cristales de hielo, y cuando bajan a la capa en el que hay gotas de agua subfundidas, se van fusionando pero con la salvedad de que siguen siendo cristales de hielo. Lo mismo ocurre cuando llegan a la capa en que hay gotas de agua en estado líquido, los cristales de hielo se fusionan y siguen siendo cristales de hielo.

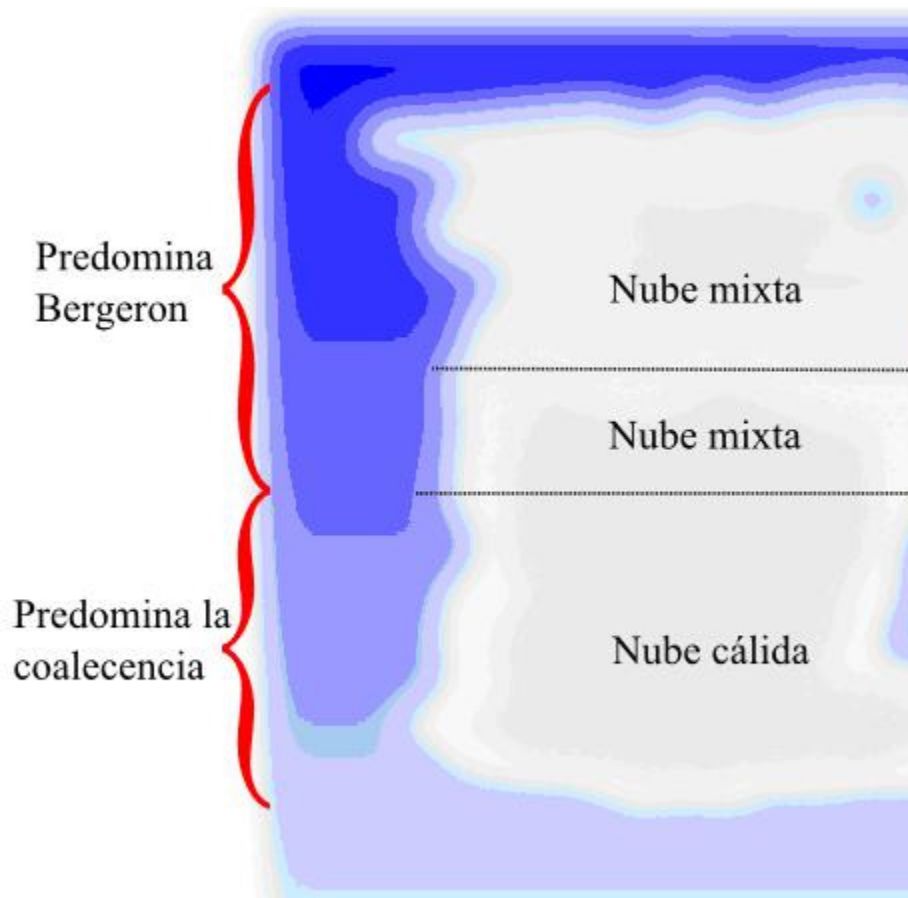
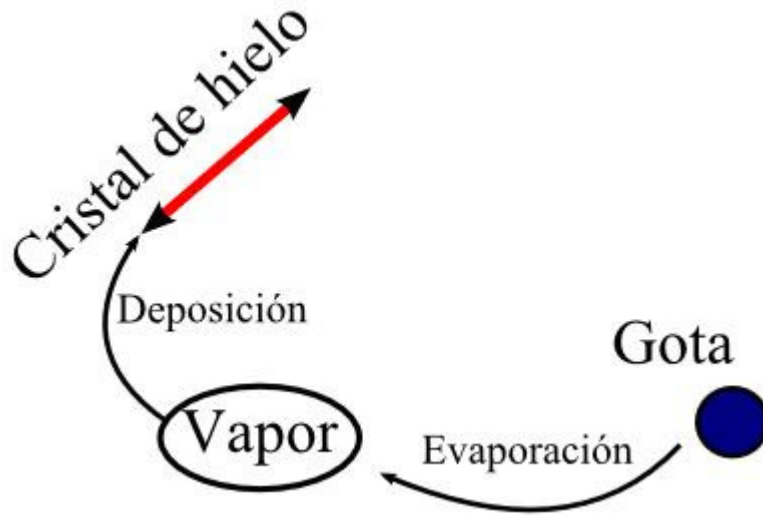
Según como se fusionan los cristales de hielo, es el tipo de precipitación. Cuando un cristal de hielo se fusiona con otro cristal de hielo, se forman copos ya que contienen aire en su interior debido a la mezcla continua del aire en la nube. Si un cristal de hielo se fusiona con gotas de agua se forman gránulos de hielo.

Actualmente, se desconoce el origen de los núcleos de congelación. Muchos creen que provienen de partículas de la desintegración de meteoritos pero no explica la cantidad de meteoritos con las precipitaciones del tipo de cristales de hielo. Otros afirman que son polvo en suspensión, o sales marinas, o humo producido por la combustión de todo tipo, sea natural, o producida por la acción del hombre. En fin, el origen de estos núcleos, no está bien claro.

Proceso de Bergeron.

El proceso de Bergeron explica como se forma la gota fría y explica la precipitación fina. Solo sirve para nubes mixtas (cristal más gotas de agua). La temperatura debe ser menor a 0°C y es efectivo a -15°C. Es un proceso lento, ya que el cristal desacelera su crecimiento. Aumenta el tamaño del cristal y disminuye la cantidad de gotas. Recordemos que, cuando un cristal se fusiona con una gota, sigue siendo un cristal debido a que, al estar más frío que la gota, la gota al fusionarse se

sobresaturación.

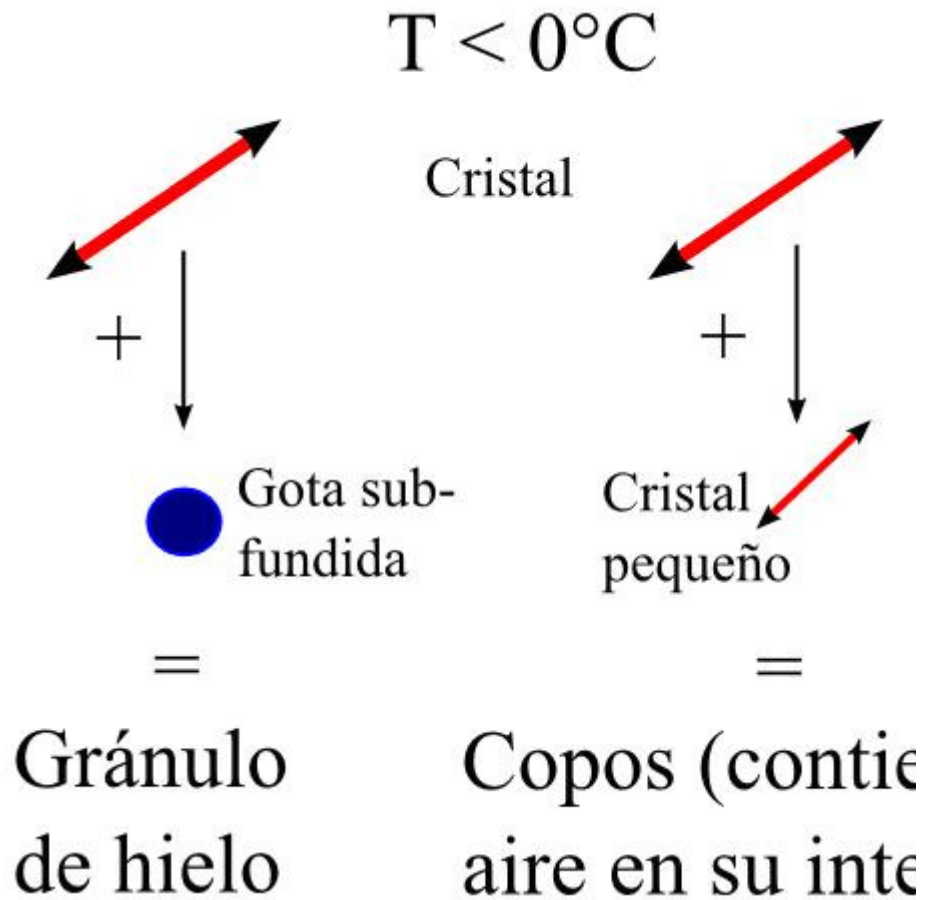


La isoterma de 0°C es elevada en los trópicos y en verano, para latitudes medias. Puede llegar a los 4.000 metros. En inviernos, para

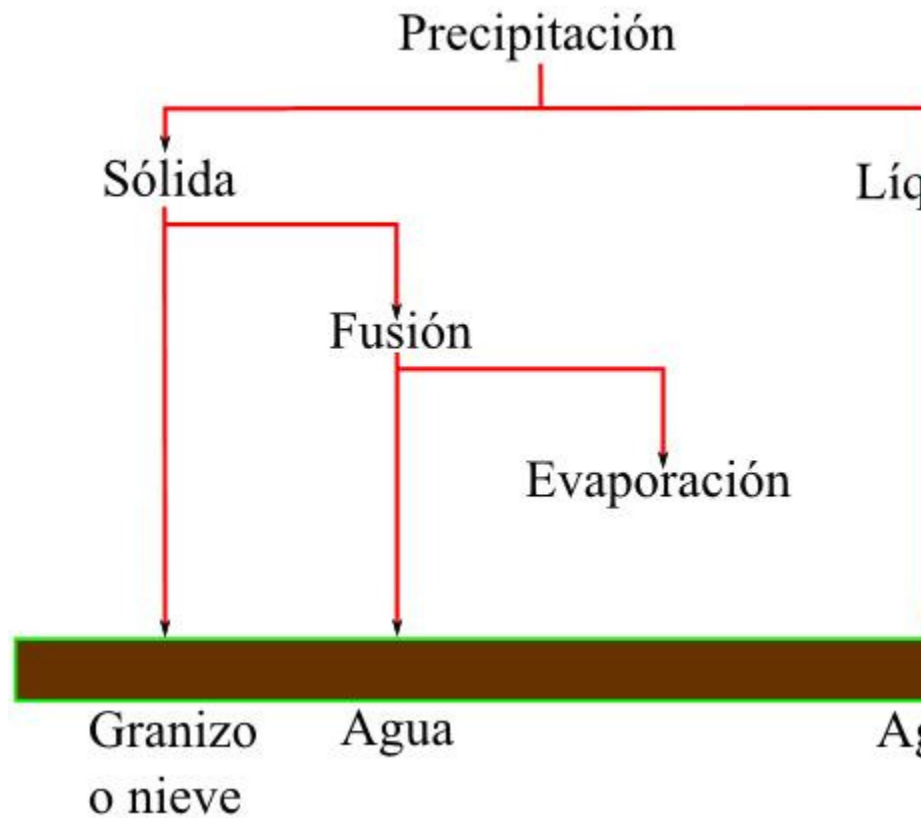
latitudes medias, es muy baja.

Crecimiento de los cristales por colisión.

Los cristales más pesados caen y colisionan con las gotas o cristales más pequeños. En ambos casos, los cristales crecen:



Resumen de todos los procesos.



Coalescencia: Nubes cálidas o gotas subfundidas. Explica el crecimiento rápido en temperatura elevadas – Gotas gruesas.

Bergeron: Nube mixta. Explica la gota fría.

Cristales: Por colisión: $T < 0^{\circ}\text{C}$. Nube mixta o solo hielo. Explica la gota gruesa (por fusión) o partícula de hielo y granizo.

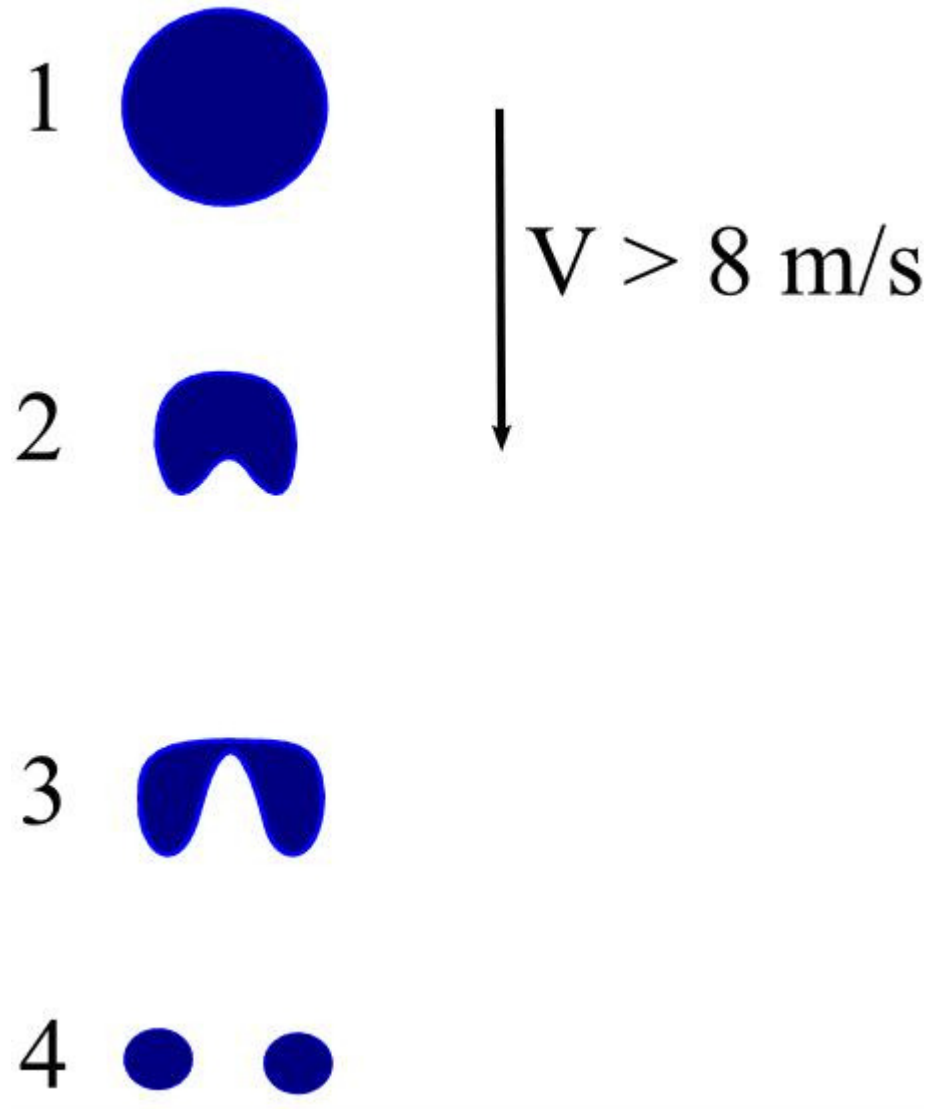
Velocidad, división de la gota y cargas eléctricas.

La velocidad con que caen las gotas de lluvias depende de su tamaño. Para las gotas de un diámetro superior a 4 mm., la velocidad de caída supera la velocidad de 8 m/s., y entonces las gotas se desintegran, formando gotitas más pequeñas que caen con menor velocidad.

Lo mismo sucederá, si las corrientes ascendentes de un cumulonimbus adquieren una velocidad superior a dicho valor; las gotitas pequeñas que resultan de la desintegración de las grandes, serán entonces llevadas a mayores alturas. Pero las corrientes verticales en los cumulonimbus, no son estacionarias, sino que su intensidad fluctúa en forma irregular, de modo que las gotas pueden subir y caer,

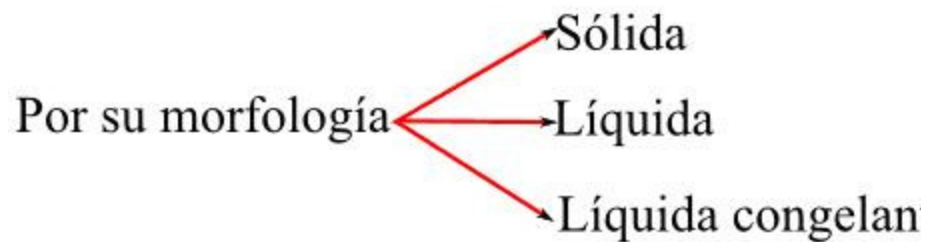
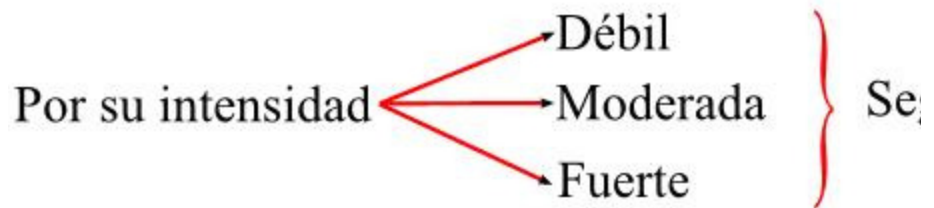
creciéndose y desintegrándose repetidas veces.

Ahora bien, al desintegrarse una gota, se separa la electricidad negativa de la positiva; el aire que asciende arrastra con él una carga negativa, mientras que las gotas hacen lo propio con una carga de signo positivo. Si el proceso de la desintegración de las gotas se repite varias veces, quedan así acumuladas considerables cargas eléctricas, capaces de producir los fenómenos propios de las tormentas. Es evidente que el aire mismo asciende con una velocidad mucho mayor que la de las gotas por él desintegradas, y en consecuencia la carga positiva se acumula en aquella parte de la nube donde el ascenso es más intenso, en tanto que el resto de la nube adquiere una carga negativa o permanece eléctricamente neutral.



- 1- Inicialmente la gota empieza su descenso atraído por la gravedad.
- 2- Al superar la velocidad de caída de 8 m/s., la gota empieza a deformarse en su centro debido a la fuerza de rozamiento con el viento.
- 3- Continúa su descenso. La deformación llega hasta el límite superior de la gota.
- 4- Se desintegra la gota, formándose dos gotas más pequeñas.

Tipos de precipitación.



Descripción:

Lluvia ● > a 0,5 mm

Llovizna ☉ < a 0,5 mm



Nieve ✱

Chaparrón o Chubasco (por su intermitencia)

Gránulo de hielo < 5mm

Granizo > 5 a 50 mm 

Tipo de nubosidad asociada a los fenómenos anteriores.

Stratus (St) ☉
Nimbostratus (Ns) ● ✱
Cúmulus (Cu) y 
Cúmulonimbus (Cb) 

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)
[Met](#)
Admin
istrado
r
Stratus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #21 : Agosto 07, 2009, 05:52:49 »

Formación y disipación de nubes.

Como hemos visto a lo largo de todo el libro, la formación de las

Cumul
us
★★★★
★★★
☐
Descon
estado

nubes es producida, en su mayoría, por enfriamiento del aire, sobre todo en el ascenso adiabático. El aire sube, se expande y se enfría; mantiene su humedad y, al enfriarse, el aire se satura y condensa formando nubes gracias a los núcleos de condensación y núcleos de congelación. También, se forman nubes no por enfriamiento del aire como en el ascenso adiabático si no que lo hace porque las nieblas ascienden al disiparse formando stratus (St.), en niveles bajos.

Sexo: Condensación, deposición y congelación.

♂
Mensaj
es: Breve repaso.

2371 Condensación: Proceso por el que una sustancia pasa del estado de vapor al líquido.



Deposición: Paso directo de un cuerpo de estado gaseoso al sólido.

Congelación: Paso del agua y disoluciones acuosas al estado sólido debido a la disminución de la temperatura y/o presión.

Cumul
onimb
us

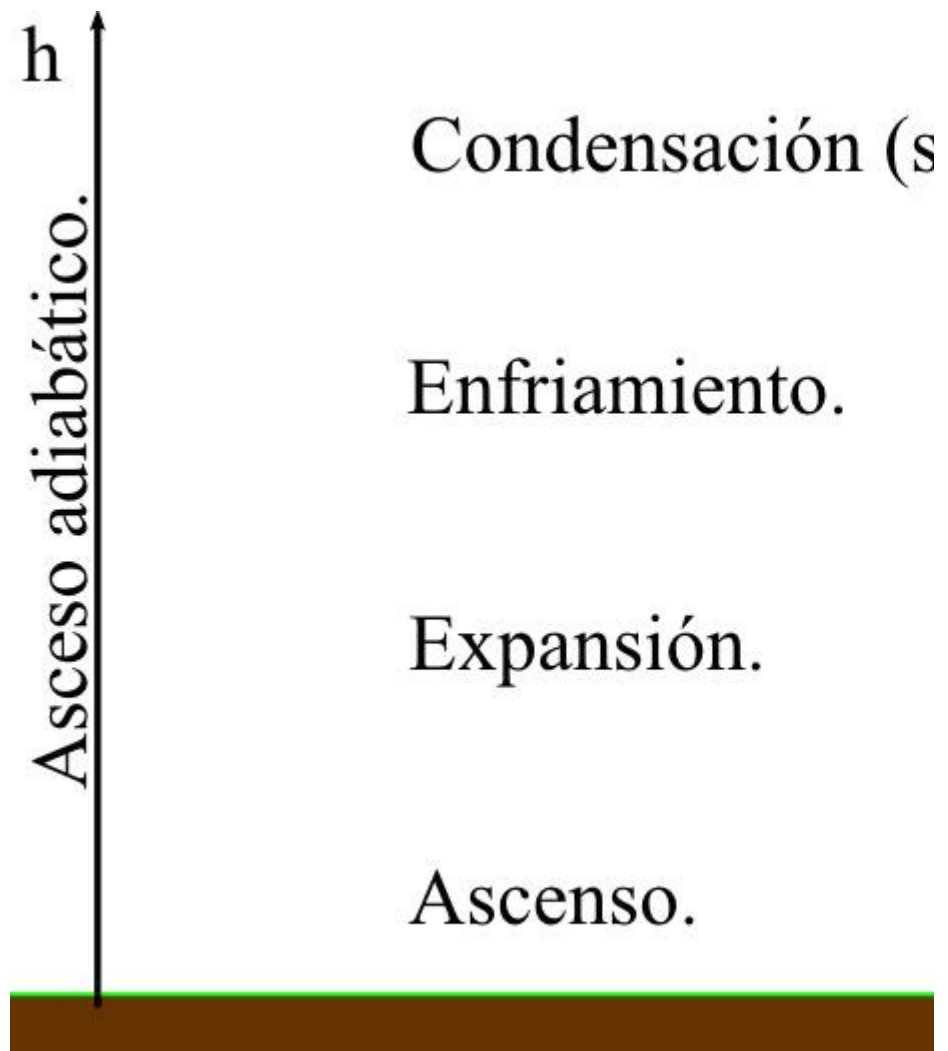


En la atmósfera libre, la temperatura desciende por debajo de la temperatura del punto de rocío, se satura y condensa en núcleos de condensación (de ahí su nombre al núcleo) formando las nubes. Si hay presencia de núcleos de condensación salinos, la humedad del aire se condensa mucho antes que con otros núcleos. Se empieza a condensar cuando la temperatura está muy próxima a la temperatura del punto de rocío (Td).

A temperaturas inferiores al 0 °C, el agua se encuentra en estado gaseoso gracias a que se encuentra pura. Cuando se encuentra con un núcleo de congelación y al hacer contacto, se solidifica pasando del estado gaseoso al sólido por deposición formando cristales de hielo. También a temperaturas inferiores al 0°C se encuentra líquida y si hace contacto con un núcleo de congelación o con un cristal de hielo, se forma un cristal de hielo, o crece este último.

Pasos y causas generales de la formación de nubes.

Los pasos en un ascenso adiabático son:



Las causas del ascenso del aire con un proceso adiabático son:

- 1) Turbulencia mecánica (por rozamiento).
- 2) Convección térmica.
- 3) Orográficas.
- 4) Ascenso lento y extendido.

Turbulencia mecánica:

El factor principal que da lugar a la formación de turbulencia en la atmósfera es la fricción experimentada sobre la superficie terrestre. Los accidentes que se encuentran en ésta y su aspereza provocan la formación de remolinos, que luego son llevados a niveles más altos.

Cuando el viento se encuentra con una montaña o una superficie elevada, es forzada a subir para salvar el obstáculo en su frente. Cuando la turbulencia es provocada por fricción sobre una superficie rugosa, se habla de turbulencia de origen mecánico. Ello no se registra, por general, sino en una limitada capa de unos 1.000 metros de espesor.

Convección:

La inestabilidad originada en la atmósfera baja, es causada por la insolación que incide sobre la superficie terrestre, o bien por el calentamiento que experimenta el aire al avanzar hacia regiones más cálidas. Debido a los fenómenos, como la rafagosidad, los cúmulos, los chaparrones, turbonadas y tormentas eléctricas, son consecuencia directa de la inestabilidad, estudiaremos estos procesos.

Tan pronto el gradiente de las capas bajas exceda el gradiente adiabático seco (aproximadamente $10^{\circ}\text{C}/\text{Km.}$, en aire seco), bastará la menor perturbación para destruir la estratificación. Ascende entonces el aire que estaba en contacto con la superficie, siendo reemplazado por otras masas provenientes de las capas más elevadas. Este volcamiento producido dentro de una masa inestable se llama convección. Las corrientes ascendentes que alcanzan el nivel de condensación, dan lugar a la formación de nubes, en tanto que las corrientes contrarias, contiguas a las primeras, ocasionan un calentamiento adiabático del aire por ellas afectado; allá se registra entonces un descenso de la humedad relativa. De este modo, el cielo ofrece el aspecto característico de nubes espaciadas, del tipo cúmulo, variando desde los cúmulos de buen tiempo y cúmulos potentes hasta los cúmulonimbus.

Las corrientes ascendentes llegan solamente hasta la parte más alta de la capa inestable o condicionalmente inestable. Del espesor de dicha capa, de la altura del nivel de condensación, y de la distribución de la temperatura en la altura, depende el desarrollo de los fenómenos meteorológicos originados por la convección. Analizaremos ahora por separado algunos casos típicos.

