

# **Universidad Nacional de La Plata**

**Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales**

**Climatología y Fenología Agrícola**

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas del CEA  
1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo Damario**

**Contenidos teóricos**

**Unidad temática B**

**TEMPERATURA DEL AIRE**

**Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez**

**Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi**

2020

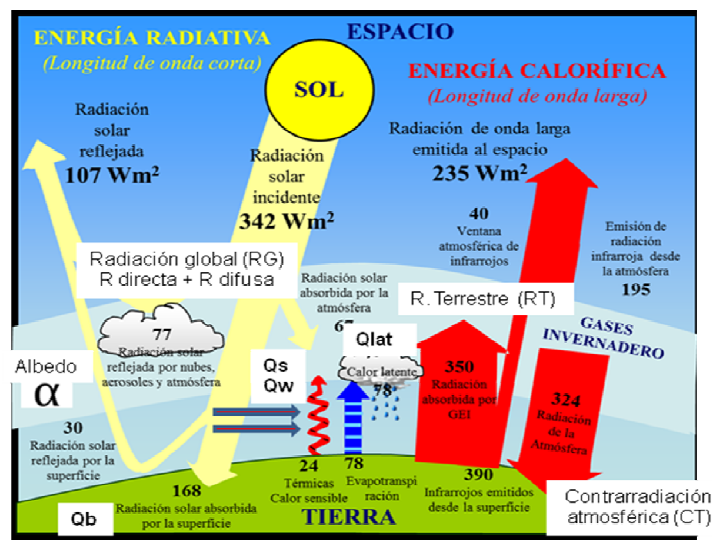
*Agradecimiento: A la Ing. Agr. Marina