Caso 1: El nivel de condensación se halla considerablemente más allá de la altura donde termina la capa inestable. En tal caso, las corrientes ascendentes no alcanzan el nivel de condensación, y no se podrán formar nubes (convección seca). Son estas las condiciones típicas imperantes a la madrugada después de una noche con cielo despejado. Luego, calentándose el aire desde abajo por tiempo prolongado, aumenta la capa inestable; si este proceso se extiende hasta el nivel de

condensación, comienza la formación de nubes, dependiendo su tipo de las condiciones que imperan arriba del nivel de condensación.

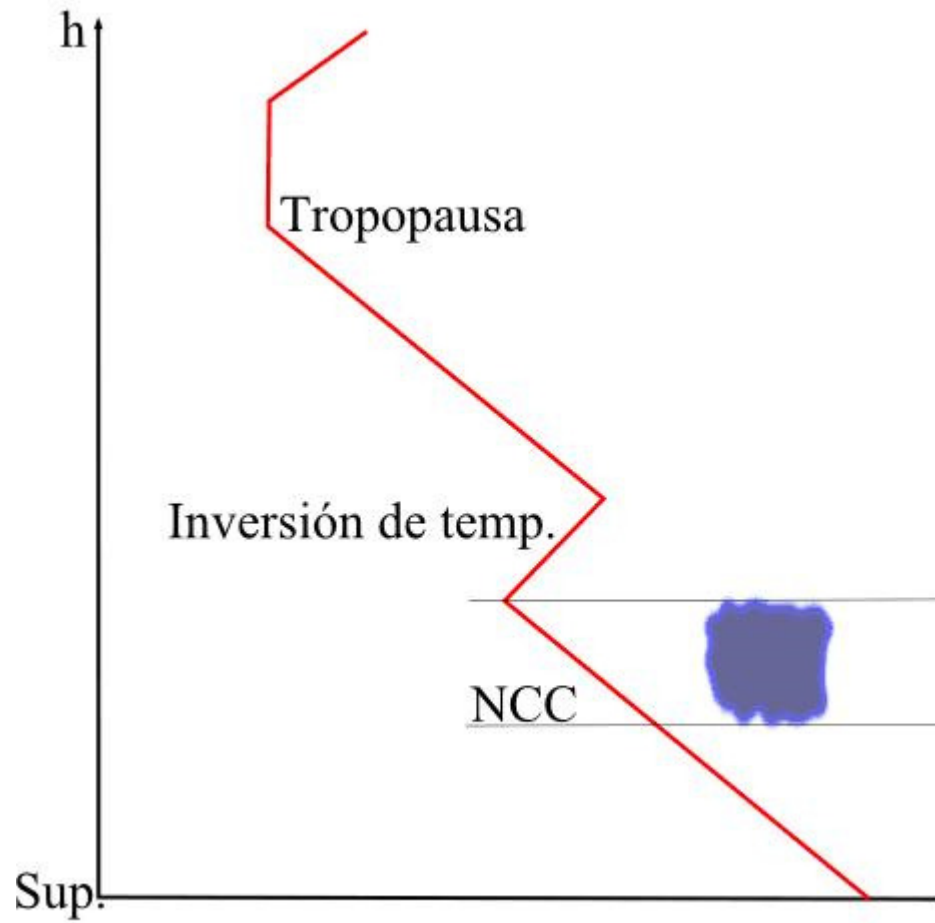
Caso 2: Cuando el aire se enfría, lo hace sobre la adiabática seca (aproximadamente $10^{\circ}\text{C}/\text{Km.}$, en aire seco), cuando se satura, el aire asciende sobre la adiabática húmeda (aproximadamente $5^{\circ}\text{C}/\text{Km.}$, en aire húmedo), hasta alcanzar su nivel de condensación, esta es la base de la nubosidad. El aire continúa ascendiendo hasta que se encuentra a una temperatura más baja que el aire que lo rodea. En consecuencia, las corrientes verticales son detenida, no pudiendo continuar su ascenso a alturas mayores y por consiguiente, es la parte superior de la nube. Cuando la inversión de temperatura es a baja altura, encontramos cúmulus humilis o de buen tiempo.

Caso 3: Al igual que en el caso anterior, el aire asciende sobre la adiabática seca hasta cuando se satura continuando por la adiabática húmeda. Cuando alcanza su nivel de condensación se empieza a formar la nube. El aire continúa ascendiendo hasta alcanzar su temperatura menor que el aire que lo rodea, pero a diferencia que este está más alto que el anterior. Por consiguiente, el tamaño vertical de la nube es mayor. La nubosidad asociada a este caso, son del tipo cúmulus congestus o stratus cúmulus. Tanto como los cúmulus humilis y los cúmulus congestus, no pueden producir precipitaciones, aunque estos últimos degeneran a veces en cúmulonimbus.

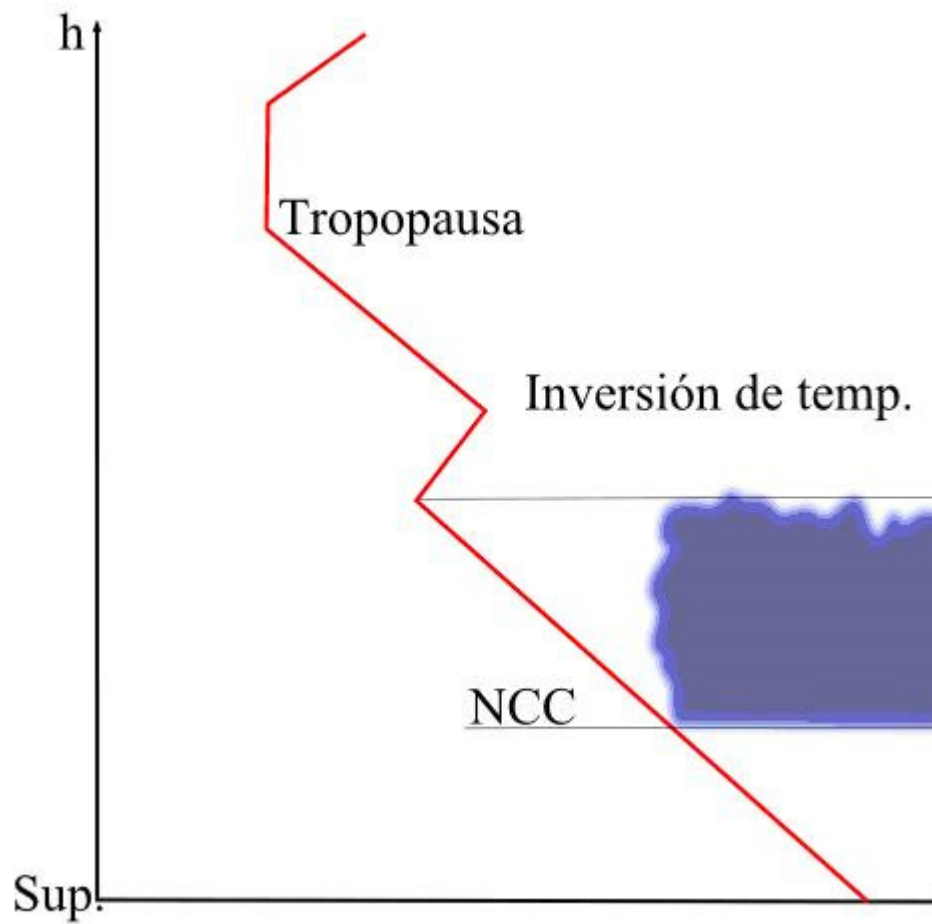
Caso 4: La diferencia de este último con el caso anterior, es por el hecho de que la masa condicionalmente inestable situada arriba del nivel de condensación posee una extensión vertical tan grande, que la cima de los cúmulus penetra hasta una altura donde la temperatura es muy inferior al punto de congelación. Las gotitas de agua en la nube comienzan entonces a congelarse, lo cual constituye un acontecimiento muy importante en el cielo evolutivo de la nube. La nube entra entonces en un estado de inestabilidad coloidal, y en consecuencia las gotitas de agua se acumulan sobre las partículas de hielo, aumentando su peso a tal punto que las corrientes ascendentes ya no son capaces de mantenerlas en suspenso. Con esto empieza a caer la precipitación; el cúmulus congestus ha degenerado en un cúmulonimbus.

De estos 3 últimos casos, podemos deducir que la inversión de temperatura frena el desarrollo vertical de las nubes. La diferencia es que la inversión de temperatura, se hace a diferentes alturas. La última puede ocurrir que una pequeña inversión en altura, no es suficiente para frenar el desarrollo y la nubosidad alcanza hasta el nivel de la tropopausa, en el que ahí, ocurre una inversión muy importante de

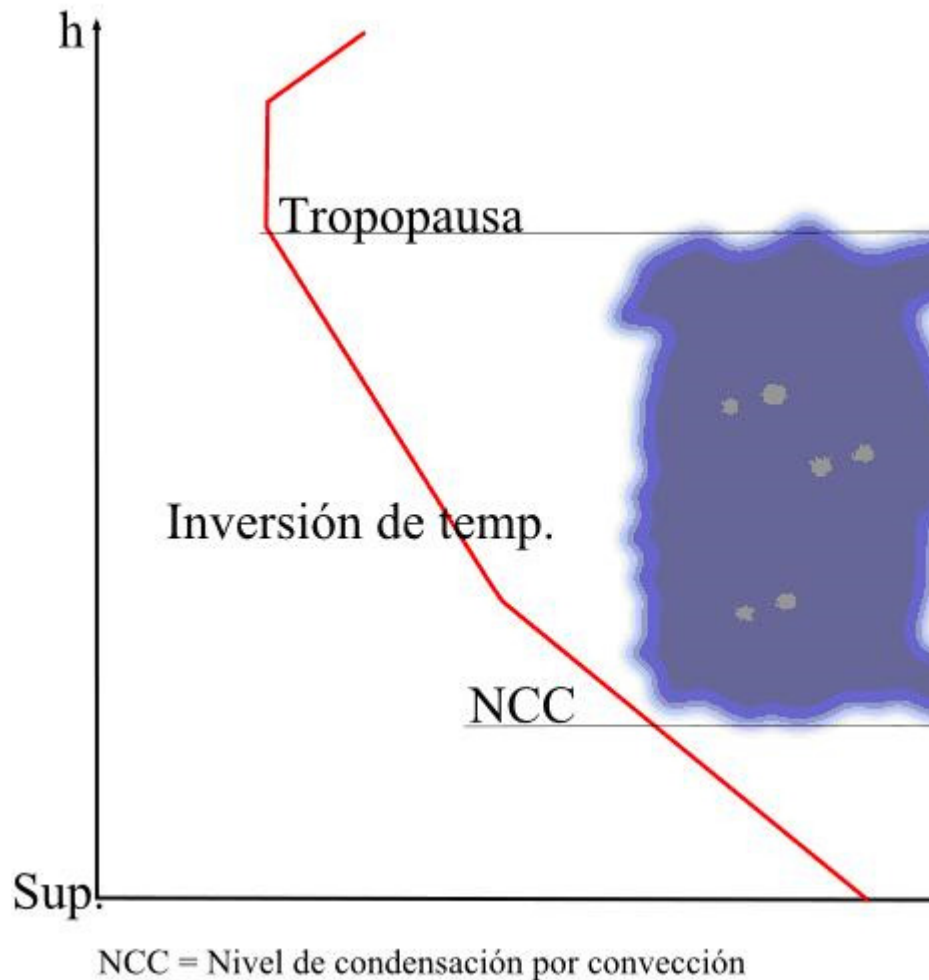
temperatura.



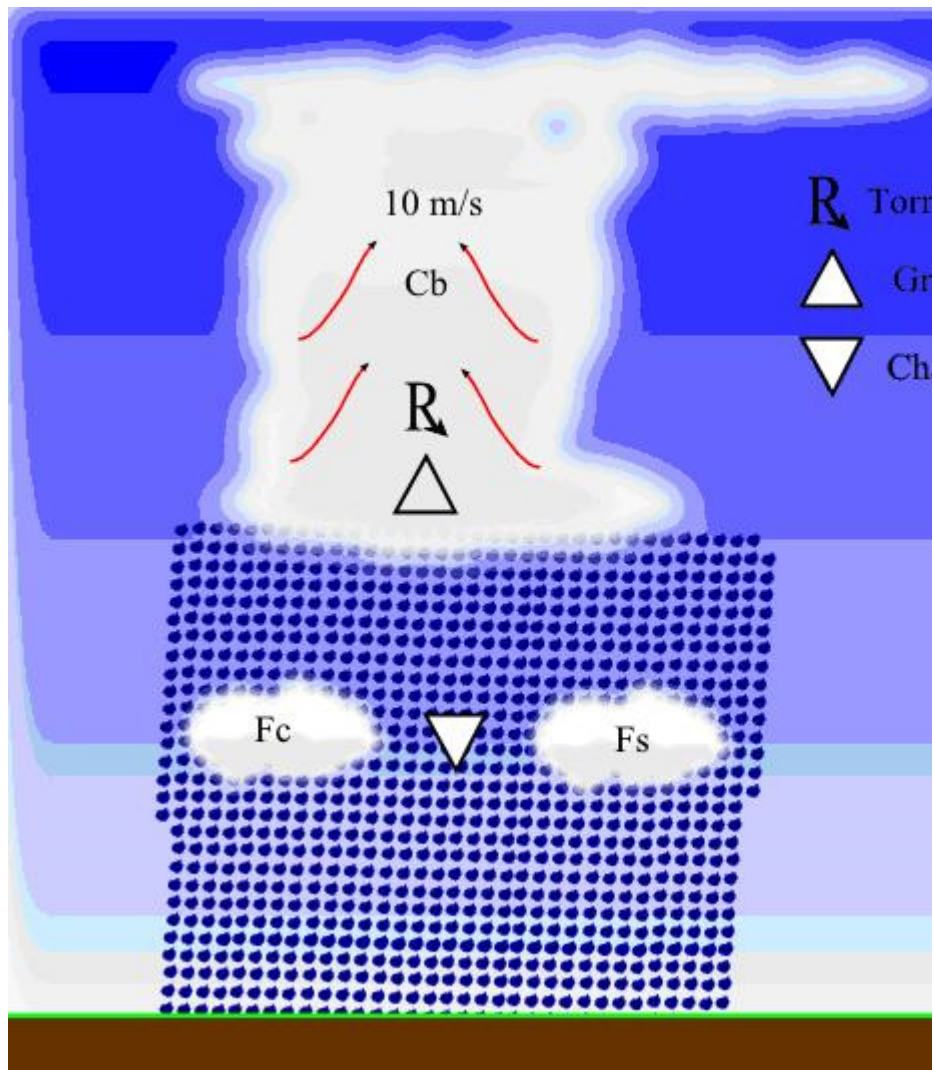
NCC = Nivel de condensación por convección



NCC = Nivel de condensación por convección



El cúmulo nimbo se autoalimenta por la constante liberación del calor latente. Como vimos anteriormente, cuando la humedad del aire pasa del estado gaseoso al líquido, se libera calor que lo gana el aire. Este calor, hace que el aire se caliente, y para llegar a un nivel en que el aire que lo rodea sea más frío y detener su ascenso vertical, necesita mayor altura. Es por eso que si hay una pequeña inversión de temperatura en el aire, debido a la liberación de calor, no impide su crecimiento. Cuando se crea precipitación, parte de la lluvia descargada por las nubes, se evapora formando otro tipo de nubosidad. Esta nubosidad son fractocúmulus y fractostratos. Normalmente están debajo de los nimbostratus, de los torrescúmulus y cumulonimbus cuando precipitan.



En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #22 : Agosto 08, 2009, 10:22:10 »

Ascenso orográfico.

Stratus

Cumulus Cuando una masa de aire es forzada a subir por una montaña, sufre un proceso adiabático. Y cuando pasa por encima de la montaña, se forma una turbulencia mecánica debido al rozamiento con el terreno. Esta turbulencia crea remolino y los remolinos crean ondas en las capas del viento. Si la montaña no es muy elevada, la nube y las precipitaciones que se forma a barlovento no alcanzan a secar por completo al aire; y en la zona de sotavento, en las ondas generadas, se crean nubosidad del tipo lenticular, más precisamente Altopscúmulus lenticular.



Descon

estado

Sexo:

Mensaje

s: 2371



Cumulo
nimbus



Nubes asociadas a superficies frontales.

Una superficie frontal es la superficie de separación de dos masas de aire de diferentes temperaturas. La línea donde una superficie frontal se intercepta con el suelo, se llama un frente, entendiéndose por frontogénesis el proceso que conduce a la formación de un frente. En determinadas circunstancias, un frente puede también disolverse, proceso que llamamos frontólisis.

Clasificación de los frentes.

Más adelante se explicará con más detalle la clasificación de los frentes. A modo de estudiar la asociación de la nubosidad en los frentes es necesario saber que hay cuatro tipos de frentes:

1- **Frente frío:** es cuando el aire más frío desplaza al aire más

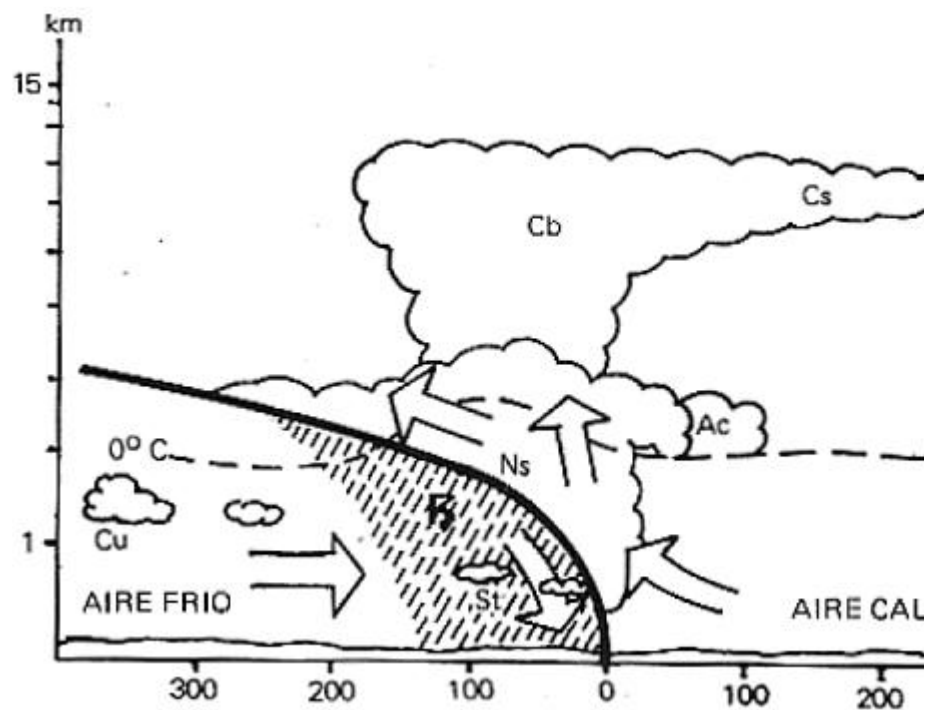
cálido.

2- **Frente cálido o caliente:** es cuando el aire más cálido desplaza al aire más frío.

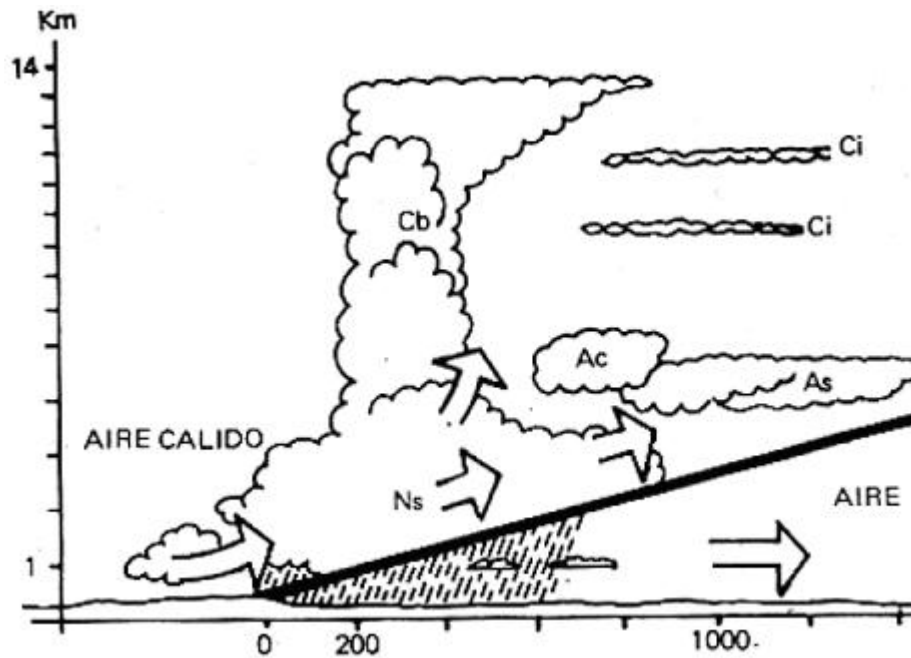
3- **Frente estacionario:** es cuando ninguna de las dos masas de aire desplaza a la otra.

4- **Frente ocluido:** es cuando un frente frío gana terreno más rápidamente que un frente caliente delante de él y termina por alcanzarlo. El frente caliente se desplaza en la misma dirección que el frente frío.

Frente frío.



Frente caliente.



Frente estacionario.

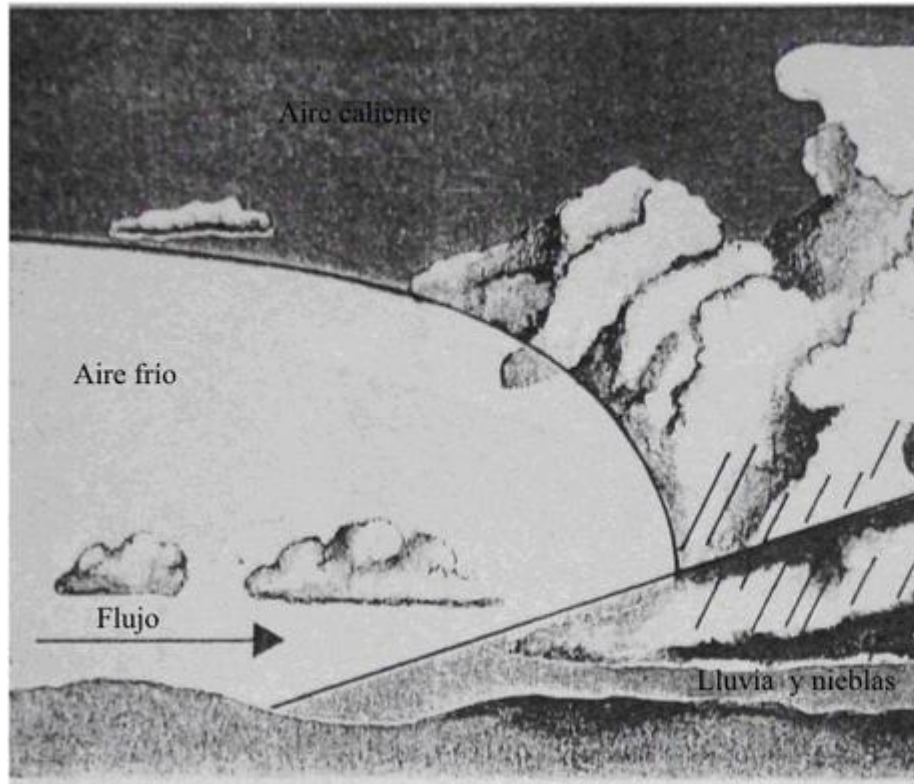
Debido a las características iguales que posee con un frente caliente, los frentes estacionarios, posee la misma nubosidad que la de un frente cálido.

Frente ocluido.

Más adelante entraremos en detalle sobre los frentes ocluido. Ahora solo nos alcanza saber que hay dos casos de frente ocluido:

- 1- Frente ocluido caliente
- 2- Frente ocluido frío.

Frente ocluido caliente:



Frente ocluido frío:



Disipación de las nubes.

Hay varios factores que producen que las nubes se disipen.

1. Calentamiento del aire.
2. La precipitación.
3. Mezcla con aire más seco.
4. La radiación.

El calentamiento del aire, produce que este se vuelva más estable y por consiguiente, cesa la mezcla de aire que es lo que mantiene y ayuda a formar la nubosidad.

La precipitación ayuda a la disipación de la nubosidad ya que las gotas de agua, generan una corriente de aire descendente, esto produce un descenso adiabático, el aire se calienta y se evapora las gotitas que forman la nubosidad. No solo que las gotas de lluvia genera una corriente descendente si no que también produce que la nubosidad pierda cuerpo. Recordemos que las nubes están formadas por gotitas de agua, a su vez, cuando colacionan con otra gotas se vuelven más pesadas y caen al suelo. Estas gotitas que pertenecieron al cuerpo de la nube, ahora están en la superficie terrestre.

Cuando el aire se mezcla con aire más seco, se produce una fusión entre las dos masas de aire y se equiparan la humedad saturada, con el aire seco. Para dar un ejemplo de lo que ocurre, viene a ocurrir lo mismo cuando se mezcla agua caliente con agua fría, el resultado es agua templada, que dependerá la diferencia de temperatura de ambas a cantidades de agua.

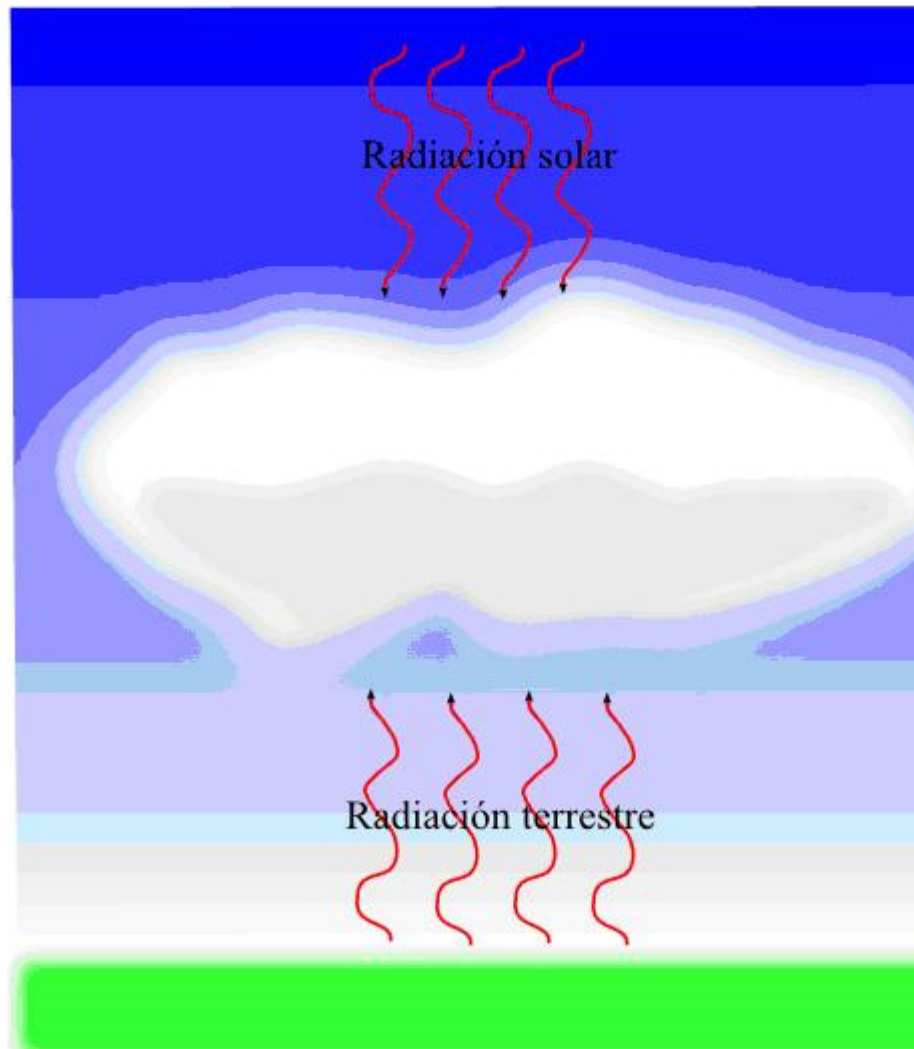
Por radiación.

En ciertos casos, la radiación ayuda a que se formen las nubes, pero en otros casos, ayuda a la disipación de las mismas.

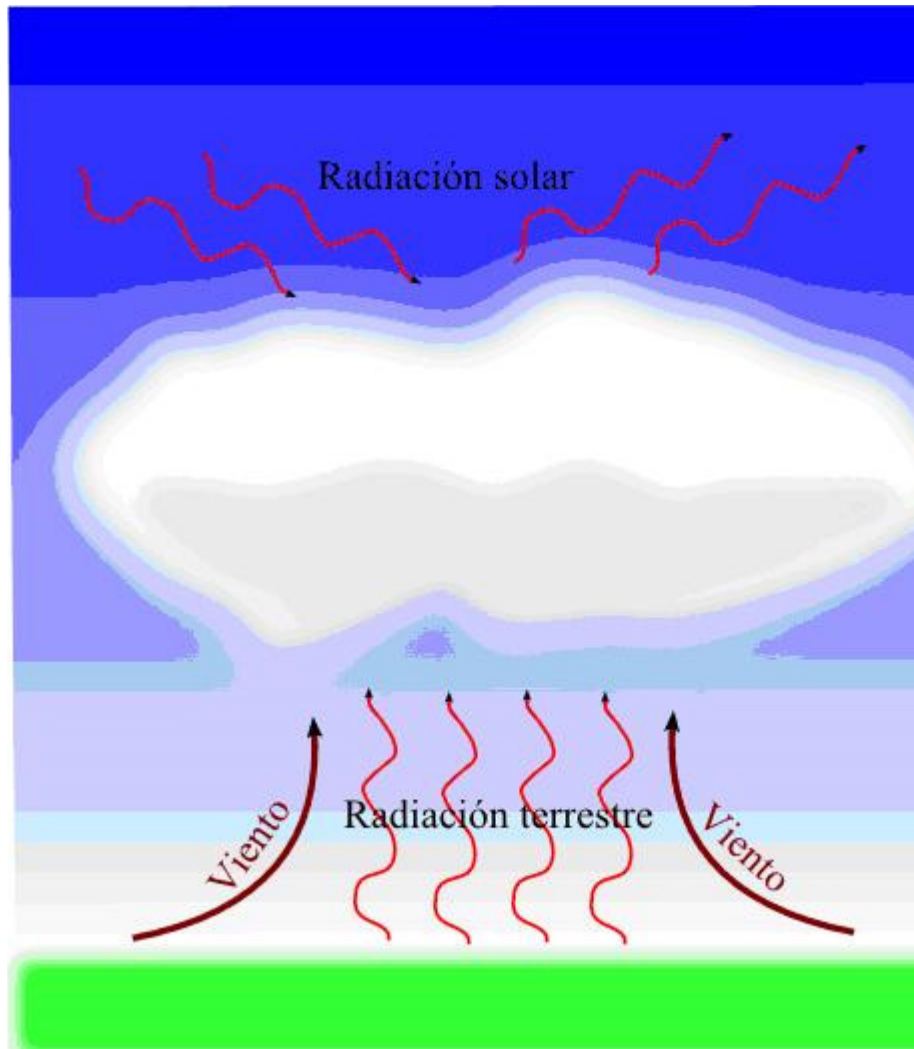
En un día nublado, la radiación terrestre y la radiación solar ayuda a la disipación, pero si la nubosidad es espesa, el calentamiento es muy lento y por lo tanto, también lo es la disipación de la nubosidad. En caso de ser una nubosidad delgada, la disipación es más rápida, ya que los rayos solares penetran con más facilidad a la nubosidad calentando la superficie terrestre y este último irradia calor hacia la nube ayudando en la disipación.

Cuando ambas radiaciones se manifiestan en la nube, aparecen dos fuerzas que aplastan a la nubosidad hasta su disipación total. Luego de la disipación, la radiación predominante, es la del sol hacia la

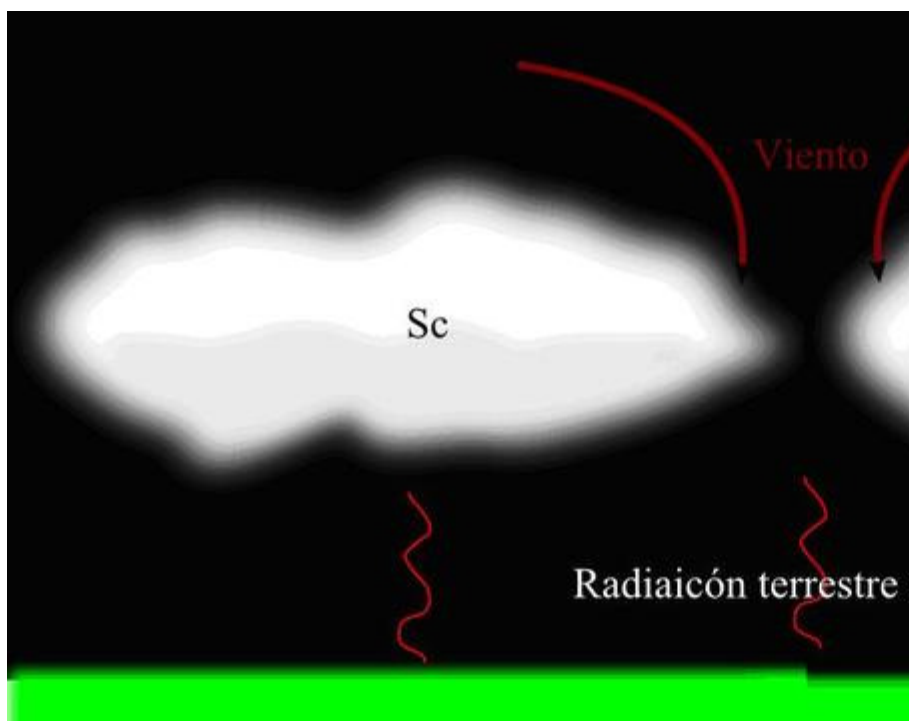
superficie de la tierra, tal como lo hemos visto anteriormente.



En la imagen anterior, vemos la disipación de la nubosidad gracias a ambas radiaciones, la del sol y de la superficie terrestre. Durante la tarde, la radiación solar disminuye gracias al ángulo con que penetran los rayos del sol. Al entrar con cierto ángulo, estos rebotan en la nube y vuelven al espacio exterior o quedan en la atmósfera. Esta disminución de la radiación solar, ayuda a que se formen las nubes del tipo cúmulus, porque la radiación terrestre ayuda a que haya mezcla de aire generando un ascenso del aire y produciendo que sufra un proceso adiabático.



Durante la noche, la radiación solar no está y el aire empieza a enfriarse. Esto produce que el aire comience a descender y se produzcan un descenso adiabático tal como se explicó anteriormente. Si durante la tarde hubo nubosidad del tipo cúmulus formado por la radiación terrestre, durante la noche se disiparán formándose stratuscúmulus y luego su disipación total si las condiciones persisten y no ocurran otras causas en la formación de nubes durante la noche.



En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)

[Met](#)

Administrador

ador

Stratus

Cumulus

★★★★★

★

Desconectado

ado

Sexo: ♂

Mensajes:



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #23 : Agosto 09, 2009, 10:43:07 »

Visibilidad.

Definición:

La visibilidad es la distancia mínima en la que se puede distinguir a un objeto como tal en los 360° en forma horizontal.

Factores que afectan a la visibilidad.

Hay muchos factores que afectan y reducen la visibilidad gracias a la obstrucción entre el observador y el objeto distante. Estos son:

2371



Cumuloni
mbus

1. Precipitación (todo tipo).
2. Polvo y arena.
3. Ventisca.
4. Bruma.
5. Calima.
6. Niebla y neblina.
7. Humo.

Precipitación.



Debido a la concentración de las gotas y el tamaño, estos afectan a la visibilidad en distintas medidas. Si las gotas están muy concentradas y/o son de gran tamaño, afectarán más a la visibilidad que si estuvieran menos concentradas o fueran de menor tamaño las gotas de agua.

La lluvia puede ser:

- a. Continua.
- b. Intermitente.
- c. Chubasco o chaparrón (comienzo y fin brusco).

Y a su vez pueden ser:

- Débil.
- Moderada.
- Fuerte.

Dependiendo de la cantidad y velocidad con que caen.

La nieve, afecta más a la visibilidad que la lluvia, porque tiene mayor tamaño y posee un efecto óptico produciendo un reflejo de la luz.

Polvo y arena.

Cuando el viento sopla sobre la superficie terrestre y pasa por una zona donde hay arena y/o polvo suelto, el viento lo arrastra y lo levanta por sobre la superficie de suelo provocando una clara disminución de la visibilidad. Muchas veces se pueden formar torbellinos de polvo o arena.

Ventisca:

Es el término usado cuando el viento levanta la nieve del suelo, sin

que se produzca una precipitación verdadera; según la altura a que se levanta la nieve, puede o no ser reducida la visibilidad.

Bruma:

La bruma está formada por partículas de polvo, provenientes de los continentes o constituidas de sal marina, residuo de la espuma de los océanos. Su tamaño es tan reducido que no pueden percibirse a simple vista, pero es fácil observar su efecto en la visibilidad y la coloración característica de objetos distantes. Observados a través de una bruma, los objetos lejanos aparecen como cubiertos de un velo delicado, cuyo color es azulado pálido, si el objeto es oscuro, y amarillento, si el objeto es blanco.

Calima:

La calima está formada por partículas de polvo o arena, en suspensión en la atmósfera, originados por tormentas de arena.

Niebla y neblina:

La niebla se forma, si el aire en la proximidad del suelo es enfriado más allá de su punto de rocío; no es, pues, otra cosa que una nube en contacto con la superficie de la tierra. Por convenio esas nubes se llaman niebla solo cuando la visibilidad es menor a 1 km.; en caso contrario, se la denomina neblina.

Debido a su espesor, las nieblas se dividen en:

- Nieblas rastreras.
- Niebla cielo invisible.
- Niebla cielo visible.

Las nieblas en bancos son irregulares en dirección, o sea, no es uniforme en los 360° y es irregular en el tiempo de duración.

Debido a su origen, las nieblas se dividen en:

1. Niebla de radiación.
2. Niebla de advección.
3. Niebla frontal.
4. Niebla orográfica.
5. Niebla de humo helado o niebla de vapor.

Niebla de radiación.

La influencia que el enfriamiento del terreno producido por irradiación, ejerce sobre la temperatura del aire es de importancia, ya que llega al valor de 1°C (2°F) por hora. Es particularmente intenso el enfriamiento del aire cerca del suelo en las noches de calma y con cielo despejado. Si el cielo está cubierto de nubes, éstas impiden el paso de la radiación saliente, y un viento fuerte, a su vez, da a lugar a la turbulencia, haciendo que la pérdida de calor se reparta sobre una capa de aire mucho de mayor extensión vertical. Las condiciones que favorecen la formación de la niebla de radiación son entonces:

- a) Cielo despejado.
- b) Viento calmo o muy reducida velocidad del viento.
- c) Humedad relativa elevada.

Se cumplen estas condiciones con preferencia en zonas continentales, cuando el aire en la altura desciende, haciendo que se disuelvan las nubes. Como se requiere también un elevado porcentaje de humedad relativa, la formación de niebla de radiación es particularmente frecuente en las masas de aire de origen marítimo que se detienen sobre un continente frío.

Disipación:

Podemos deducir que la disipación es todo lo contrario a lo que favorece a la formación de la niebla de radiación a saber:

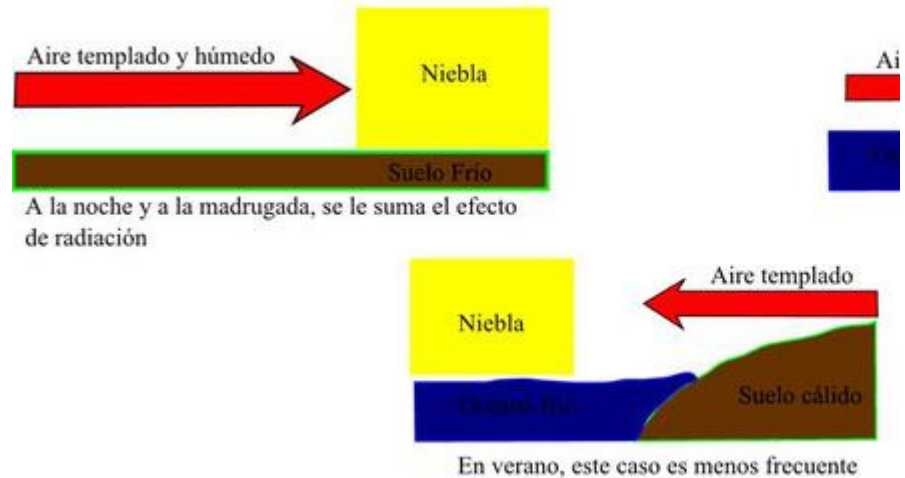
- a) Por aumento de viento.
- b) Mezcla de aire frío de abajo con un caliente de arriba.
- c) Mezcla de aire húmedo de abajo con vientos menos húmedo de arriba.
- d) Por calentamiento del suelo.

Niebla de advección.

La rapidez con que se enfría una masa de aire que avanza, depende de la diferencia de la temperatura entre ella misma y la superficie. En casos extremos puede registrarse un enfriamiento de 2°C (4°F) por hora. Como los vientos fuertes favorecen el mezclamiento vertical obvio que las nieblas de advección no pueden formarse cuando la velocidad del viento es elevada. Pero los vientos muy suaves son adversos a la formación de estas clases de nieblas, pues en tal caso el enfriamiento del aire no es muy intenso. De esta manera, resulta que lo más propicio para la formación de niebla

advectiva son los vientos moderados, con velocidades comprendidas entre 8 y 24 km/h., es muy excepcional que este tipo de niebla se forme si la velocidad del viento pasa de 45km/h.

Para resumir el proceso de la formación de la niebla de advección, se produce por desplazamiento del aire sobre suelo más frío. Veamos tres casos de la niebla de advección.



Niebla frontal.

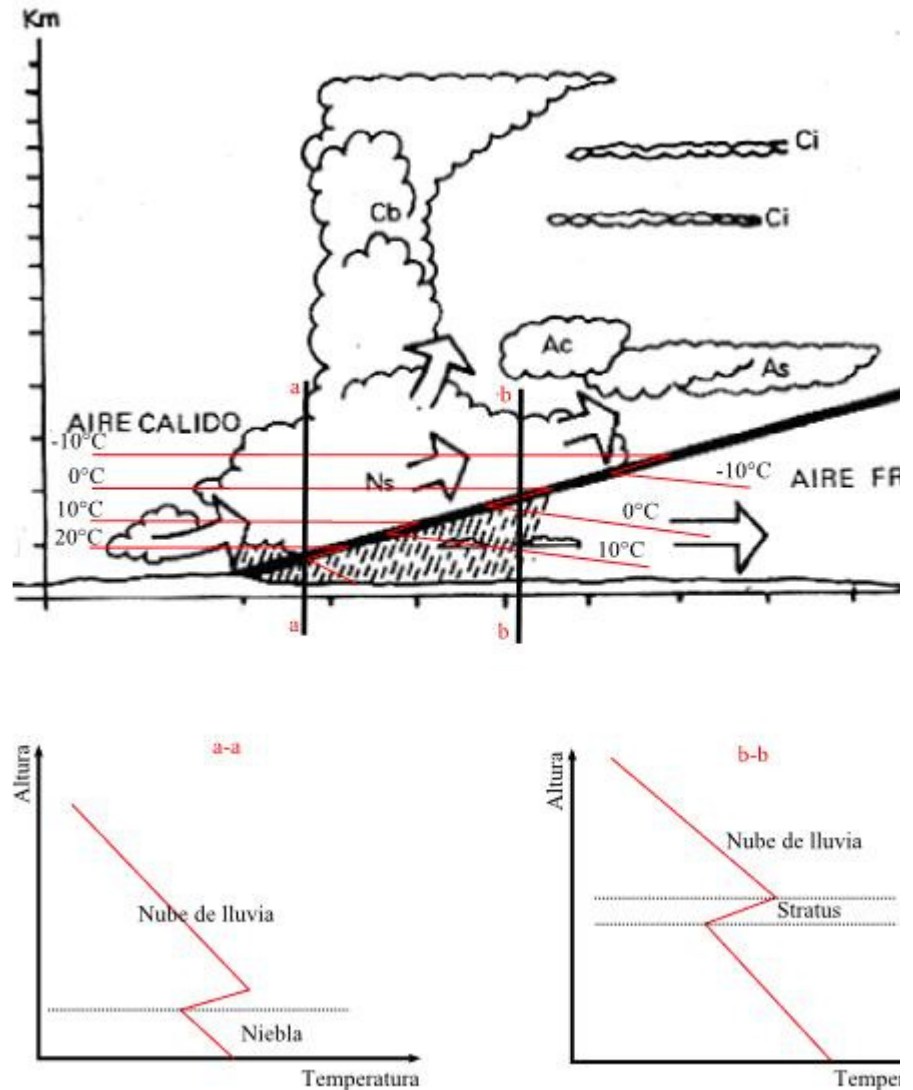
Como se expone en unos capítulos más adelante, se entiende por frente la superficie de separación entre una cuña de aire frío y una masa de aire cálido tal como se aprecia en la figura.

Debido a su menor densidad, el aire cálido asciende a lo largo de la cuña, enfriándose adiabáticamente; en consecuencia se produce la condensación y la lluvia empieza a caer desde las nubes así formadas. Como las gotas provienen del aire cálido en la altura, su temperatura será más elevada que la del aire situado por debajo de la superficie frontal. La de la figura superior e inferior izquierda (a-a) resulta inmediatamente que la formación de niebla es posible solamente si la superficie frontal se encuentra a escasa distancia del suelo; en efecto, si la superficie frontal se halla a gran altura como sucede en el caso de la figura inferior derecha (b-b), las gotas de lluvia, después de pasar por la capa fría debajo del frente, penetra en un aire relativamente más caliente.

Las nieblas así formadas suelen estar dispuestas en una franja angosta que acompaña al frente sobre la tierra, por tal razón reciben el nombre de nieblas frontales.

Ya vimos que el mezclamiento por turbulencia es un proceso

adverso a la formación de las nieblas. Por lo tanto, una niebla frontal puede desarrollarse solo cuando la diferencia de temperatura entre la lluvia y el aire es marcada, y por consiguiente esta clase de nieblas se limitan casi exclusivamente a los frentes bien desarrollados.



Niebla orográfica.

Cuando se produce un ascenso de aire a lo largo de una pendiente, la masa se enfría adiabáticamente, pudiendo así alcanzar su nivel de condensación, siempre que su humedad relativa inicial sea suficientemente elevada. En este caso puede formarse también una niebla que se llama orográfica.

Como vimos anteriormente, la turbulencia es un factor adverso a la formación de nieblas, es necesario que el ascenso sea estable. Si se genera turbulencia, habrá mezclamiento del aire y esto es una situación adversa a la formación de nieblas.

Resumiendo, diremos que las nieblas orográficas pueden producirse sólo si el aire es convectivamente estable antes de comenzar a subir. De cumplirse esta condición, pueden tales nieblas formarse o no formarse, según la intensidad de la turbulencia.

Niebla de humo helado o niebla de vapor.

En ciertas oportunidades se observan también nieblas que deben su origen al contacto de aire frío con una superficie de agua cuya temperatura supera considerablemente a la del aire. A causa de la gran diferencia de temperaturas la evaporación en este caso es intensísima y el agua desprende considerables cantidades de vapor que en el aire se convierte en niebla.

Este fenómeno es común en las regiones árticas y antárticas, particularmente en invierno, cuando el aire muy frío proveniente de los continentes se desplaza por sobre las superficies oceánicas abiertas. Es cierto que en poco tiempo este aire se vuelve inestable, debido al calentamiento que sufre desde abajo, y las corrientes verticales así ocasionadas tienden a disipar la niebla; sin embargo, basta que exista una inversión de temperatura a escasa altura, para que subsista la niebla en toda la extensión vertical de las estratas situadas debajo de la misma.



Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: ♂

Mensajes: 2371



Cumulonimbus



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #24 : Agosto 10, 2009, 06:49:49 »

Masas de aire.

Noción de escalas.

Las ideas que sirven de base para análisis y previsión del tiempo parten de que la circulación general de la atmósfera tiende a producir enormes masas de aire cuyas propiedades físicas se mantienen más o menos inalterables dentro de vastas regiones, mientras que al pasar de una masa a la otra, se registran cambios bruscos. Así por ejemplo los grandes anticiclones cuasi-permanentes que intervienen en la circulación general de la atmósfera se distinguen por uno de los dos caracteres: Son prevalentemente oceánicos, o bien continentales. Cada uno de esos anticiclones forma, por así decir, un engranaje dentro de la circulación general, permaneciendo por tiempo prolongado sobre una superficie casi uniforme, el aire tiende a su vez a adquirir propiedades uniformes, en cuanto a temperaturas y humedad se refiere.

Las masas de aire se estudian en varias escalas a saber:



1- **Macroescala: Escala global o hemisférica. Se estudia:**

- Grandes ondas.
- Corrientes en chorro.
- Climatología global.

2- **Escala sinóptica: Estudia:**

- Depresiones.
- Anticiclones.

- c). Frentes.
- d). Masas de aire.

3- **Mesoescala (escala media): Estudia:**

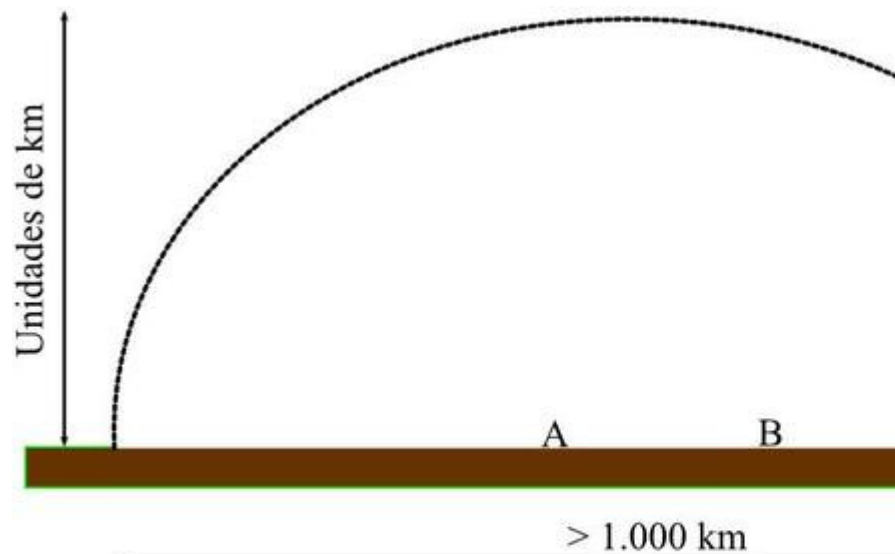
- a). Brisa de mar.
- b). Brisa de montaña.
- c). Efecto zonda.
- d). Tormentas locales.

4- **Microescala (escala pequeña): Estudia:**

- a) Estanques.
- b) Edificios.

Definición de masas de aire.

Una masa de aire es un cuerpo muy extendido de aire, cuyas propiedades, en particular la temperatura y la humedad, se mantienen aproximadamente uniformes en sentido horizontal. Su extensión puede variar de unos 500 a 5000 km. Atravesando la masa de aire, los valores difieren entre sí. Lo podemos ver en la siguiente figura.



En los puntos A; B y C, los valores de temperatura y humedad que están dentro de la misma masa de aire. Pero los puntos muy próximos entre sí, los valores de temperatura y humedad

Clasificación de las masas de aire.

El aire atmosférico tiene la propiedad de asimilar las características de las superficies sobre las cuales permanece o transita. Por ello cuando se estaciona o circula sobre una superficie relativamente homogénea durante varios días o semanas finalmente adquiere ciertas propiedades físicas que resultan de esa interacción. Las características de temperatura y humedad así obtenidas también están en gran medida influidas por la latitud.

Por esta razón se conocen varias zonas del planeta que reúnen estas condiciones, es decir, son relativamente homogéneas y además suele ocurrir que el aire permanece sobre ellas por períodos prolongados. Por lo tanto las Masas de Aire, se clasifican según su lugar de origen.

- **Aire Antártico (A)**. Se genera en el continente antártico, sobre la región cubierta de hielo y nieve. Es frío, seco y estable.
- **Aire Polar Continental (Pc)**. Se origina en la región continental subpolar. Es frío y seco. (Hemisferio Norte).
- **Aire Polar Marítimo (Pm)**. Nace en la zona subpolar: su trayectoria sobre el océano da lugar al aumento de la humedad. Es frío y húmedo.
- **Aire Tropical Continental (Tc)**. Tiene su origen en la zona continental subtropical de altas presiones. Es cálido; puede ser seco o húmedo.
- **Aire Tropical Marítimo (Tm)**. Se genera en los anticiclones subtropicales, sobre los océanos. Es cálido y húmedo.
- **Aire Ecuatorial (E)**. Se origina en los mares tropicales. Es caliente y muy húmedo.

Desplazamiento y efectos.

Como puede observarse, cada una de estas masas de aire tiene sus características propias de acuerdo con la zona que le dio origen.

Cuando las masas de aire abandonan sus regiones de origen, comienzan a moverse sobre superficies distintas, y éstas a su vez, comienzan a modificarlas. Tomemos por ejemplo, una masa de Aire Antártico, la que al abandonar la meseta Polar se traslada sobre el Océano; éste comienza a proveerle humedad y calor, transformándola en una Masa de Aire Polar Marítimo. Si la masa de aire ha viajado durante poco tiempo o lo ha hecho desplazándose rápidamente, sufrirá pocos cambios; por el contrario, si se desplaza lentamente o por un largo trayecto, verá alteradas en mayor medida sus características iniciales.

Modificaciones.

Las condiciones del tiempo dentro de una masa de aire en movimiento, están ligadas a la temperatura de la superficie sobre la cual se mueve.

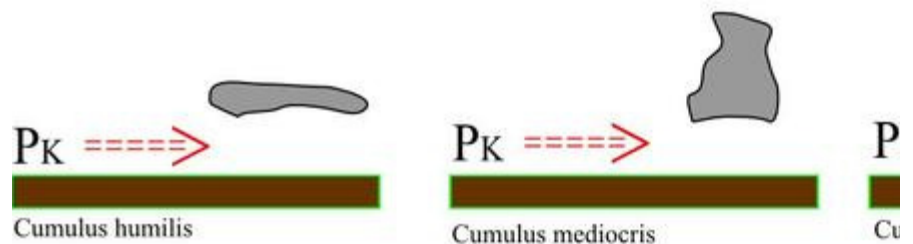
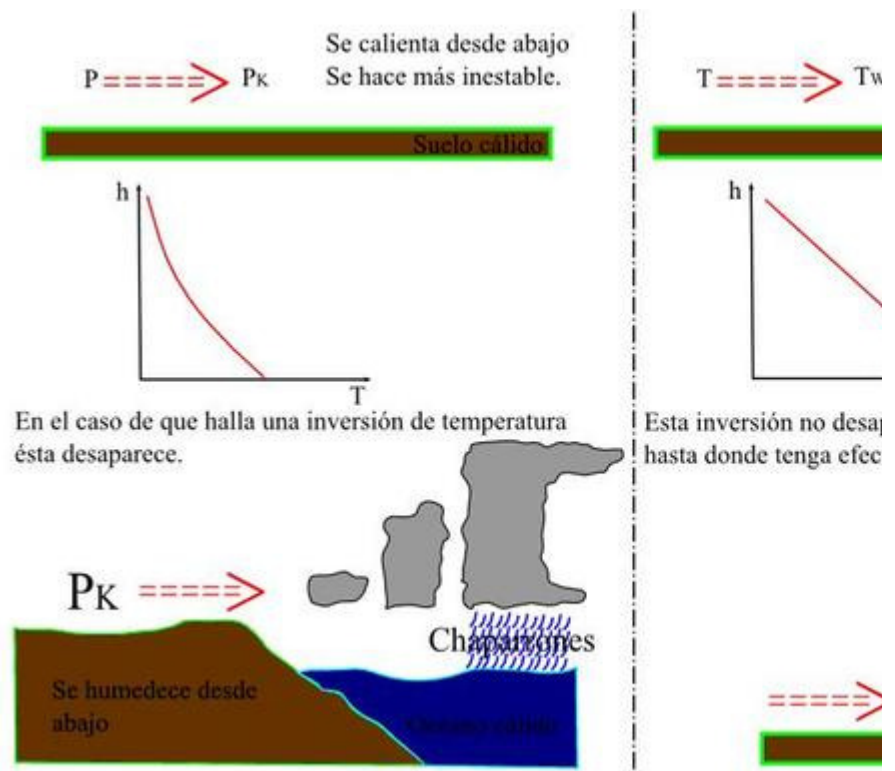
Las masas de aire frío, son de origen polar o subpolar y se trasladan hacia latitudes menores; puede tratarse de aire marítimo que se mueve sobre tierra más caliente o aire continental que se mueve sobre mar más cálido. En todos estos casos el transporte de calor se produce desde la superficie hacia el aire, (como sucede cuando se calienta agua en un recipiente), es decir, que el aire tiende a inestabilizarse, viéndose favorecidos los movimientos de ascenso y la turbulencia. Las nubes que se formaran en este caso serán del tipo cumuliforme.

Las masas de aire cálido, como mencionamos anteriormente son de origen tropical y se mueven hacia latitudes más altas donde las temperaturas de la superficie son menores.

Tomemos por ejemplo aire Tropical Marítimo que se desplaza sobre suelo más frío o bien aire Tropical Continental que se desplaza sobre aguas que están más frías. En ambos casos, se produce un lento aporte de calor desde la masa de aire hacia la superficie subyacente lo que dará lugar a la aparición de una inversión de temperatura. Como resultado de ello y especialmente en los niveles próximos al suelo se producirá la estratificación de la masa de aire, inhibiéndose los movimientos turbulentos; en consecuencia hay predominio de nubes de tipo estratiforme; la visibilidad será regular o mala.

K = más fría que el suelo P = Polar continental o polar marítima.

W = más cálida que el suelo. T = Tropical marítima.



Masa de aire en la República Argentina.

El continente sudamericano se encuentra rodeado de grandes masas oceánicas. Por ello las masas de aire que llegan a nuestro país tienen una fuerte influencia marítima.

El aire que abandona el continente Antártico lo hace a través de algunas zonas determinadas. Una de ellas es el Mar de Ross, al sur de Australia. Desde allí transita sobre el Océano Pacífico y tras un viaje de aproximadamente siete a once días llega a Sudamérica.

En ese tránsito, el aire se calienta y recibe vapor de agua, transformándose en Aire Polar Marítimo. Al llegar al continente,

entre las latitudes de 30° a 50°S asciende sobre la Cordillera de los Andes. Este ascenso se produce la condensación de gran parte del vapor de agua y produce lluvias sobre las laderas occidentales; de esta manera al llegar sobre territorio argentino el aire es frío, pero seco. Estas características las mantiene al derramarse hacia el norte, llegando en ocasiones hasta la porción central de Brasil.

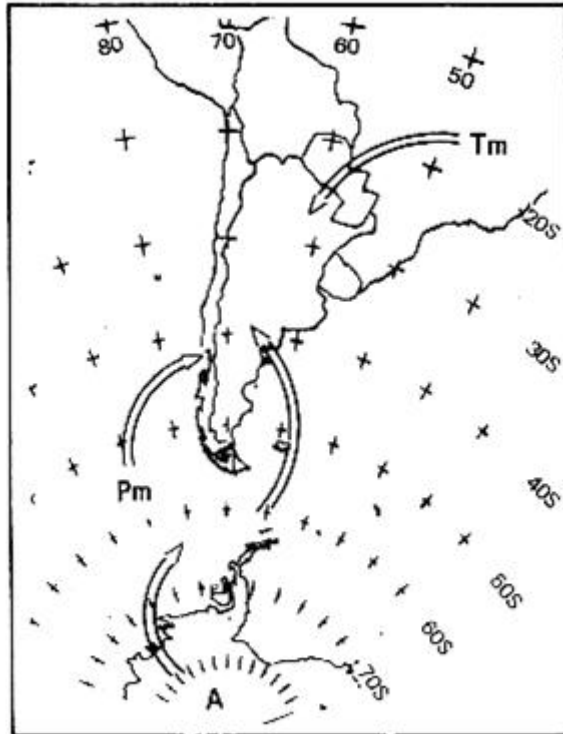
Otras zonas por las cuales se vuelca el aire antártico son el Mar de Bellingshausen y el Mar de Weddell, al oeste y al este de la Península Antártica respectivamente. En ocasiones, ese aire se desplaza hacia el norte, llegando hasta el norte de Argentina tras un viaje que dura entre dos y cuatro días, moviéndose en parte sobre el continente y en parte sobre el Océano Atlántico.

Al ser éste un período relativamente breve el aire no sufre grandes transformaciones, por lo que es aire muy frío y un poco humedecido por su trayectoria marítima.

En estos casos se producen fuertes descensos de temperatura en gran parte del país y suelen registrarse nevadas en las mesetas patagónicas, en las zonas serranas del sur de la provincia de Buenos Aires, de Córdoba y San Luis, en las zonas más bajas de la precordillera cuyana, y hasta en Salta y Jujuy.

Las fuentes de Aire Tropical se ubican al nordeste y al norte, ya que desde el Océano Pacífico (al noroeste) el ingreso de aire cálido se ve dificultado por la presencia de la Cordillera de los Andes y por la circulación del sur prevaleciente sobre esa porción de Océano.

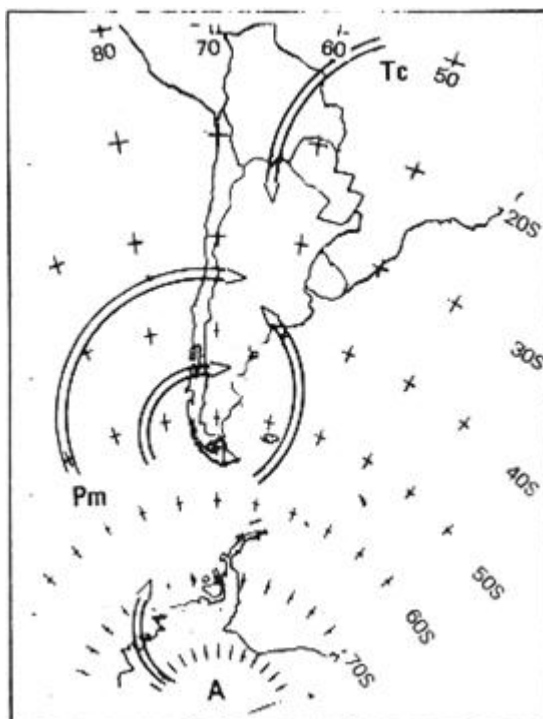
La región fuente de aire Tropical es el Anticiclón Semipermanente del Atlántico, donde el aire es relativamente cálido y húmedo. Este anticiclón favorece la circulación de vientos del nordeste, especialmente durante el verano. Cuando este aire abandona su región de origen llega casi sin modificaciones a la región central de Argentina tras un período de uno a dos días.



Masas de Aire Polar Marítima y Tropical Marítima

Existe otra fuente de Aire Tropical, en este caso ubicada sobre la zona selvática del Amazonas. De allí proviene aire cálido y mucho más húmedo que el aire marítimo. Ello se debe a que el aire continental tiene mayor temperatura que el oceánico y ello favorece que pueda contener mayor cantidad de vapor. El viaje desde la zona de origen hasta el centro de Argentina, incluso hasta el norte patagónico, le lleva uno ó dos días, por lo que no sufre grandes modificaciones.

NOTA: Cuando una porción de aire polar abandona la región Antártica es como una “burbuja” tal que en su porción central hay mayor cantidad de aire que hacia sus bordes. Es decir que se trata de un anticiclón que es un desprendimiento del Alta Polar.



Masas de Aire Polar Marítima y Tropical Continental

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador
Stratus
Cumulus
★★★★
★★★
 Desconectado




[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #25 : Agosto 12, 2009, 06:52:13 »

Frentes.

Una superficie frontal es la superficie de separación de dos masas de aire de diferentes temperaturas. La línea donde una superficie frontal se intercepta con el suelo, se llama un frente, entendiéndose por frontogénesis el proceso que conduce a la formación de un frente. En determinadas circunstancias, un frente puede también disolverse, proceso que llamamos frontolisis.

La inclinación de las superficies frontales.

Sexo: 

Mensajes: 2371



Cumulo nimbus



Por constituir las superficies frontales, también discontinuidades en la temperatura, es evidente que lo son así mismo de la densidad, ya que el aire más frío tiene mayor densidad que el aire cálido. La separación entre un fluido de distintas densidades tiende siempre a ocupar una posición horizontal. Si no existiera la rotación de la tierra, las superficies frontales estarían totalmente horizontal, pero debido a la rotación, la superficie frontal se inclina. También influye sobre la inclinación la discontinuidad de la densidad y la distribución de los viento. En condiciones normales y para latitudes medias, la pendiente de las superficies frontales es aproximadamente 1/100. Este valor, aunque pequeño, es sin embargo de mucha importancia. En todos los diagramas que representan cortes verticales por una superficie frontal, es costumbre ampliar la escala vertical en comparación con la horizontal, con el objeto de hacer resaltar con toda claridad la inclinación.

Características de los frentes.

Debido a la naturaleza de los frentes, estos tienen ciertas características. Una de ellas es que las isobaras deben sufrir una refracción de tal manera que el ángulo o codo por ellas formado señala en la dirección de la presión alta. Es ésta una de las propiedades fundamentales que caracterizan a los frentes de cualquier clase.

Atendiendo que en las cercanías de la superficie terrestre el viento sopla paralelamente a las isobaras con una pequeña componente hacia la presión más baja, se comprende sin dificultad que en la proximidad de un frente la dirección del viento queda determinada por la refracción que como dijimos se observa en las isobaras. De este modo, los frentes vienen a ser líneas de cambio de viento, donde la dirección del viento vira en sentido ciclónico. Como el frente se desplaza en dirección de la componente del viento que es perpendicular al frente se deduce inmediatamente la siguiente regla, válida para cualquier tipo de frente: Si un observador, antes de pasar el frente, recibe de espaldas al viento, lo tendrá a la derecha después de pasar el frente (hemisferio sur).

Clasificación de los frentes.

Las características de los frentes que hemos tratado hasta aquí son de índole general, de manera que se aplica a cualquier caso individual, ya se trate de una masa de aire más frío que desplaza a otra de aire

más cálido, o viceversa, o bien de un frente estacionario.

Hay cuatro tipos de frentes y que dependerá de cómo se mueven las masas de aire con respecto a la otra.

- 1- **Frente frío:** es cuando el aire más frío desplaza al aire más cálido.
- 2- **Frente cálido o caliente:** es cuando el aire más cálido desplaza al aire más frío.
- 3- **Frente estacionario:** es cuando ninguna de las dos masas de aire desplaza a la otra.
- 4- **Frente ocluido:** es cuando un frente frío gana terreno más rápidamente que un frente caliente delante de él y termina por alcanzarlo. El frente caliente se desplaza en la misma dirección que el frente frío.

Con esto último, podemos deducir ahora, que un frente frío siempre se desplaza más rápidamente que un frente cálido estén juntos (ocluido) o por separado (frente frío o frente caliente).

Nubes asociadas a superficies frontales.

Frente frío.

Cuando la masa de aire frío avanza desalojando al aire cálido éste es obligado a ascender sobre la pendiente o zona de contacto o frente, de tal forma que la humedad presente en el aire caliente se condensa formando nubes, predominando las de tipo cumuliforme. La pendiente frontal tiene una inclinación pronunciada.

Un frente frío presenta una estructura nubosa característica, por lo tanto al moverse produce una evolución típica de la nubosidad.

Cuando un frente frío se aproxima a una región,

1. En primer término aparecen nubes altas, (unas 24 a 36hs antes de la llegada del frente);
2. Luego a 12 hs., de su llegada, comienzan a aparecer nubes medias.
3. Y finalmente, cuando el frente ya se encuentra próximo, entre 2 y 4hs de su llegada, se presentan nubes bajas y de desarrollo vertical.

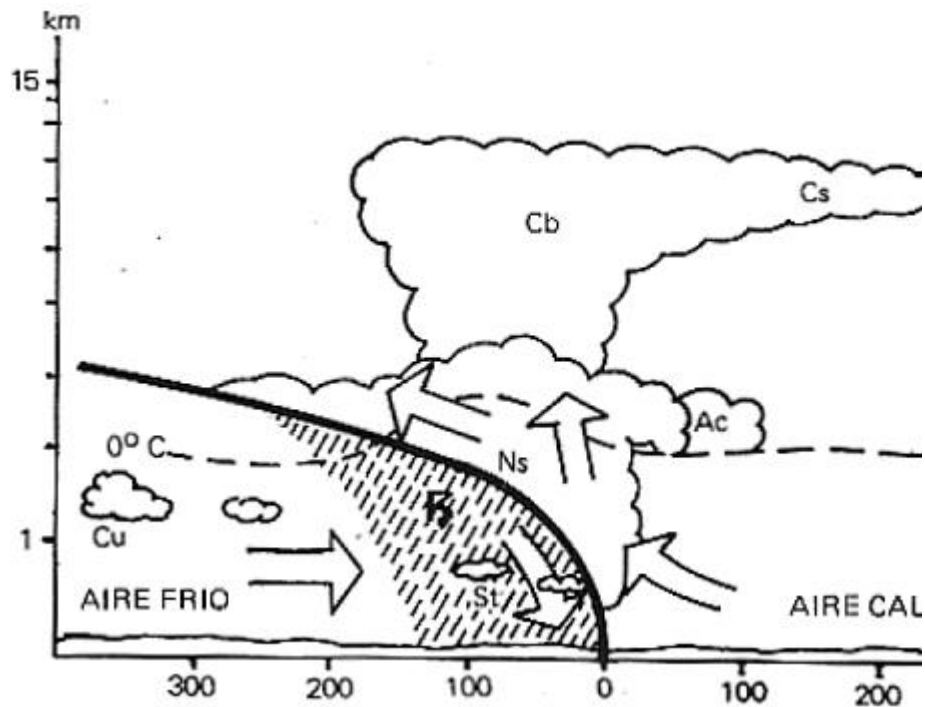
Dado que el frente coincide con una franja de bajas presiones, cuando se desplaza, se aprecia un gradual descenso de la presión y el viento suele ser del sector norte (Noroeste, Norte o Noreste).

Cuando el frente finalmente pasa sobre una región, se observa una serie de cambios que suelen ocurrir de manera brusca en un lapso de pocos minutos.

1. El viento cambia al sector sur (Sudoeste, Sur o Sudeste).
2. La presión cesa de caer y comienza a subir rápidamente.
3. La temperatura comienza a descender lo mismo que la cantidad de vapor de agua contenido en el aire.

Es decir que con el pasaje del frente frío, el aire cálido que estaba presente en el lugar ha sido reemplazado por aire más frío y seco. En coincidencia con estos cambios o próximos a su ocurrencia, el cielo ya se presenta cubierto y comienzan las precipitaciones. Las mismas pueden ser lluvias (de nubes estratiformes) o chaparrones (de nubes cumuliformes); en este último caso pueden estar acompañadas con manifestaciones eléctricas - rayos, relámpagos y truenos - y ráfagas.

Las lluvias se mantienen durante un período variable de tiempo, el cual dependerá tanto de la velocidad de desplazamiento del frente (más breve, cuanto mayor sea la velocidad del frente) como de la cantidad de vapor de agua presente en el aire caliente, ya que de ello dependerá la cantidad de nubes que se generen. Es de hacer notar que las mayores precipitaciones por el pasaje de frentes fríos ocurren desde la primavera hasta el otoño, cuando el aire cálido presenta mayor contenido de vapor.



Frente caliente.

Nos referimos a frente caliente, cuando es la masa de aire cálido la que avanza desalojando al aire frío. En esta situación la pendiente que separa a ambas masas de aire, presenta un ángulo mucho más suave que cuando es el aire frío el que avanza. Por esta razón el ascenso del aire cálido es mucho más suave y produce nubosidad predominantemente de tipo estratiforme.

Cuando avanza un Frente Caliente generalmente el aire proviene del sur de Brasil o Paraguay en dirección hacia el norte y centro de Argentina, dominado por aire fresco o frío.

En estas zonas predomina el viento del sector Este (Noreste, Este o Sudeste) y la presión desciende lentamente.

El frente caliente, también presenta una evolución nubosa típica.

1. En primer lugar aparecen las nubes altas, Cirrostratus, los que frecuentemente producen fenómenos de Halo.
2. Luego se generan nubes medias, Altostratus.
3. En esos momentos, sobre las provincias del Litoral pueden comenzar a aparecer neblinas o bancos de niebla, especialmente durante la madrugada, demorando su disipación hasta un tiempo después de la salida del sol. Las nieblas y neblinas comienzan a generarse cada vez más al sur, sobre la Zona Central y el sur del

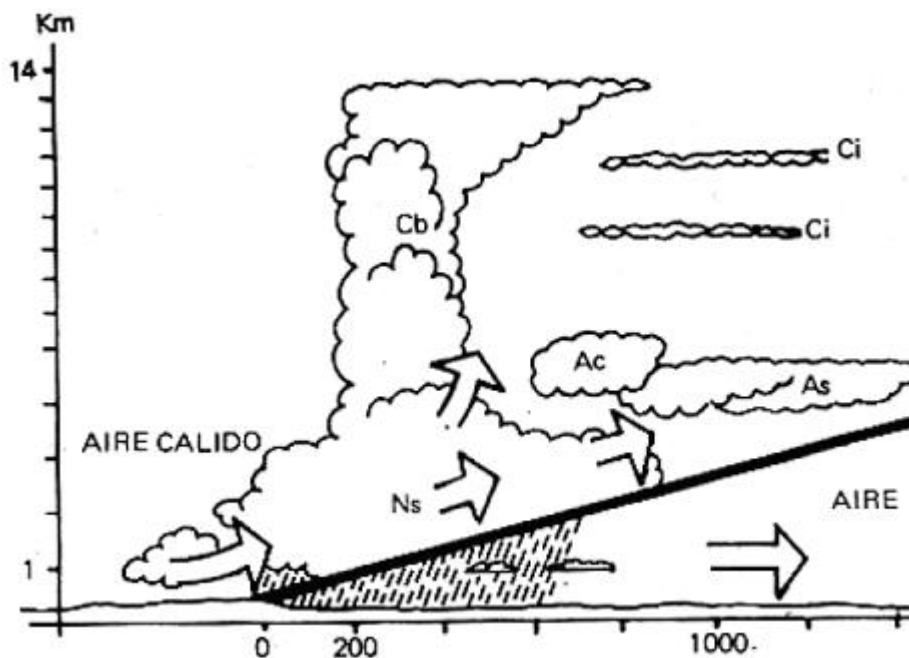
Litoral.

4. A medida que el frente avanza, la nubosidad adquiere mayor espesor y los Altostratus se transforman en Nimbostratus, desde los cuales comienzan a producirse lluvias.

Por esos momentos, el frente aún no ha llegado, la presión continúa en lento descenso y los vientos soplan del sector Este. A medida que el frente va pasando, por ejemplo sobre el centro del Litoral, ocurren algunos cambios notables:

1. Cesan las lluvias,
2. La nubosidad disminuye significativamente y pueden aparecer algunos Cúmulus.
3. La presión cesa de bajar y se estaciona o comienza a ascender lentamente.
4. El viento cambia al sector norte y se aprecia un aumento brusco de la temperatura y del contenido de vapor en el aire

Finalmente el aire frío ha sido reemplazado por el aire cálido y húmedo. Los frentes calientes pueden alcanzar con gran frecuencia el sur del Litoral y la Zona Central (San Luis-Córdoba-Entre Ríos); con menor frecuencia llegan hasta el sur de la provincia de Buenos Aires-La Pampa, incluso en algunas ocasiones alcanzan el norte de la Patagonia.



En la mayoría de las veces, el aire cálido es estable y por

consiguiente, solo hay nubosidad estratiforme, predominando los nimbostratus. En la imagen anterior, se ve que hay un cumulonimbus (Cb), esto ocurre cuando ambas masas de aire son inestables.

Frente estacionario.

Cuanto se ha dicho de los frentes calientes, se aplica también a los estacionarios. Aunque estos no se desplazan, siempre habrá un ascenso del aire cálido, por lo cual los sistemas nubosos afectarán la forma indicada en un frente caliente.

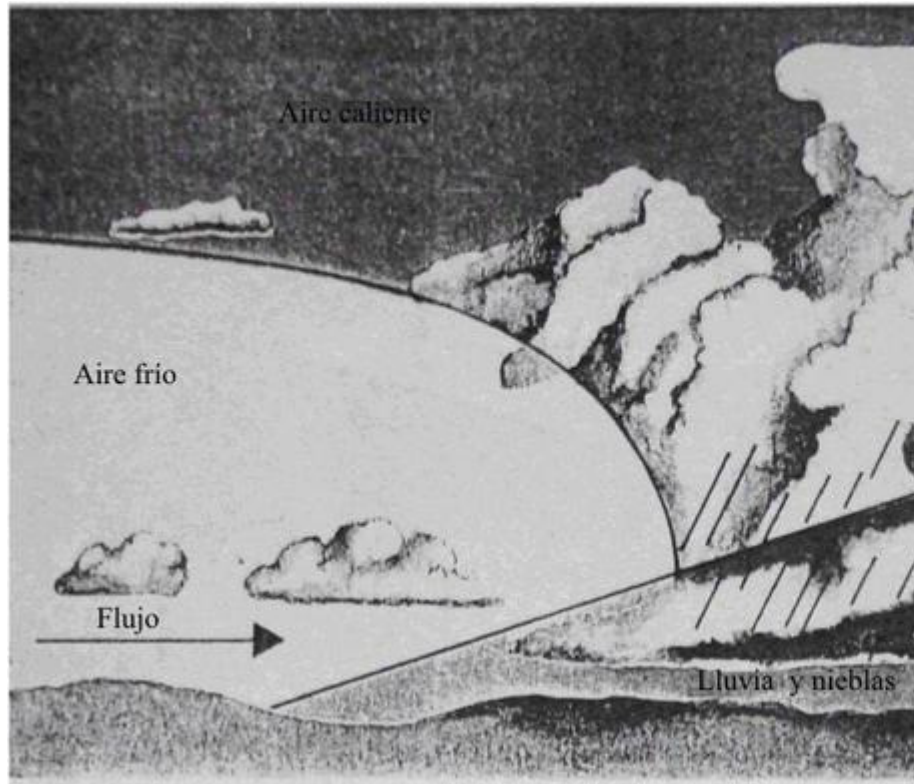
Frente ocluido.

Se habla de oclusión en el caso de que un frente frío, avanzando con mayor velocidad que un frente caliente delante de él, termine por alcanzar a éste último. Es lógico esperar que el sistema nuboso que acompaña a las oclusiones, debe ser una combinación de los sistemas considerados precedentemente.

Hay dos casos de frente ocluido:

- 1- Frente ocluido caliente
- 2- Frente ocluido frío.

Frente ocluido caliente: El aire cálido que al principio se hallaba entre el frente frío y el frente caliente, ha sido empujado hacia arriba. Si el aire delante del frente ocluido es más frío que el aire que le sigue, tenemos las condiciones representadas en la siguiente imagen; se habla entonces de una oclusión del tipo frente caliente.

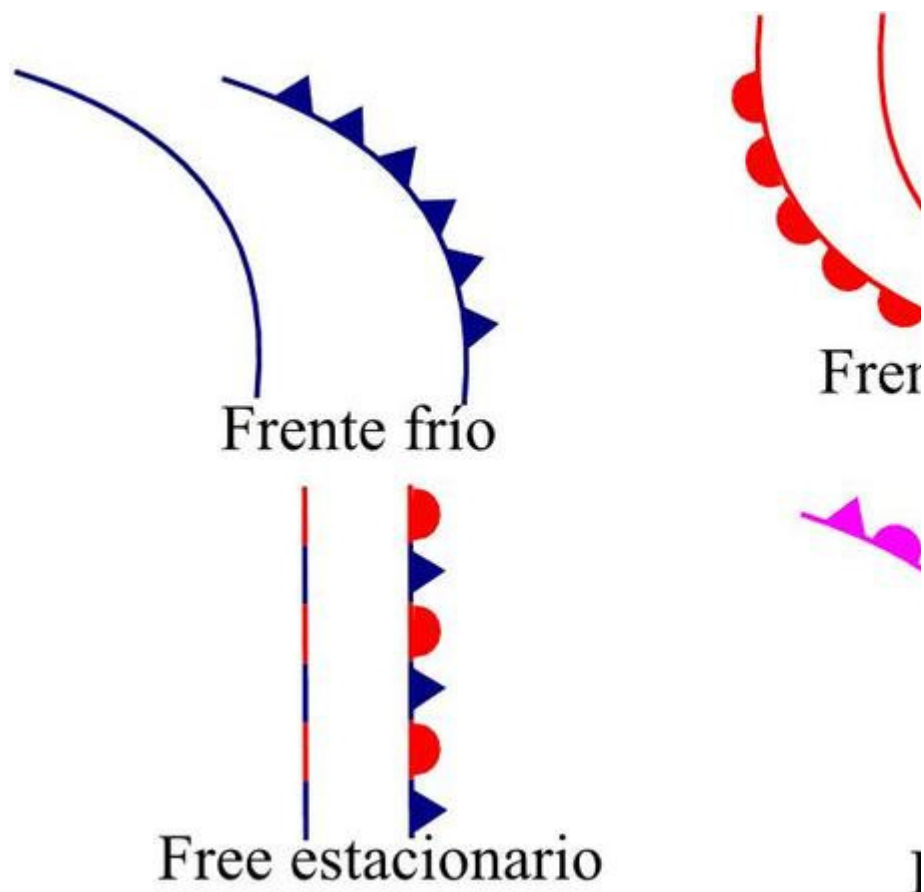


Frente ocluido frío: Es cuando el aire detrás del frente ocluido es el más frío, como el caso de la siguiente imagen. La sucesión de nubes que se observa al acercarse un frente en oclusión, se asemeja mucho a la que corresponde a los frentes calientes.



Representación de los cuatro tipos de frentes.

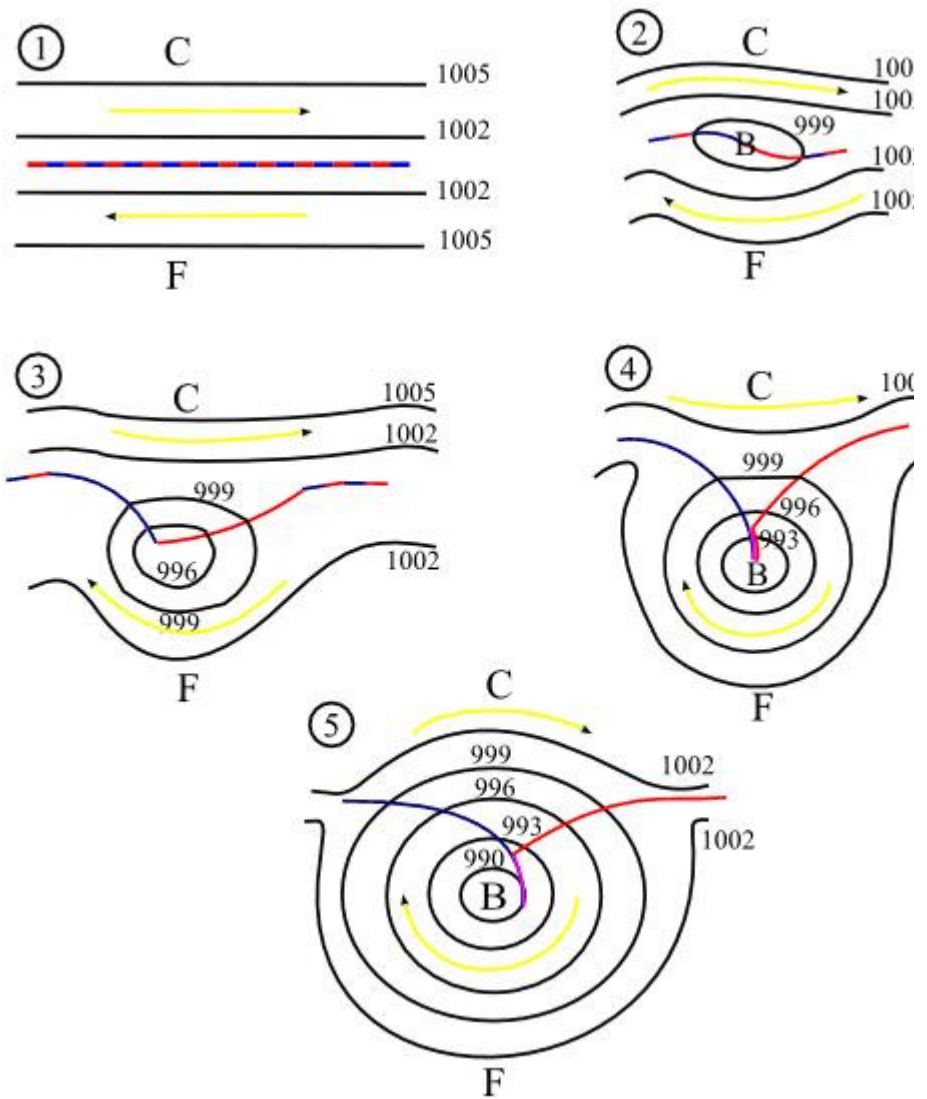
A la hora de dibujar los frentes en una carta sinóptica, se utilizan las siguientes representaciones. Noten que hay dos tipos en cada uno, esto quiere decir, que puede ser representado de dos formas posibles para cada tipo de frente.



Ciclogénesis.

Una Ciclogénesis es una creación de baja presión, también conocida como depresión o ciclón. La ciclogénesis son una serie de pasos hasta formar, lo que sería en si, una Baja Presión.

Ahora bien, lo pasos de la ciclogénesis empieza por un frente estacionario. Un frente estacionario, es aquel en que una masa de aire fría no le gana terreno a una masa de aire caliente y viceversa. Esta etapa, la del frente estacionario, es la etapa inicial. En la etapa de desarrollo, el sistema de baja presión, empieza a buscar la zona de más humedad y empieza a desplazarse. En este desplazamiento, el frente pasa a ser ocluido, o sea, cuando la masa de aire frío le empieza a ganar terreno a la masa de aire caliente. Gracias a este desplazamiento, el frente se puede ocluir, ya que la masa de aire frío busca las zonas más húmedas. A medida que va creciendo o desarrollándose, el ciclón se empieza a intensificar o sea, pierde presión y se convierte aún más en una baja presión. En la etapa de disipación el frente ocluido pasa a ser un frente frío de gran magnitud.



La nubosidad asociada a la ciclogénesis, es la del frente ocluido.
 Dependiendo de cómo estén las masas de aire, será frente ocluido caliente, o frente ocluido frío.

Hace algún tiempo atrás, publiqué dos videos en youtube sobre la ciclogénesis.

Mapa sinóptico:

Imagen satelital.

« Última modificación: Agosto 12, 2009, 06:57:04 por David Met »

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #26 : Agosto 14, 2009, 12:51:32 »

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo: ♂

Mensajes: 2371



Cumuloni
mbus



Fenómenos severos.

Tormentas.

Los cumulonimbus formados en una masa de aire extremadamente inestable dan lugar a tormentas eléctricas. Recordemos lo que vimos en velocidad, división de la gota y cargas eléctricas; y posteriormente continuamos estudiando sobre los granizos y la distribución de la carga eléctrica del cumulonimbus.

La velocidad con que caen las gotas de lluvias depende de su tamaño. Para las gotas de un diámetro superior a 4 mm., la velocidad de caída supera la velocidad de 8 m/s., y entonces las gotas se desintegran, formando gotitas más pequeñas que caen con menor velocidad.

Lo mismo sucederá, si las corrientes ascendentes de un cumulonimbus adquieren una velocidad superior a dicho valor; las gotitas pequeñas que resultan de la desintegración de las grandes, serán entonces llevadas a mayores alturas. Pero las corrientes verticales en los cumulonimbus, no son estacionarias, sino que su intensidad fluctúa en forma irregular, de modo que las gotas pueden subir y caer, creciéndose y desintegrándose repetidas veces.

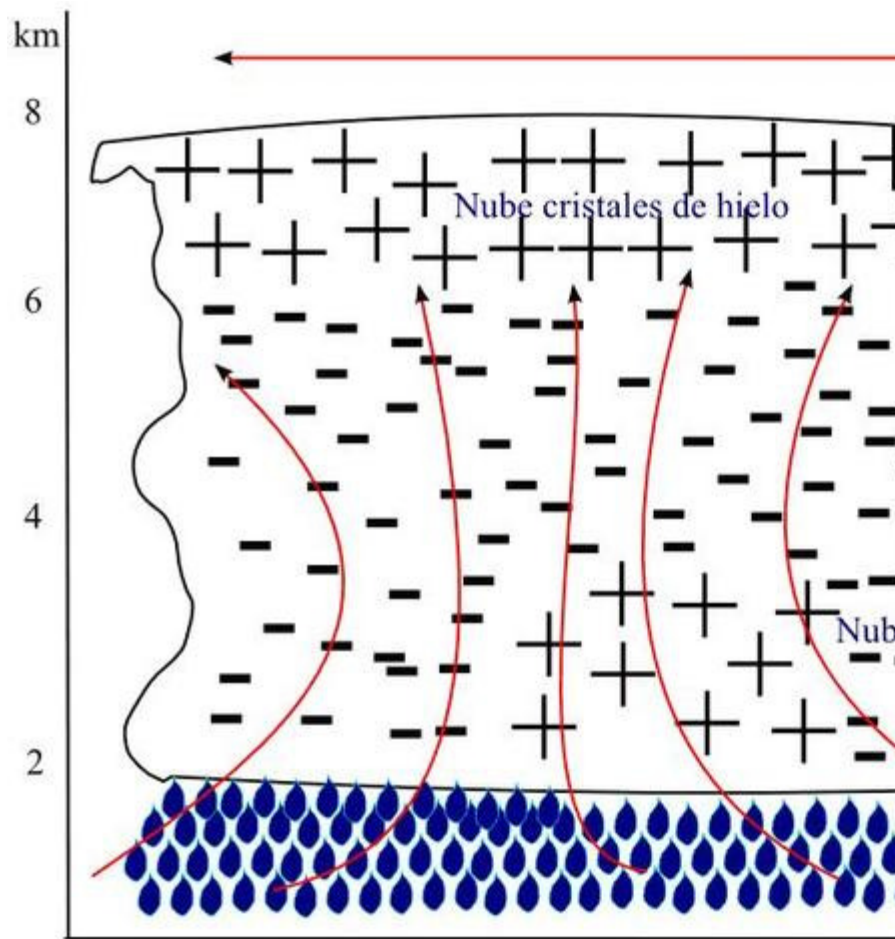
Ahora bien, al desintegrarse una gota, se separa la electricidad negativa de la positiva; el aire que asciende arrastra con él una carga negativa, mientras que las gotas hacen lo propio con una carga de signo positivo. Si el proceso de la desintegración de las gotas se repite varias veces, quedan así acumuladas considerables cargas eléctricas, capaces de producir los fenómenos propios de las

tormentas. Es evidente que el aire mismo asciende con una velocidad mucho mayor que la de las gotas por él desintegradas, y en consecuencia la carga positiva se acumula en aquella parte de la nube donde el ascenso es más intenso, en tanto que el resto de la nube adquiere una carga negativa o permanece eléctricamente neutral.

Son frecuentes las granizadas que acompañan las tormentas violentas. La estructura de los granos de granizo demuestra con toda claridad que en las tormentas deben producirse corrientes verticales de considerable intensidad. A menudo los granos de granizo están formados de sucesivas capas concéntricas, de hielo transparente y nieve, lo cual es un indicio de que el granizo debe haber pasado varias veces de la región que contiene agua líquida a la zona que contiene partículas de nieve, y viceversa.

Una tormenta en pleno desarrollo es acompañada de fuertes ráfagas, lluvia o granizada intensa, y descargas eléctricas con truenos. Durante la fase preliminar, en que la tempestad se acerca al lugar de observación, el viento arrecia, soplando en dirección al sector desde el cual, se aproxima la tormenta. Cuando la nube ha llegado al cenit, el viento cambia su dirección, soplando ahora desde la zona céntrica hacia fuera. En este momento se registra un brusco ascenso de la presión atmosférica, que puede llegar a algunos milibares, mientras que la fase anterior la presión había descendido. La precipitación, que había comenzado como aguacero violento y en forma repentina, se convierte en una lluvia de carácter más continuo, desminuyendo paulatinamente su intensidad. Las ráfagas que a menudo acompañan el paso de una tormenta, puede ser de tal intensidad que un piloto pierde por completo el control de su avión.

Las cargas positivas se ven circunscripta a la parte central de la corriente ascendiente, y el resto de la nube, en cuanto esté constituida por agua, lleva generalmente una carga negativa. La nube de hielo, a su vez, es portadora de una carga positiva.



Una tormenta es una o varias descargas eléctricas. El relámpago es la manifestación luminosa de la descarga eléctrica. Al ser una luz, ésta viaja a la velocidad de la misma, o sea a 300.000km/s o $300.000.000\text{m/s}$. El trueno es la manifestación sonora de la descarga eléctrica producida por una abrupta expansión del aire. Al ser sonido, éste viaja a la velocidad de la misma, o sea a 1.250km/h o $347,22\text{m/s}$.

El gradiente potencial crítico (GPC) es el límite superior que determina hasta dónde hay una aislación en el aire para evitar el relámpago. Una nube se comporta como un gran capacitor. La nube emisora del relámpago es una superficie que almacena la carga eléctrica junta con las cercanas a ellas o la superficie de la tierra. El aire se comporta como un dieléctrico y por tal, es aislante. Cuando se supera la capacidad de aislación del aire, se dice que se superó el gradiente potencial crítico y el aire deja de ser aislante para convertirse en un conductor. Nunca será un conductor ideal, ya que presenta altísima resistencia, pero dejará circular la corriente.

La humedad y la presión atmosférica, modifican el gradiente de potencial crítico. Si bien, cuando hay tormenta, la presión atmosférica es baja, quedándonos la variable de la humedad. Cuando el aire está más húmedo, el nivel del gradiente de potencial es más bajo, por consiguiente, es más propenso a que se formen descargas eléctricas. En aire húmedo el gradiente potencial crítico es de 1.000 V/m (Voltios/metro) 1×10^3 V/m esto quiere decir que, para que se produzca un rayo de un metro de distancia, tiene que tener 1.000 de voltios.

El rayo, tiene una temperatura de 10.000°C. Esta alta temperatura que supera a la superficie del sol (5.506,85°C.), hace que el aire se expanda en forma abrupta generando el trueno, que como vimos anteriormente, es un sonido.

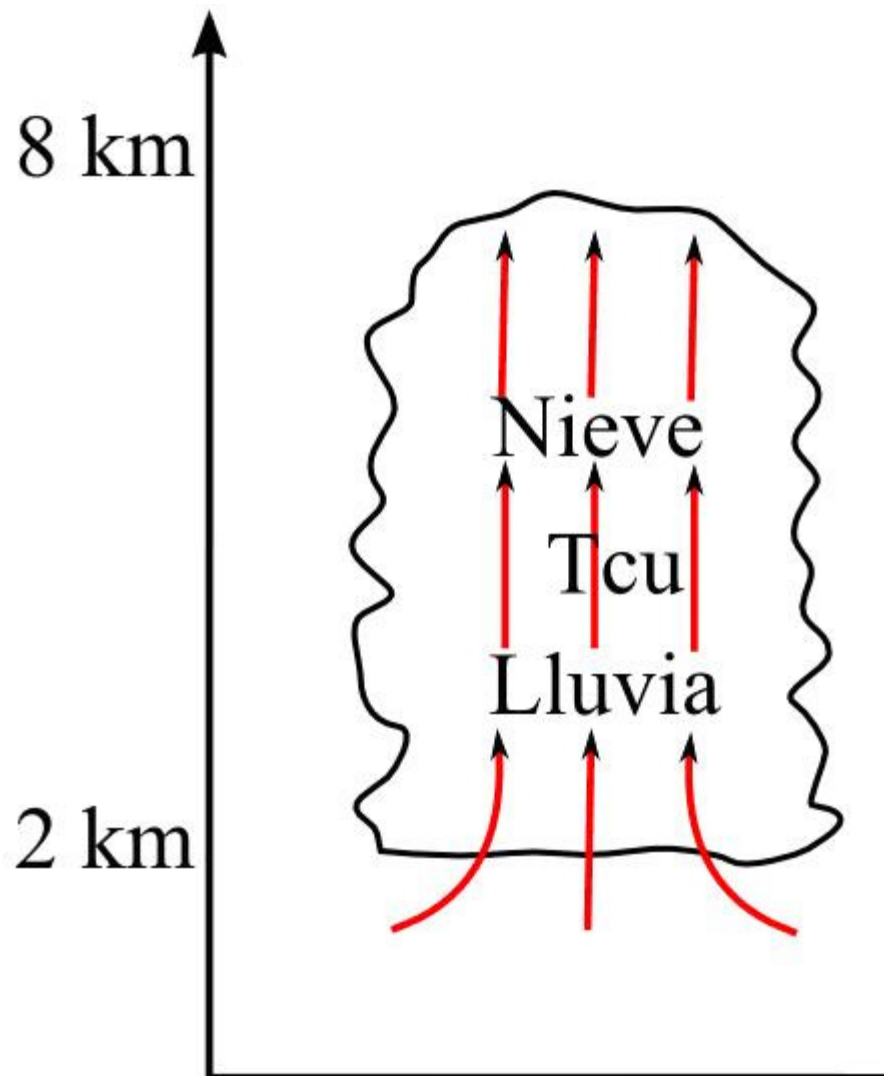
Las descargas eléctricas se producen de nube:

- a nube.
- a sí misma.
- al aire.
- a la superficie de la tierra.

La forma que se inicia una descarga eléctrica, respeta unas series de paso. Primero parte desde la nube, de la zona positiva de la misma, una descarga piloto que busca caminos de menor resistencia buscando las zonas negativas a su alrededor. Como vimos anteriormente; si la descarga se hace a otra nube, la descarga piloto buscará la zona negativa de la nube receptora; si lo hace en sí misma, se dirigirá hacia la zona negativa de la misma; si lo hace al aire, la descarga piloto, busca la zona más negativa del aire producido por la diferencia de humedad del aire y presión; si la descarga se hace hacia la superficie terrestre, la descarga piloto buscará la zona más negativa y de menor resistencia, como en los dos casos anteriores. En la superficie terrestre, el océano / mar, un pararrayos, una persona, un árbol, tendido eléctrico, o cualquier objeto que presente una baja resistencia es buen contacto del rayo. Una vez que la descarga piloto hizo contacto con el destino, se produce una circulación de las cargas eléctricas buscando un equilibrio eléctrico produciéndose el rayo o relámpago. Se generan, muchas veces, rayos de retorno desde la superficie de la tierra hacia la nube. A simple vista, no se puede determinar de donde partió el rayo, solo se sabe con cámaras de alta velocidad.

Formación y evolución de las células de tormentas.

Fase inicial: Las corrientes ascendentes, hacen crecer la nube que inicialmente fue un cúmulus, luego un stratuscúmulus, continuando por un torrescúmulus o cúmulus potente. Estas mismas corrientes, hacen que las gotas de agua se empiecen a producir rozamiento cargándolo eléctricamente. Su tamaño es de una gota mayor de 4 mm de diámetro pero las corrientes ascendentes, no la dejan caer. Esto produce que las gotas crezcan de tamaño, se dividan y vuelvan a crecer. Se empiezan a generar las condiciones previas para formarse el granizo. A medida que esto pasa, se libera calor latente haciendo que la nube se auto-alimente.

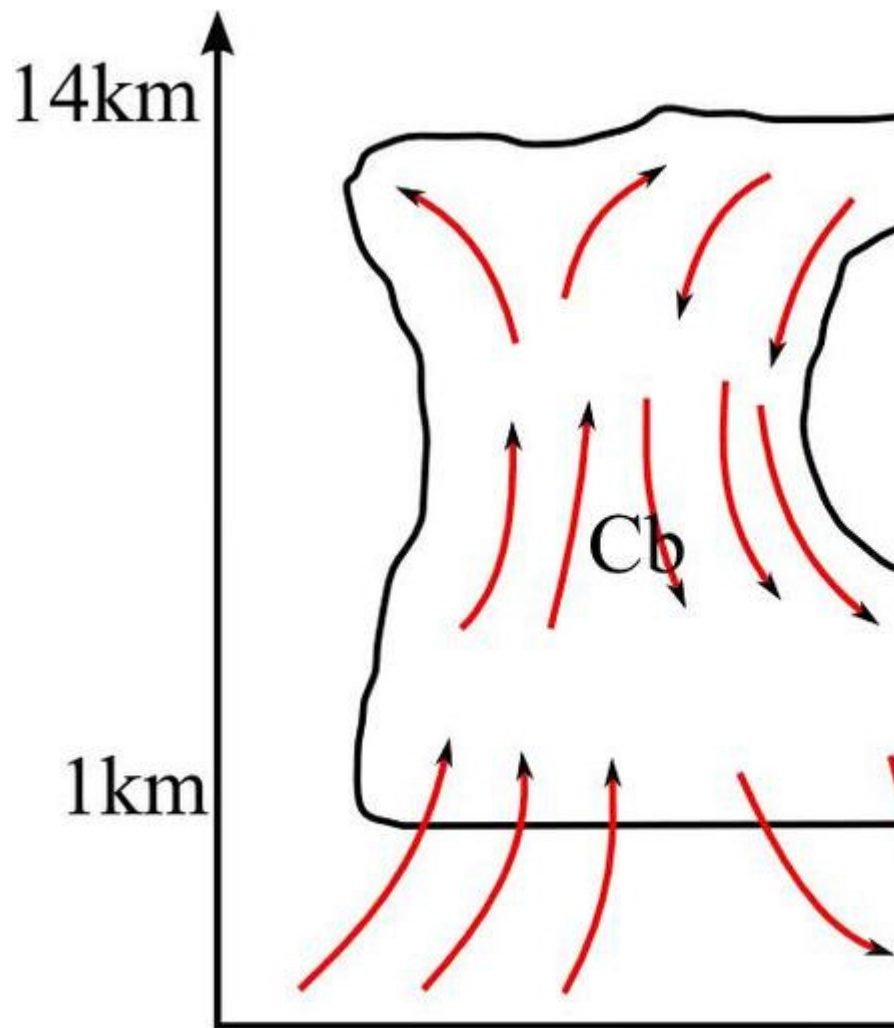


Fase de madurez: Las partículas acuosas aumentan de tamaño y se disuelven. Las gotas de agua pasan de la zona de agua líquida a la zona con cristales de hielo y viceversa. Esto genera el granizo y

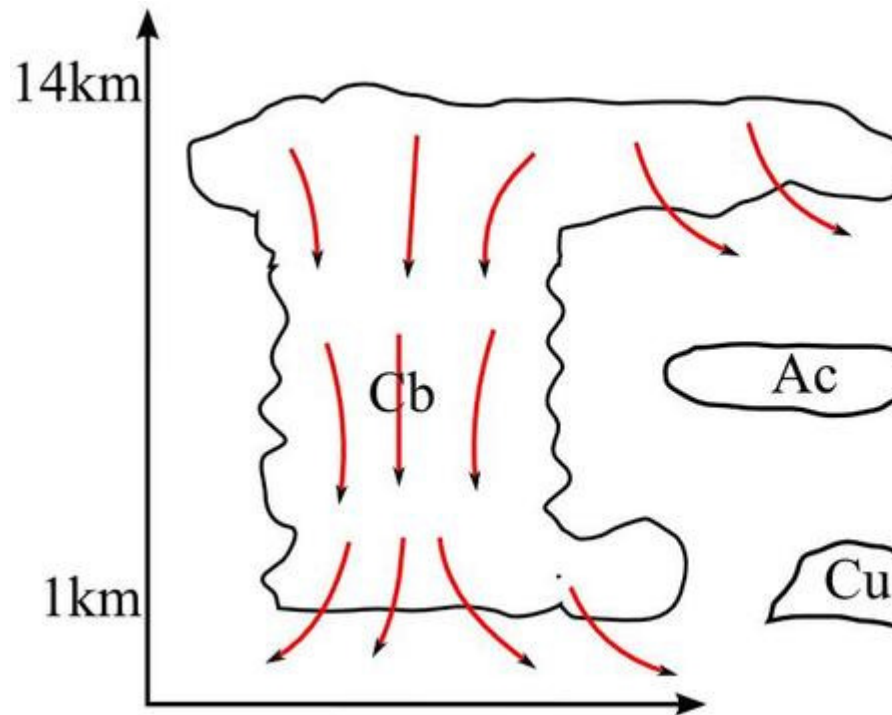
dependiendo del tamaño del Cb y de la turbulencia dentro de la misma, dará el tamaño del granizo. Por consiguiente, cuanto mayor es el Cb, mayor será el tamaño del granizo. El aire no la puede sostener, tanto a las gotas de lluvia como al granizo. Éstos comienzan a caer y arrastran al aire. Se producen fuertes ráfagas junto a la superficie terrestre. La liberación del calor latente es mayor, ayudando a su crecimiento produciendo, que llegue su límite superior a la tropopausa que baje la base ya que crece tanto que se ve obligado a bajar la base. La nube aumenta de tamaño en forma considerable y peligrosa.

Se empieza a formar el yunque debido a su gran crecimiento y escapando la fuerza por un costado que coincide con la dirección que avanza el Cb.

En el interior, la visibilidad es nula; abunda el granizo y las corrientes verticales en el núcleo, alcanzan los 20 a 40m/s.



Fase final: Debido a la precipitación, las corrientes verticales empiezan ser descendente generando un aire estable y disipando la nube. La precipitación continúa pero en disminución. Se desgarran el yunque formándose Cirrus (CI). La nube se estratifica transformándose en Cúmulus y Stratuscúmulus. En la parte media de la nube, ésta se desgarran formándose Altopscúmulus y Altostratus. En este punto, finaliza la precipitación por parte del Cb.



Tipos de tormentas.

Hay tres tipos de tormentas a saber:

1. **Masas de aire:** Área de cientos de Km., de diámetro.
2. **En línea:** Líneas de cientos de Km., de largo (Línea de inestabilidad).
3. **Frontales:** Tienen cambios de masas de aire.

Las condiciones son:

- a). Aire húmedo en gran espesor.
- b). Aire inestable en gran espesor.
- c). Mecanismo inicial de ascenso (convección, orográfico, frontales, etc.).

« Última modificación: Febrero 09, 2014, 06:34:10 por David Met »

En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

-Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)
[Met](#)



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« **Respuesta #27** : Agosto 15, 2009, 11:09:05 »

Administra
dor
Stratus

Detección de tormentas.

La detección de tormentas se hace por dos sistemas diferentes. Una desde tierra a través de un radar y otra desde satélites.

Cumulus

Desde radar.



La detección por el radar es básicamente simple. Se envía una señal y se espera su rebote. Como se sabe la velocidad de propagación de la señal (a velocidad de la luz) y con la intensidad de la señal emitida, se puede saber con exactitud la distancia; dirección y altura de la tormenta y su intensidad de la misma. También se puede detectar áreas de lluvias, granizo, y si hay presencia de nubes, se puede determinar la dirección e intensidad del viento.

Desc
onect
ado

Sexo:


Mensajes:
2371

El radar se ubica en una zona estratégica que dependerá de la importancia de detectar el avance de los fenómenos y su alcance. Para detectar la dirección de los fenómenos, el radar gira sobre su propio eje emitiendo una señal y esperando un eco, de esta manera calcula todo lo que se mencionó antes. El alcance de los radares meteorológicos son de 400 Km., de radio. Este alcance, si bien puede ser superior, está limitado a la curvatura de la tierra. Como la señal emitida viaja en forma recta, la curvatura de la tierra juega en contra al engañar la altura en que se encuentran los fenómenos. Para determinar la altura de los fenómenos meteorológicos, el radar se inclina una vez por vuelta y con el ángulo conocido y la distancia, se determina la altura fácilmente.

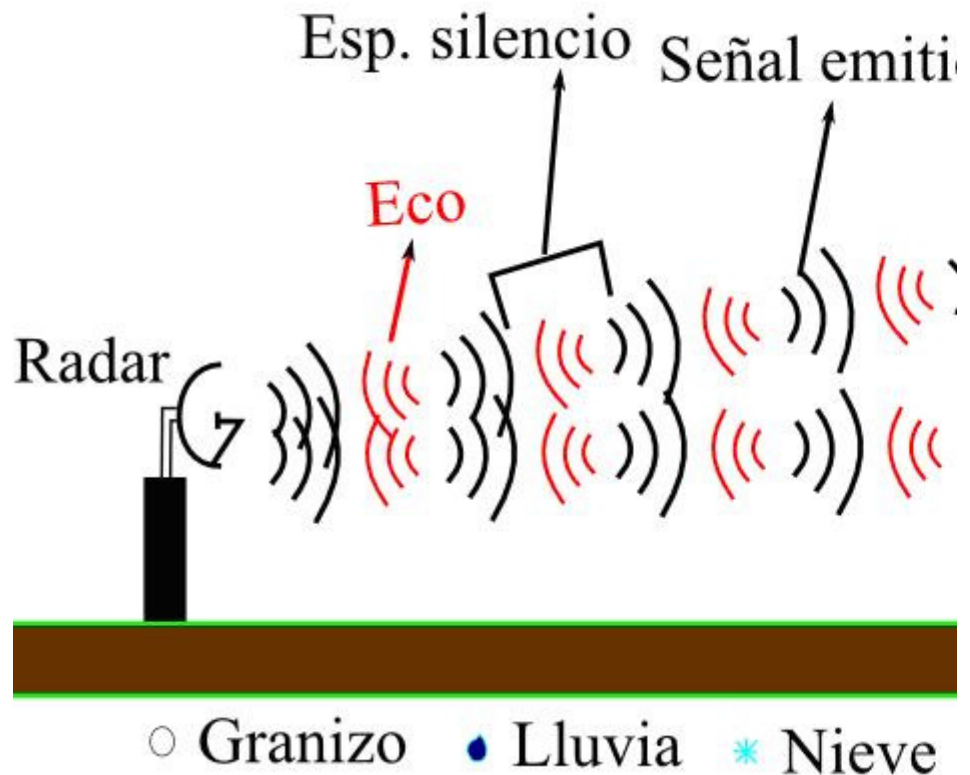
Cumuloni
mbus

Dependiendo de que se quiera detectar, la longitud de onda cambiará. Para detectar nubes, la longitud de onda es de 1cm., para detectar lluvias, la longitud de onda es de 3 a 5 cm., y para detectar granizo, la longitud de onda es de 10 cm.



La fuerza de señal que tiene un radar, es capaz de detectar nubosidad detrás de otra ya que una parte de la señal emitida, es rebotada en el fenómeno detectado y otra parte la atraviesa rebotando en el siguiente objeto. Como es de esperar, si el fenómeno detectado es muy denso, la capacidad para detectar otro fenómeno detrás del primero, la sensibilidad del radar, caerá notablemente; por lo que hay que ser muy cauteloso analizar las imágenes de un radar cuando delante hay una

tormenta grande.



Representación (procesamiento de imágenes).

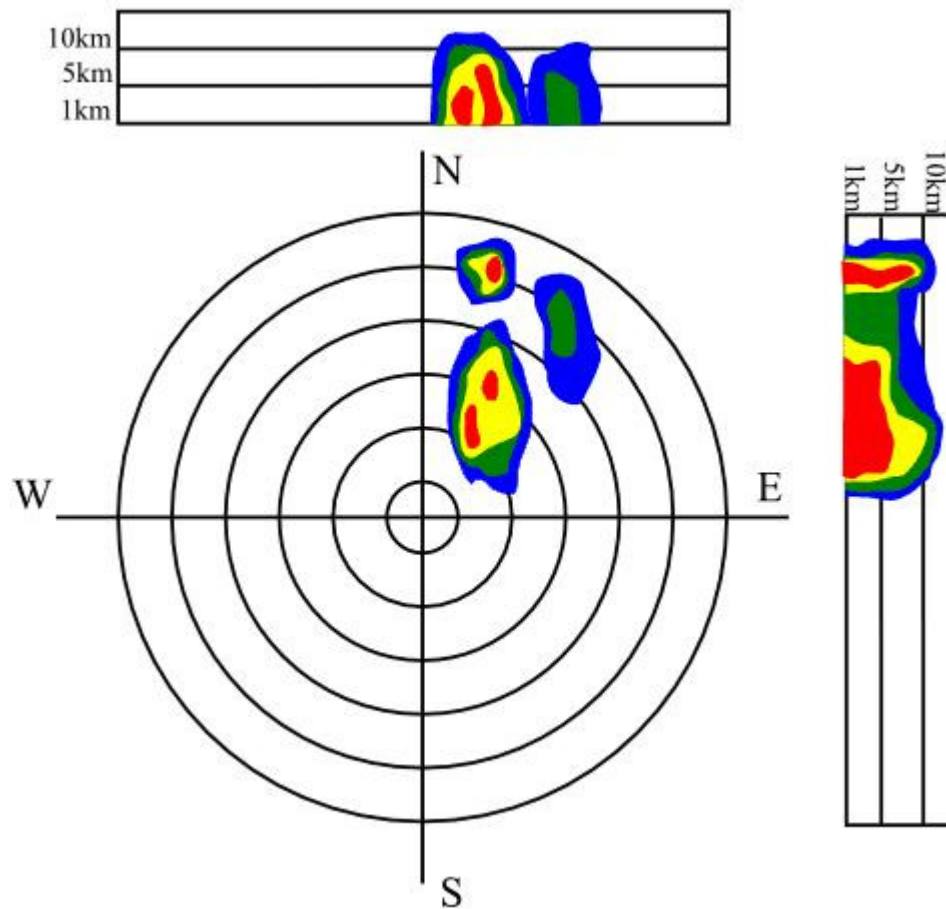
Una vez que el radar barrió los 360° y también en altura, presenta la imagen en una pantalla. Dependiendo los colores de la imagen, nos dirá la concentración de las gotas de agua, nieve o granizo de la nube. En efecto, al haber mayor concentración de éstos últimos, la señal que rebota de la misma, será con mayor intensidad indicando mayor concentración o más denso el fenómeno detectado. La intensidad con que se mide la señal de rebote o eco, se mide en unidades de reflectividad (dBz), por consiguiente, cuanto mayor son los decibeles detectados, mayor es la importancia del fenómeno detectado. La escala empieza desde 2.0 a 58.0 dBz. Veamos que indica cada unidad de reflectividad está asociado a los fenómenos significativos.

- * 18 a 30: Lluvia débil.
- * 30 a 38: Lluvia ligera a moderada.
- * 38 a 44: Lluvia moderada a fuerte.
- * 44 a 50: Lluvia fuerte.
- * 50 a 57: Lluvia muy fuerte y probable granizo.
- * Mayor de 57: Lluvia fuerte y granizo.

Cada unidad de reflectividad, está asociado a un color y con este color se dibuja en la pantalla para así interpretar mejor la información obtenida.



Vemos en la figura siguiente la información presentada por el radar. Se puede apreciar en forma instantánea, las áreas de lluvias en distintas intensidades. El color rojo, se puede asociar también a tormentas.

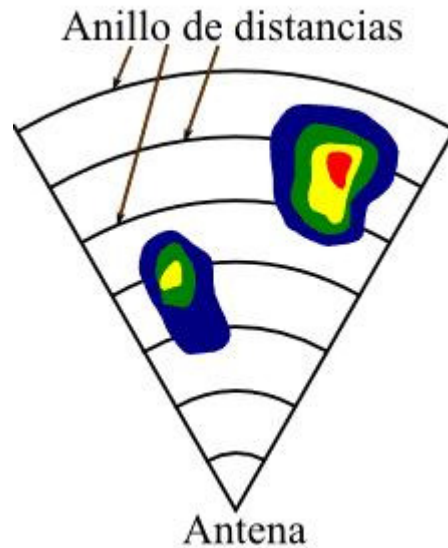


Las partes de la cobertura del radar representada en la pantalla que no están pintadas, no indica que está despejado, por el contrario, con estas características, se sabe que está totalmente cubierto solo que no hay áreas de lluvias. Se puede apreciar que también está representada la altura de los fenómenos con una barra horizontal en la parte superior y una barra vertical del lado derecho y la altura está perfectamente indicada. Para leer esta información representada, hay que descomponer la imagen central en dos líneas, una vertical y otra horizontal, de esta manera nos dará la altura correspondiente al fenómeno.

Se ve en el cuadrante NE que hay varios fenómenos detectados. Sobre el eje del Norte hacia el centro, hay próximo 3 toques de color rojo, si vemos en la aparte superior donde nos indica la altura, no podemos saber cual de los 3 puntos corresponde la altura de casi 10km. Para determinar ello, nos dirigimos a la barra vertical derecha y podemos determinar fácilmente que el tope rojo de casi de 10km de alto, corresponde al tope rojo superior que está más lejos del radar.

Las aeronaves también disponen de un radar meteorológico para así

evitar las tormentas. Éste, tiene una cobertura máxima de 120° hacia los costados y posee anillos que indican la distancia con respecto a la antena. La longitud de onda con que trabajan estos radares son de 5 a 6 cm.



 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)

[Met](#)

Administrador

ador

Stratus

Cumulus



Desconectado

ado

Sexo: 



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #28 : Agosto 16, 2009, 12:19:21 »

Desde satélites.

Los satélites meteorológicos son diseñados específicamente para tal fin y para ello cuentan con una serie de sensores llamados radiómetros que captan una imagen de la superficie y atmósfera terrestre. Estos sensores trabajan en diferentes bandas del espectro de radiación, cada una de ellas utilizable en requerimiento específico. La radiación recibida corresponde en el espectro visible e infrarrojo.

Mensajes: 2371 En la visible, capta la luz reflejada por el sol hacia el satélite y es como si el ojo humano estaría sobre el satélite. La radiación infrarroja da idea de la distribución del calor en la atmósfera y de la superficie terrestre pudiendo saber la temperatura de la superficie y el océano, mar y ríos. Como la radiación infrarroja no depende del sol, ésta se puede utilizar tanto de noche como de día.



Cumuloni
mbus



Los satélites meteorológicos se clasifican según su órbita que son órbita polar y órbita geoestacionaria. En la órbita polar, el satélite pasa por los polos a una altura de 850Km, pasan por un mismo punto dos veces por día y mediante 14 órbitas obtienen información de todo el globo terrestre. La órbita geoestacionaria, permanecen estacionarios con respecto a la tierra de modo que siempre observan la misma región del globo a 36.000 Km.

Una vez que los satélites obtuvieron la información, lo retransmiten a centros meteorológicos alrededor del mundo. Se comunican con estaciones automáticas fijas en tierra o móviles (instaladas en boyas y barcos) para requerirles información y transmitirlos a centros meteorológicos. La información consiste en datos de presión, temperatura del aire, suelo y agua, viento, humedad, radiación solar y otros parámetros de utilidad para la meteorología y Oceanografía.

Hay varias imágenes procesadas y presentadas en forma diferente a saber:

- Topes nubosos
- Infrarroja
- Visible
- Vapor de agua
- Stratus bajos y nieblas.

Topes nubosos:

Al igual que en el radar, sobre un mapa se pintan topes de colores correspondientes a la temperatura de la nubosidad.

Las temperaturas de -32°C corresponden a nubosidad alta, ubicada generalmente alrededor de los 6000 mts.

La temperatura de -52°C representa el límite a partir del cual podría asegurarse que se está produciendo precipitación en superficie (según trabajos de Scofield y Oliver, norteamericanos).

Es importante aclarar que puede estar precipitando con temperaturas de topes nubosos más calientes.

Las temperaturas de $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ representan nubes con mayor desarrollo vertical (más de 10000 mts de tope) y por lo tanto asociadas con precipitaciones más intensas a medida que el tope es más frío.



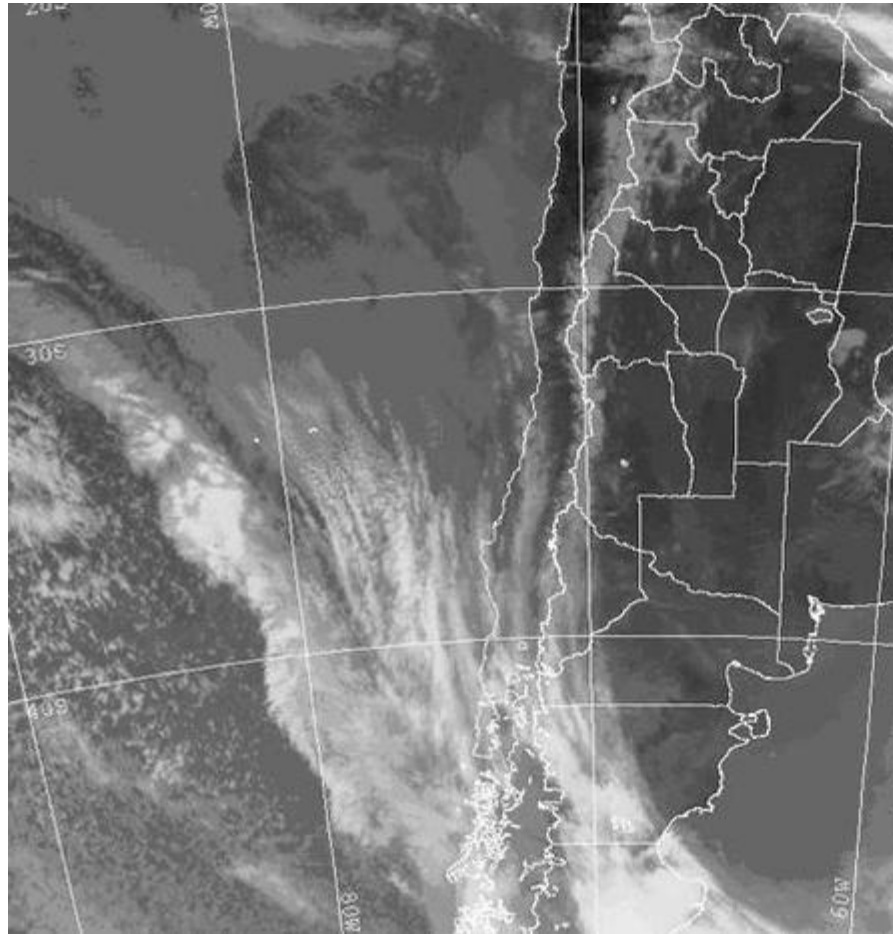
La imagen anterior, corresponde a una imagen satelital de tope nuboso. Se puede apreciar las diferentes tonalidades de nubosidad y algunas tienen colores pintados indicando la temperatura que tienen y que pueden estar precipitando, con precipitación fuerte y tormentas. Se ve claramente la laguna de Mar Chiquita en el norte de Córdoba y que está delimitado para su mejor identificación.

Infrarroja:

La imagen infrarroja, muestra la radiación térmica emanada por los objetos observados. Hablaremos de las imágenes que muestran fenómenos de tormentas, lluvias y nubosidad.

Esta imagen, muestra mejor a la nubosidad media, alta y a los tope de los cumulonimbus debido al gran contraste de temperaturas entre la superficie del suelo u océano y de la nubosidad. Como la nubosidad tiene prácticamente la misma temperatura no se puede diferenciar de la superficie terrestre u océano y la nube. Muy pocas veces se puede ver la nubosidad baja y es detectar lagunas que normalmente se ven. Como la temperatura del agua y de la superficie de la tierra son diferentes, se crea un contraste que se puede apreciar en la imagen. Si por ejemplo, hay una laguna o un río que se ve con cielo despejado, pero no se lo puede apreciar y no se ven nubosidad media, alta ni cumulonimbus, se puede estar seguro que hay nubosidad baja o nieblas, debido a que tapan la laguna o río.

Lo mismo pasa con la línea de costas. Cuando éstas desaparecen o aparecen desgarradas, tenemos presencia de nieblas, neblinas y/o nubosidad baja. No hay que confundir las líneas delimitadoras con las diferentes tonalidades de grises. Se tiene que apreciar muy bien una diferencia de colores entre las costas y el agua.



La imagen anterior, corresponde a una imagen satelital infrarroja. Se puede apreciar la nubosidad media y alta cubriendo gran parte la provincia de Buenos Aires, sur de Entre Ríos y sur de la Republica Oriental del Uruguay. En la parte sur de la República Argentina y la República de Santiago de Chile, se puede apreciar nubosidad media bastante espesa y cirrus. En el océano Pacífico, se pueden apreciar Altoscúmulus en bandas. La línea de la Cordillera de Los Andes, se ve la nubosidad asociada al ascenso orográfico debido a las corrientes de aire que vienen del lado del Pacífico. Nótese como el océano presenta una capa uniforme de color y diferente de la superficie terrestre.

Visible:

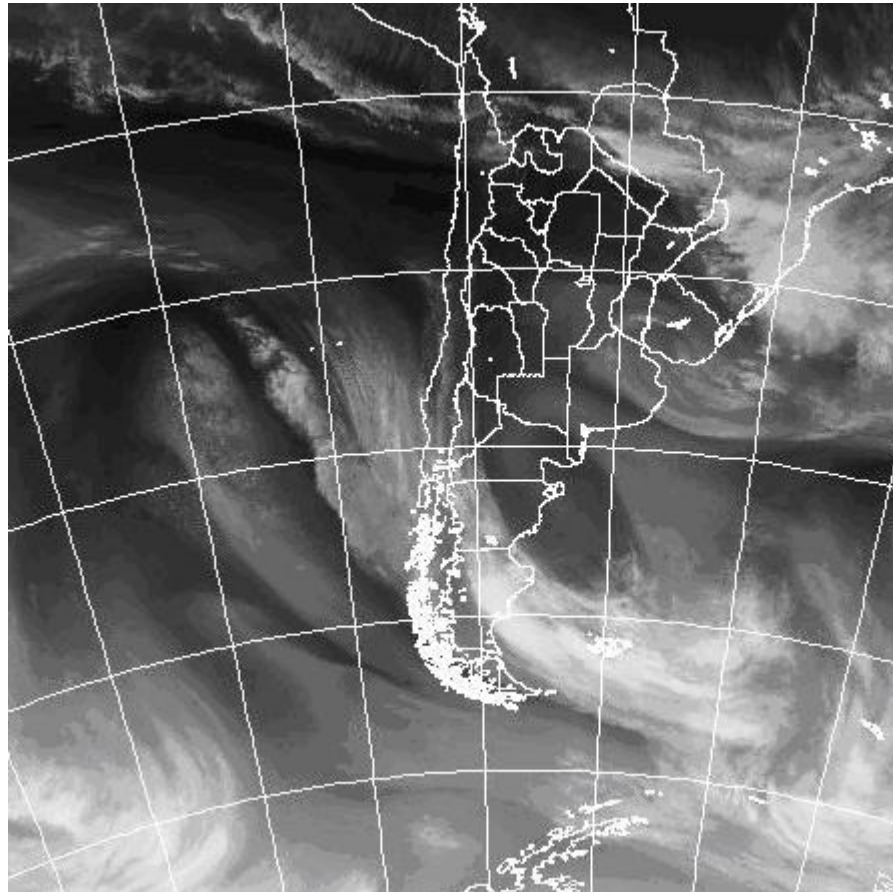
Tal como se mencionó antes, la imagen visible, nos muestra una imagen satelital como si el ojo del observador estuviese en el satélite. Esta imagen, trabaja con la luz del sol reflejada en la nube. Se deduce que se puede ver mejor aquellos que reflejan más la luz

mejor conocido como el ALBEDO. Se deduce entonces que la nubosidad baja y media que sean espesas, la nieve, el hielo, las salinas reflejan mejor la luz. La nubosidad alta no se ve en la imagen visible, porque son delgadas y la luz reflejada de la nubosidad baja y media, pasan a través de las altas. Los cumulonimbus, se pueden ver claramente, porque las cimas son espesas y muy blancas ya que están compuestas por hielo. A menudo se puede ver la cima de los Cb.

La imagen anterior, corresponde a una imagen satelital visible. Se puede apreciar la nubosidad baja y media. También se ve claramente la nubosidad en la línea de la cordillera de Los Andes. Debido al ángulo con que penetra la luz del sol a la hora que la imagen fue obtenida, se ve claramente la escala de grises bien diferenciadas marcando la superficie terrestre y el agua. Nótese que la laguna de Mar Chiquita al Norte de la provincia de Córdoba, se ve claramente.

Vapor de agua:

Esta imagen satelital, no muestra el vapor de agua presente en la atmósfera. Nos marca claramente la corriente en chorro (que veremos más adelante) y su movimiento. Es muy útil en la utilización del pronóstico.



La imagen anterior, corresponde a una imagen satelital de vapor de agua. Se puede apreciar el contenido de humedad en la atmósfera y la posibilidad de formación de nubes. La parte más interesante, se puede observar la corriente en chorro atravesando a la Argentina que viene desde el océano Pacífico al océano Atlántico (la ondulación formada).

NOTA: Todas las imágenes satelitales, corresponden a la misma fecha y hora.

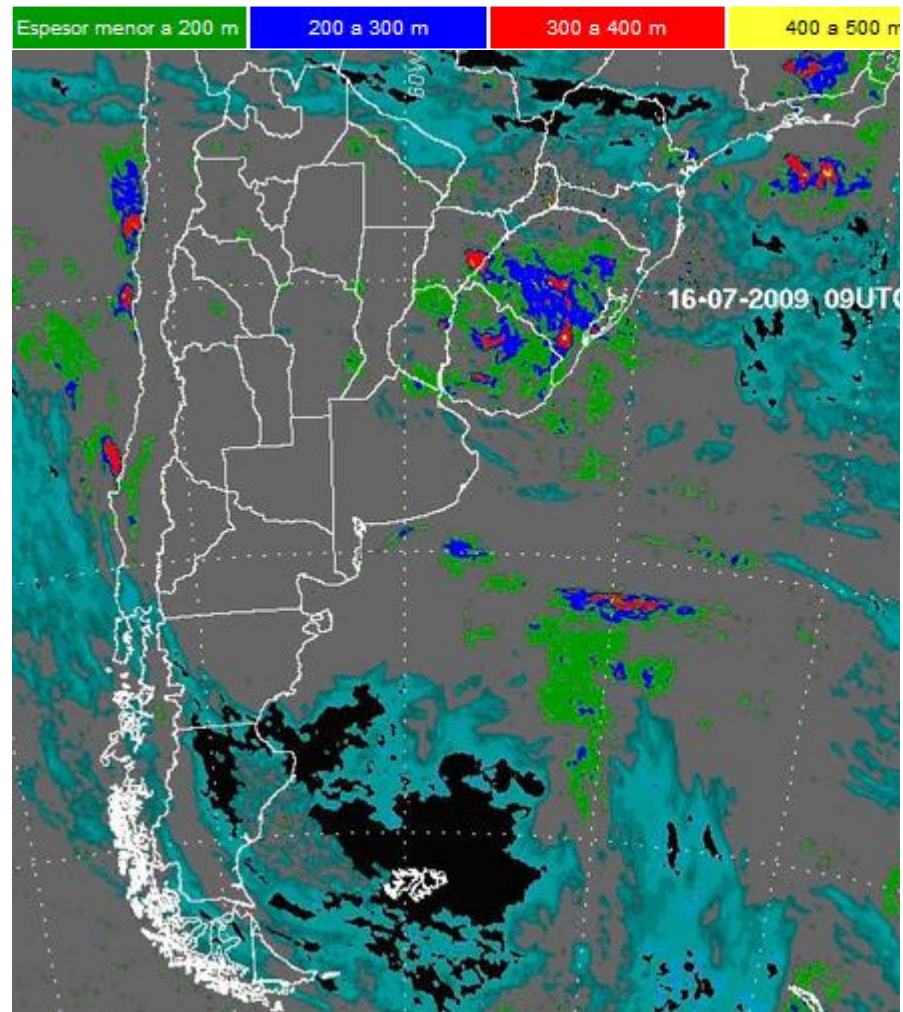
Stratus bajos y nieblas:

Como su nombre lo indica, se especializa en ver los Stratus bajos y las nieblas formadas. El presente producto es confeccionado en forma experimental por la División Vigilancia Meteorológica por Sensores Remotos del SMN utilizando imágenes trihorarias del satélite GOES 12 en las horas de máximo enfriamiento con ausencia de radiación solar, normalmente a las 06 y 09 UTC. Debe tenerse en cuenta que la imagen presenta la estimación del

espesor (diferencia entre base y tope) de una capa simple de stratus bajos y/o nieblas en regiones libres de nubosidad media y alta.

El método original para obtener el producto de stratus bajos y nieblas ha sido desarrollado por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), utilizando como referencia el trabajo de Ellrod, G.P., 1995: Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery, Wea. and Fcstg., 10, 606-619.

Al igual que los topos nubosos, la imagen se colorea con diferentes colores para, en este caso, saber la altura de los stratus y la capa de las nieblas y/o neblinas.



La imagen anterior, corresponde a una imagen satelital de Stratus bajos y nieblas. Se aprecia solo los lugares pintados solo donde hay

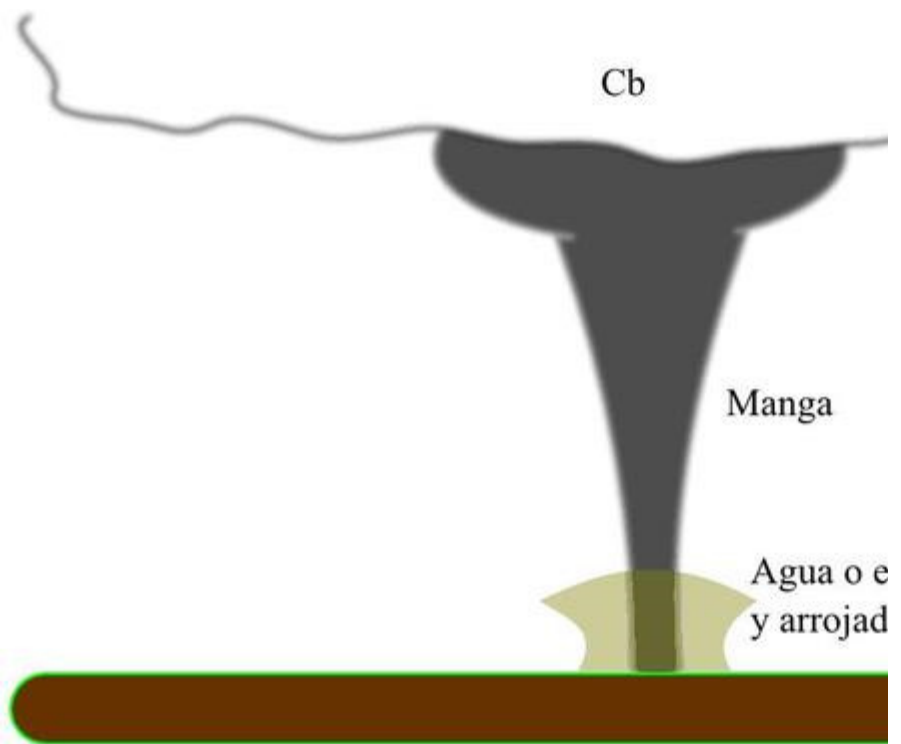
el fenómeno significativo descripto. Las zonas negras, indican que hay nubosidad más alta y no se puede saber a que altura está la capa.

Tornados y tromba marina.

Un tornado es un remolino circular de gran intensidad y reducida extensión horizontal, donde la velocidad del viento sobrepasa los valores propios de los huracanes. El diámetro horizontal de un tornado puede ser de unos pocos metros hasta más de un kilómetro, y las velocidades de los vientos que en ellos se observan pasan a veces los 300 km/h. En el centro de los tornados la presión es mucho más baja que en sus inmediaciones, fenómeno que junto con los vientos violentísimos, contribuye a producir efectos desastrosos. En el centro el aire asciende con gran violencia y estos remolinos suelen ir acompañados de abundantes precipitaciones en forma de lluvias o de granizo, y descargas eléctricas con truenos. La disminución de la presión en el centro de un tornado hace que el aire se enfríe debajo de su punto de rocío y por esta razón se observa esa característica nube en forma de embudo que señala el eje del remolino.

Los tornados son de corta duración; en efecto no suelen mantenerse por más de una o dos horas. Por regla general están vinculados a un frente frío del tipo de aquéllos que producen turbinadas; a menudo se forman en series y luego se desplazan en trayectorias casi paralelas, siguiendo la línea de la turbonada.

Las trombas marina no son más que tornados formados sobre el mar.



En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado

Sexo:



[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #29 : Agosto 17, 2009, 01:04:04 »

Análisis sinópticos.

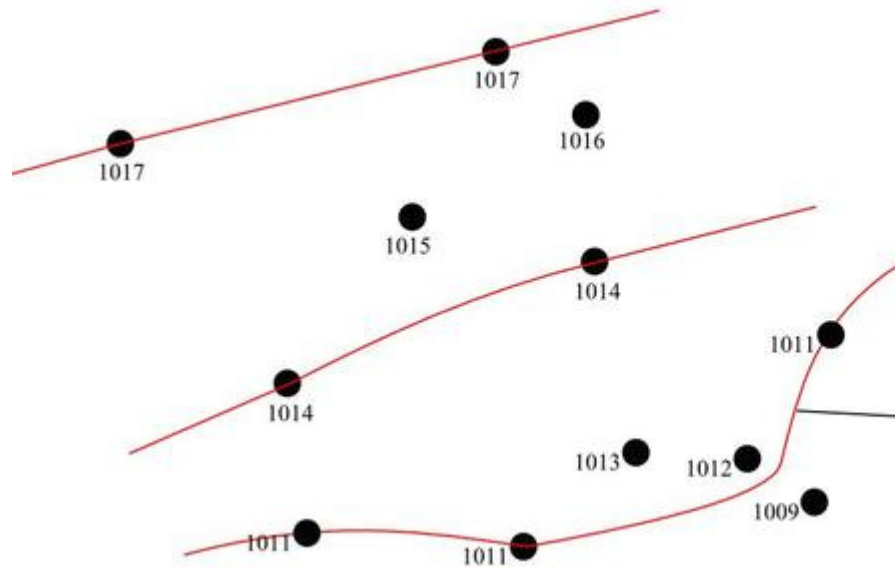
Análisis sinópticos a nivel medio del mar.

El análisis a nivel medio del mar se hace trazando líneas de iguales presiones. Estas líneas se llaman isobaras. Con esto, se puede determinar las zonas de Alta y Baja presión, los Anticiclones y Cuñas, los Ciclones y las Vaguadas. Se detectan los collados, las depresiones Tropicales, Subtropicales, Térmicas y Orográficas.

Mensajes: 2371 Las isobaras se trazan en múltiplos de 2 o múltiplo de 3, éste último es el más usado.



Cumuloni
mbus

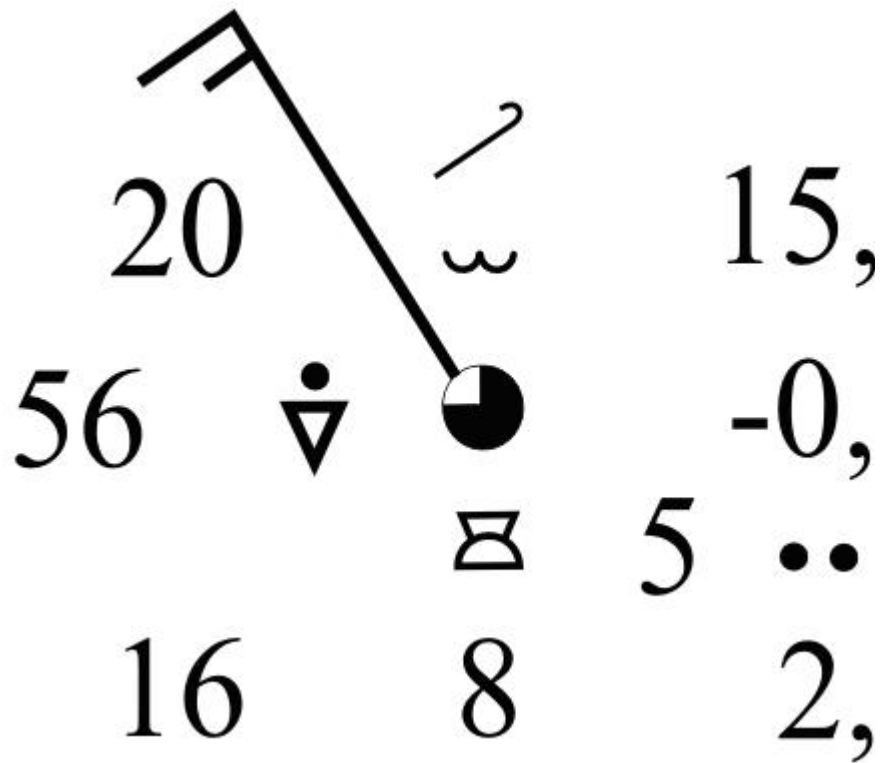


Como se puede apreciar en el ejemplo anterior, la gradiente de presión es muy débil, por lo que en las estaciones meteorológicas y su derredor, habrá muy poco viento. Hay dos zonas en las que las isobaras se juntan, en efecto, en esas zonas, el viento será más intenso.

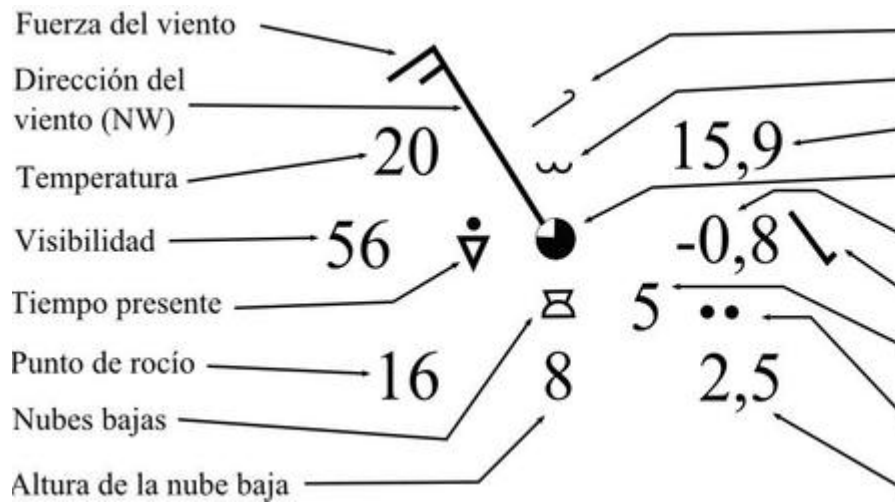
El análisis sinóptico se hace en un mapa sinóptico. Este mapa, se llama así ya que se vuelcan los datos sinópticos en ellos, y uno de estos datos es la presión.

Además de la presión, se vuelca la tendencia barométrica (diferencia de presión a 3 horas antes), la temperatura ambiente y la temperatura del punto de rocío, la nubosidad y cantidad, el viento y su intensidad, la visibilidad y los fenómenos meteorológicos. Con todos estos datos, el pronosticador puede dar un pronóstico del tiempo.


























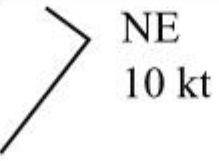
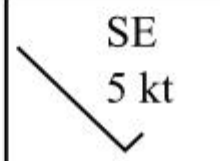
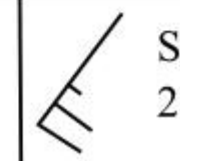
Veamos como se vuelcan los datos en una carta sinóptica para cada estación meteorológica. El punto central, es la estación meteorológica de superficie.



En la siguiente imagen, vemos el rótulo de cada parte de los datos volcados.



La siguiente tabla, muestra los diferentes símbolos y sus respectivas definiciones que pueden figurar en una carta sinóptica.

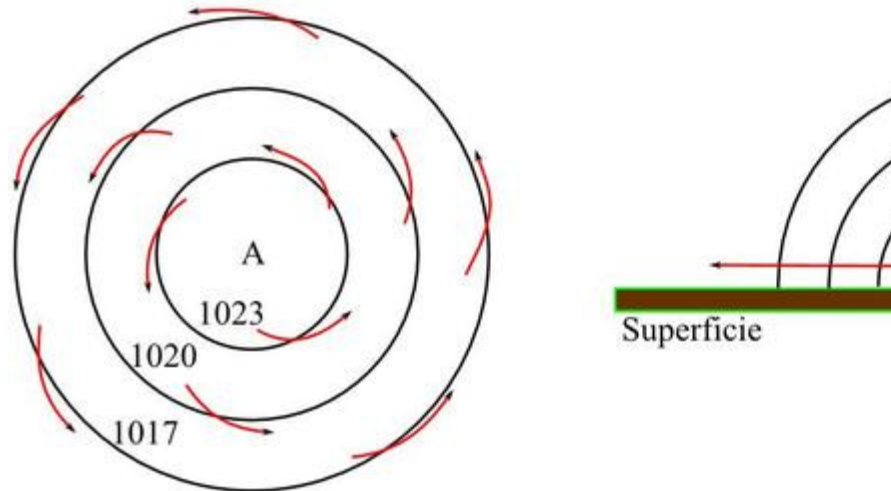
 Cirrus	 Bruma	 Llovizna	
	 Neblina	 Lluvia	
 Cirrustratus	 Niebla baja	 Nieve	
	 Niebla	 Aguanieve	
 Altocúmulus	 Chaparrón de lluvia	 nieve, aguanieve	
 Altostratus	 Tormenta eléctrica		
 Stratuscúmulus	 débil, moderada, fuerte		
 Fc Fs	NUBOSIDAD		
 Stratus			
 Cúmulus	0 1 2 3 4 5 6 7		
 Tcu	Cantidad de cielo cubierto en octavos		
 Cb	 Cielo invisible		
FUERZA Y DIRECCIÓN DEL VIENTO			
 NW 15 kt	 NE 10 kt	 SE 5 kt	 S 2 kt

Anticiclones y dorsales (cuñas).

Están formados por una o varias isobaras cerradas. Se puede definir como una región dentro de la cual la presión es mayor que en las regiones circundantes. En un centro de alta presión, el viento baja desde lo alto hacia la superficie y se aleja hacia los costados creando una subsidencia. Como el aire desciende, sufre un descenso adiabático, y como recordarán, cuando el aire desciende, se contrae y aumenta la temperatura. Al aumentar la temperatura, el aire puede contener más humedad sin saturarse. En estas condiciones, el punto de rocío se aleja de la temperatura del aire evitando que se formen las nubes. Este descenso genera un aire estable y por este motivo, las zonas de alta presión están asociadas a buen tiempo. Pero como es un aire estable, se pueden formar nieblas de radiación si hay suficientemente humedad para permanecer saturado o cerca de su

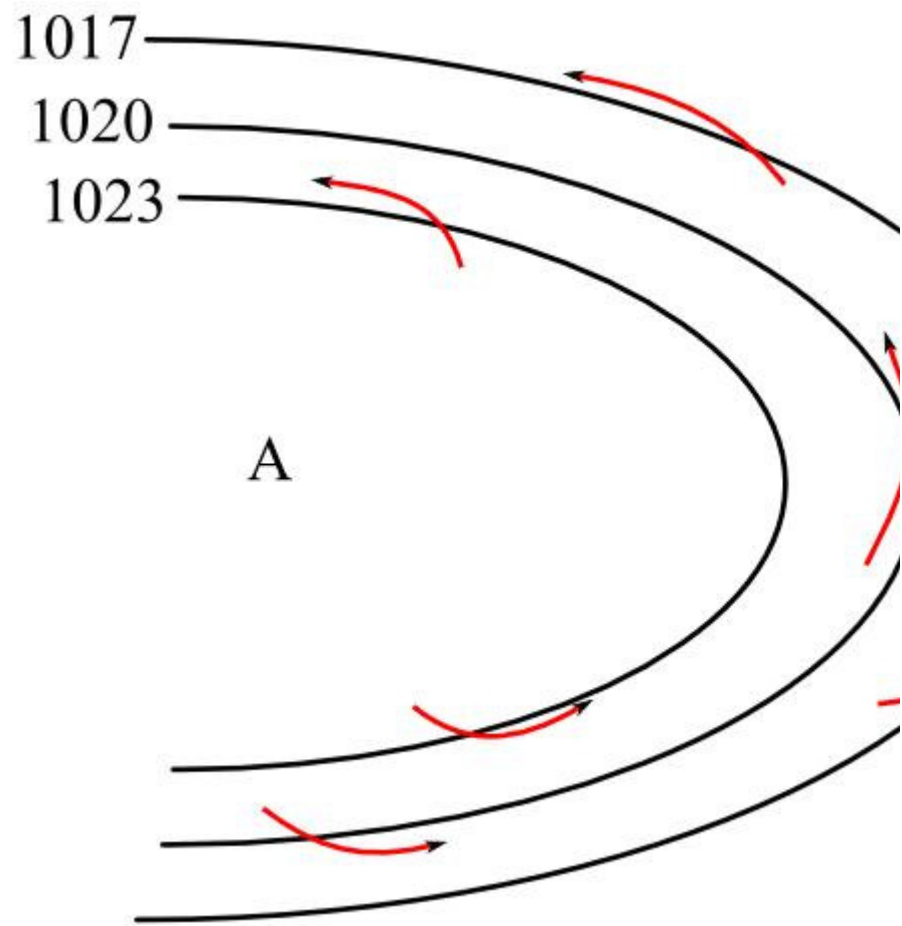
saturación.

El sentido de giro del viento es antihorario en el hemisferio sur, pero en el hemisferio norte el sentido es horario. La siguiente figura muestra un centro de alta presión.

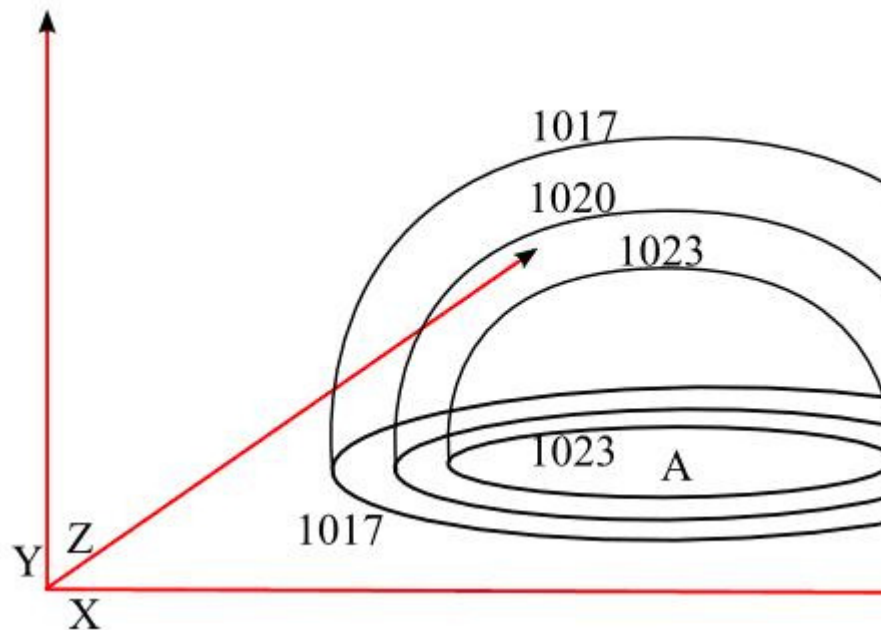


Dorsal o cuña.

En ciertas ocasiones, las isobaras no se cierran en forma de círculo, sino que las isobaras tienen un alargamiento en una parte de ellas. El viento es análogo a un centro de alta presión y produce los mismos efectos. Se crea una subsidencia evitando la formación de nubosidad.



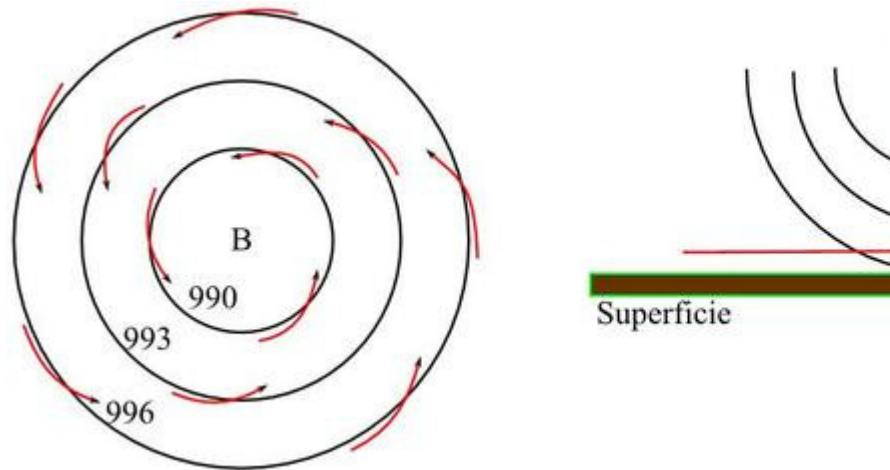
Recordemos como es un centro de alta presión en 3 dimensiones.



Depresiones y vaguadas.

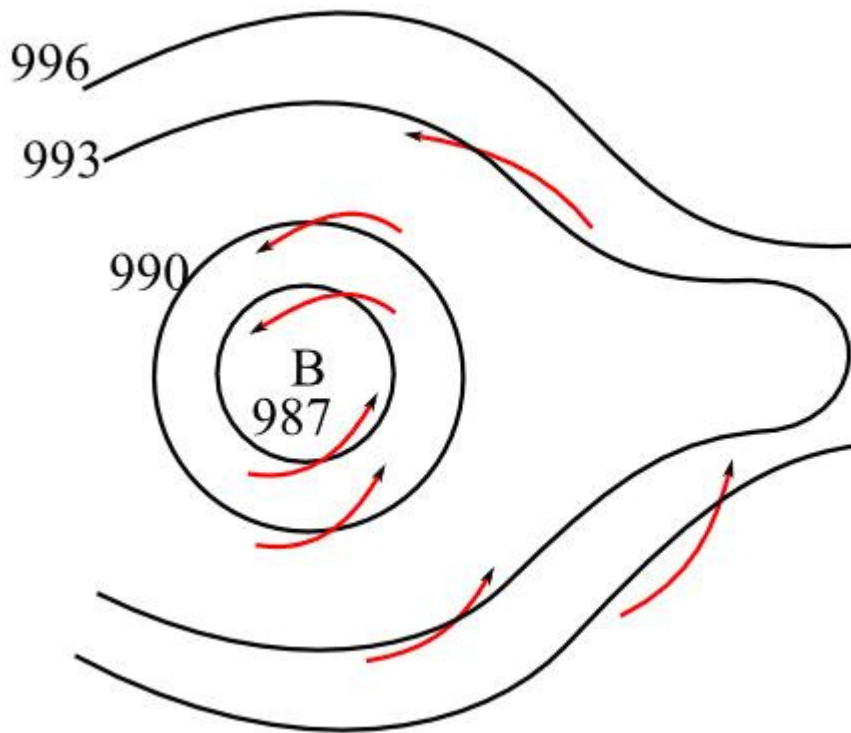
Están formados por una o varias isobaras cerradas. Se puede definir como una región dentro de la cual la presión es menor que en las regiones circundantes. En un centro de baja presión, el viento sube desde la superficie y el aire derredor se acerca hacia el centro creando una convergencia. Como el aire asciende, sufre un ascenso adiabático, y como recordarán, cuando el aire asciende, se expande y disminuye la temperatura. Al disminuir la temperatura, el aire no puede contener más humedad llegando a la saturación. En estas condiciones, el punto de rocío se acerca a la temperatura del aire ayudando a la formación de nubes y posteriormente precipitación y formación de tormentas. Este ascenso genera un aire inestable y por este motivo, las zonas de baja presión están asociadas a mal tiempo. En las depresiones frontales se agregan el efecto de nubosidad y meteoros asociados. El sentido de giro del viento es horario en el hemisferio sur, pero en el hemisferio norte el sentido es antihorario.

La siguiente figura muestra un centro de baja presión.

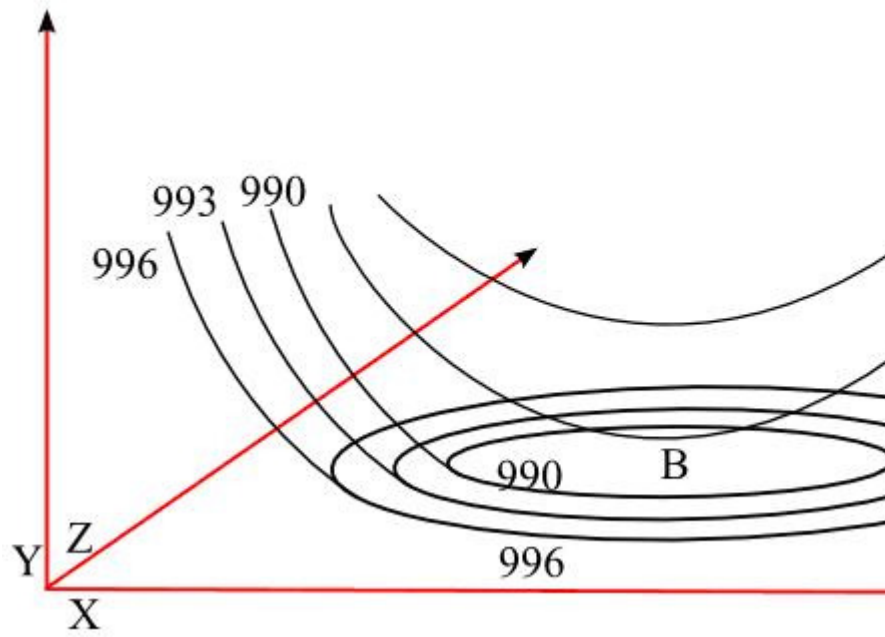


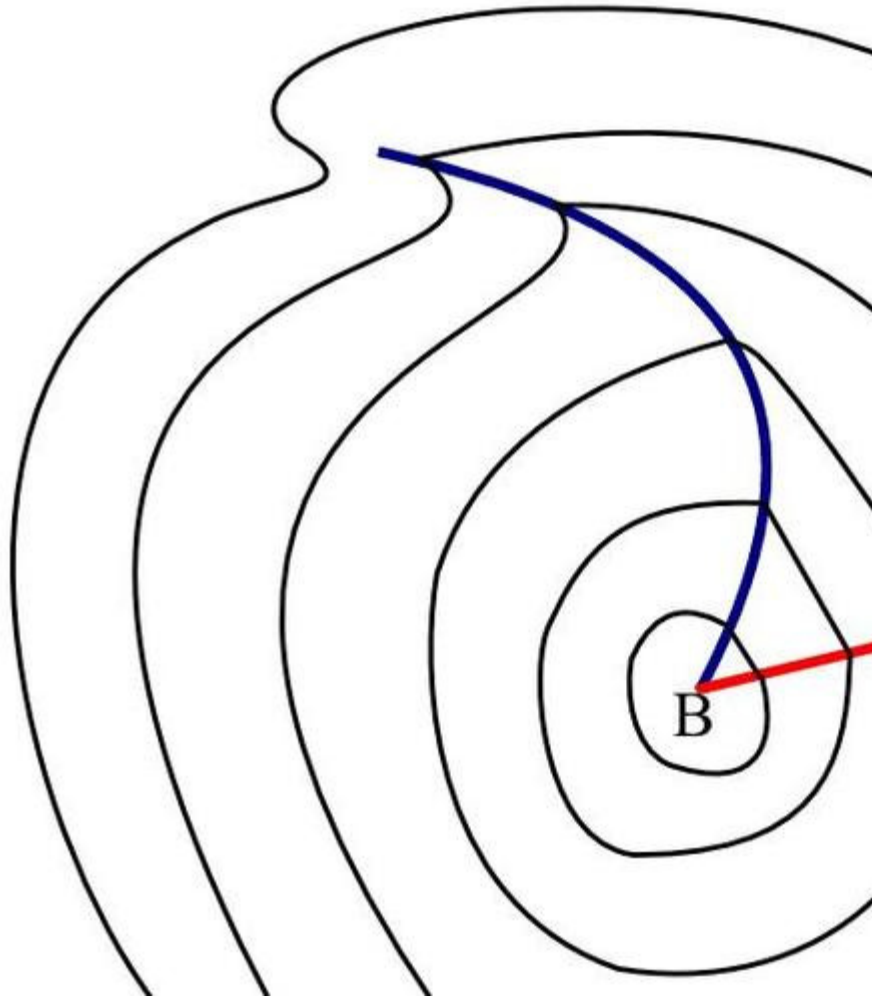
Vaguadas.

En ciertas ocasiones, las isobaras no se cierran en forma de círculo, sino que las isobaras tienen un alargamiento en una parte de ellas. El viento es análogo a un centro de baja presión y produce los mismos efectos. Se crea una divergencia ayudando la formación de nubosidad.



Recordemos como es un centro de baja presión en 3 dimensiones.



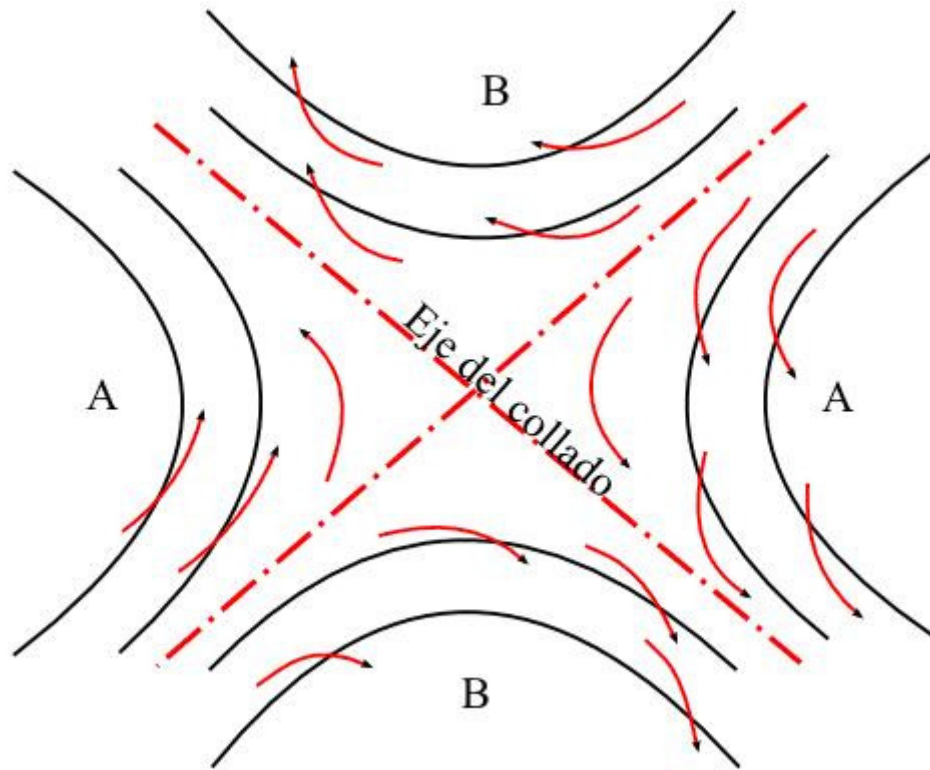


Todos los frentes fríos descansan en vaguadas, pero no todas las vaguadas están asociadas a los frentes.

Otras configuraciones isobáricas.

Collado.

Es el enfrentamiento de dos zonas de alta presión con dos zonas de baja presión. En la zona de enfrentamiento entre dos anticiclones y dos ciclones, se forman dos ejes llamados eje del collado. La nubosidad asociada a este efecto depende de la masa de aire con que están formados. Debido a que posee poco gradiente isobárico, en el eje del collado, los vientos son nulos o con muy poco viento. En el caso de que halla viento, este se arremolina en el cruce de ambos ejes.



Depresiones térmicas.

Esta configuración es clásica del NW argentino. Aparece por la tarde, sobre todo en verano y desaparece por la noche. Se produce por el calentamiento del suelo al elevar la temperatura del aire y, por consiguiente hace elevar una masa de aire. Como la masa de aire se eleva, se produce una zona de baja presión en un lugar donde al principio, estaba formado por una zona de alta presión formando ahora, dos zonas de alta presión y una zona de baja presión.

Esta configuración isobárica se asocia, generalmente, a un buen tiempo.

Depresiones orográficas.

Se forma a sotavento de una cadena montañosa. Se produce por un efecto de succión cuando el aire circula pero la depresión no se mueve.

Muchas veces está asociado al viento zonda y en general a un buen tiempo.

Ondas.

Esta configuración isobárica genera una serie de buen tiempo y mal tiempo. La zona de buen tiempo se ubica delante de las cuñas y por encima de las vaguadas. Delante de las vaguadas se encuentra el mal tiempo. En la figura se lo muestra con líneas punteadas.

Como puede verse, el clima comienza con mal tiempo y empieza a mejorar cuando pasa por la cuña, luego comienza a desmejorar hasta pasado la vaguada, para luego empezar a mejorar de nuevo.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.
-"Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.
-Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David](#)

[Met](#)

Administra

ador

Stratus

Cumulus




[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #31 : Agosto 21, 2009, 11:35:39 »

La circulación general.

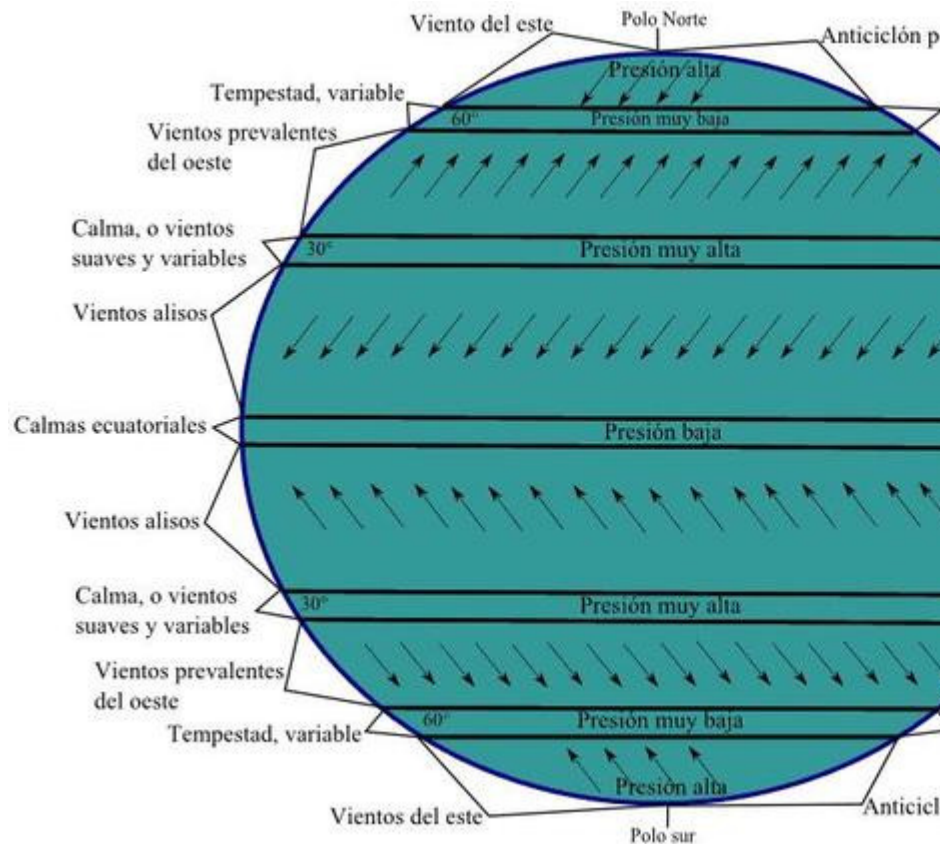
La siguiente figura representa en forma simplificada los rasgos generales de la distribución sobre la tierra, de la presión atmosférica y de los vientos predominantes.

Desconectado

Sexo: 
Mensajes: 2371



Cumulonimbus



Alrededor del Ecuador existe una zona de presión casi uniforme, donde los vientos son suaves y variables. Es ésta la llamada zona de las calmas ecuatoriales. Como puede apreciarse en el croquis, convergen hacia esta zona los vientos de ambos hemisferios. A consecuencia de tal régimen convergente, las corrientes de aire ascienden, el aire se enfría adiabáticamente, se produce la condensación y precipitaciones. La zona de referencia se caracteriza pues, por frecuentes chaparrones, tormentas eléctricas y lluvias abundantes. Este cinturón ecuatorial se encuentra por lo general un poco al norte del ecuador; su posición sufre una pequeña oscilación anual, tendiendo a desplazarse siempre hacia el hemisferio de verano.

A cierta distancia del ecuador hallamos dos zonas de alta presión en las cuales se registran vientos del este en su límite ecuatorial y vientos del oeste en el límite polar. Estas zonas de alta presión reciben el nombre de anticiclones subtropicales. Como ya se dijo se observan en los límites ecuatoriales de dichas zonas vientos del este; ellos tienen una componente hacia el ecuador y se denominan los vientos alisos. Del lado polar, a su vez, emiten esas zonas corrientes de aire con una componente hacia el polo. Los ciclones subtropicales se caracterizan

por la divergencia de su régimen de circulación, por lo cual observamos en ellos corrientes de aire descendente (subsistencia), escasa humedad relativa, un cielo casi despejado, y falta de lluvias. La mayoría de los desiertos que hay en la tierra están ubicados en dicha región. Estas zonas acusan también una ligera variación anual, desplazándose hacia los polos en verano y hacia el ecuador en invierno.

En el eje central de los anticiclones subtropicales soplan vientos suaves y variables; son éstas las regiones que en el lenguaje de los navegantes suelen llamarse las latitudes de los caballos. Los vientos que soplan en sus bordes polares se denominan los vientos prevalentes del oeste. Su intensidad aumenta con la latitud.

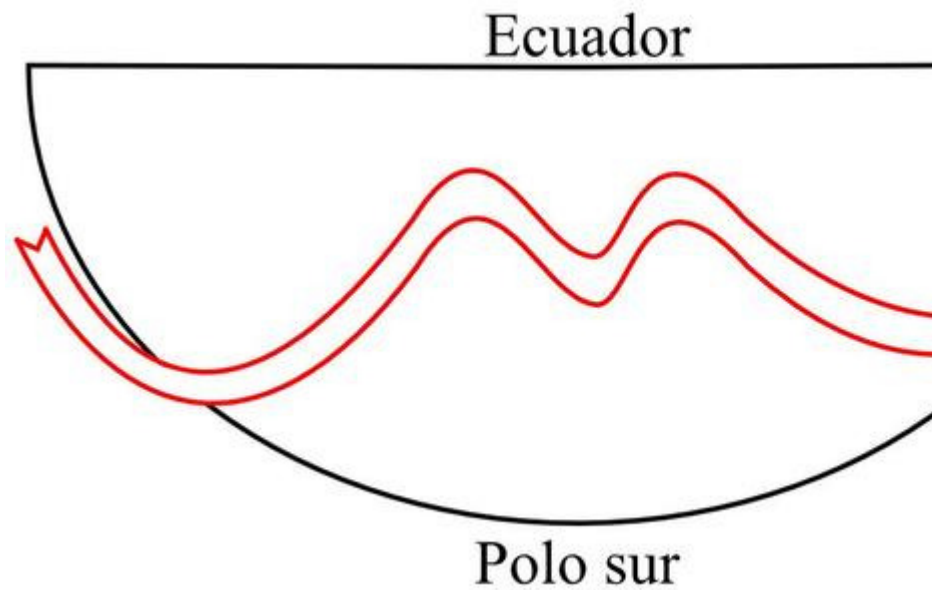
Las zonas de los vientos prevalentes del oeste lindan en sus bordes polares con sendas regiones de baja presión situadas en latitudes subpolares (la baja subpolar), a las cuales siguen del lado polar nuevas regiones con vientos del este, provenientes de los anticiclones que ocupan los casquetes polares cubierto de hielo.

Definición de corriente en chorro.

Es una corriente tubular aplastada ubicada cerca de la tropopausa con fuerte cortante vertical y horizontal y una velocidad mayor a 60 nudos (más de 110 km/h).

Sus dimensiones son:

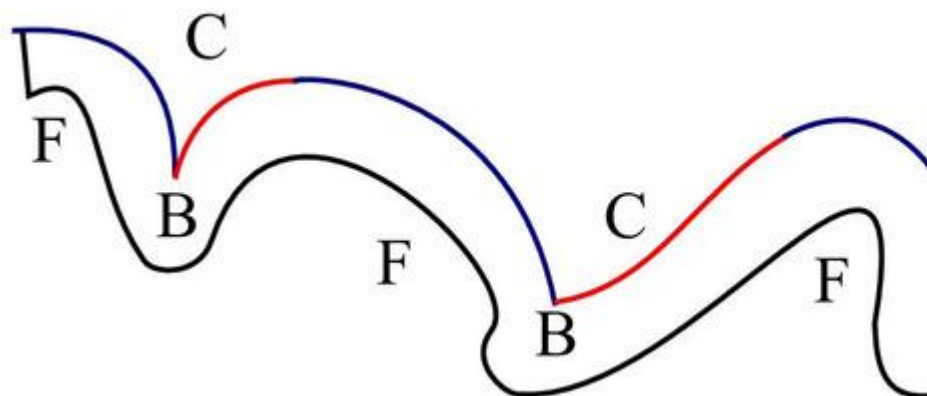
- Alto: Mayor o igual a 1km.
- Ancho: Mayor o igual a 100km.
- Largo: Mayor o igual a 1.000 km.



La corriente en chorro o el Jet stream, está asociado a las diferencia de temperatura en la atmósfera. Si las diferencia son muy grandes, la corriente en chorro se ondula, pero cuanta menos diferencia de temperatura hay, menor ondulación tendrá el Jet Stream.

Gracias a la ondulación que se genera en la corriente en chorro se produce un intercambio meridiano de calor desde el polo sur al ecuador. Este mismo fenómeno, ocurre en el hemisferio norte y de la misma manera.

La siguiente imagen, muestra a un Jet Stream y su relación con la familia de depresiones.



Modelo de circulación general.

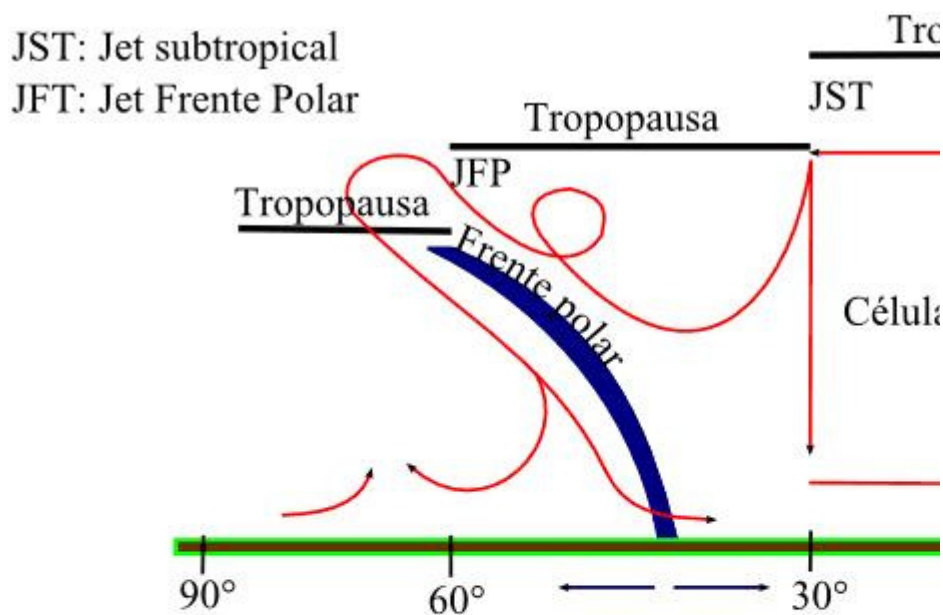
La célula de Hadley es una célula de circulación cerrada de la

atmósfera terrestre que domina la circulación global atmosférica en las latitudes ecuatoriales y tropicales.

La circulación de Hadley está causada por el transporte de calor desde las zonas ecuatoriales hasta las latitudes medias, donde la cantidad de radiación solar incidente es en promedio mucho menor. Las células de Hadley se extienden desde el Ecuador hasta latitudes de unos 30° en ambos hemisferios. Este calor es transportado en un movimiento celular con el aire ascendiendo por convección en las regiones ecuatoriales y desplazándose hacia las latitudes superiores por las capas altas de la atmósfera. El ascenso del aire caliente en el Ecuador está acompañado de la formación frecuente de tormentas convectivas en la llamada zona de convergencia intertropical.

El efecto de la rotación terrestre impide una mayor extensión de la célula de Hadley a través de fuerzas de Coriolis. Estas fuerzas, causadas por la rotación terrestre, impiden que las dos células de Hadley se extiendan por ambos hemisferios desde el Ecuador a los Polos. El transporte de calor en las latitudes medias y altas está gobernado por sucesiones de ciclón y anticiclones con frentes de aire cálido procedentes desde las latitudes inferiores y de aire frío procedentes de las latitudes superiores.

Existe una segunda célula convectiva meridional superpuesta a estos movimientos y denominada célula de Ferrel. La célula de Ferrel transporta el aire cálido de los trópicos hasta latitudes subpolares (60°). Posteriormente existe también una célula polar entre los 60° y los polos.



30°/60°: Zona de movimiento del frente polar.

El JFP se desplaza acompañando al frente.

60°: Zona de pasaje de las depresiones frontales.

Ascenso del aire.

Polo: Zona de los anticiclones polares.

Débil descenso de aire.

 En línea

Él dijo: "destruyan a la Iglesia y yo la levantaré en tres días". Con esto definió que la Iglesia, somos nosotros; el cuerpo y alma, y no el edificio o templo.

- "Ámense los unos a los otros como yo los he amado" Nuestro Señor Dios hecho hombre: Jesús.

- Él, fue a la cruz, pagó nuestro pecado con un dolor increíble siendo inocente de lo que lo acusaban, para salvarnos.

[David Met](#)

Administrador

Stratus

Cumulus



Desconectado




[Re: Curso de meteorología básica.](#)

« Respuesta #32 : Agosto 21, 2009, 11:48:04 »

Fin del libro.

El presente curso, a llegado a su fin. No obstante todas las dudas que se presenten serán respondidas por lo que si tienen alguna

Sexo: 

Mensajes:

2371



Cumulonimbus También me he basado en Internet pero para entender un poco más la situación y poder explicarlo mejor.



* NOTA: Cuando hablo de porcentaje, son valores ficticios. Solo sirven para dar una idea nada más.

FINALIZADO EL DÍA 21 DE AGOSTO DE 2009.

duda, no duden en preguntar que con mucho gusto las responderé o incluso lo haga otro usuario.

El 90% del curso*, es lo que me han enseñado en la escuela de Suboficiales de la FAA por lo que la bibliografía empleada es mía, pero para hacerlo más comprensible, el 10% restante* he utilizado comentarios del libro de Petterssen “Introducción a la Meteorología”.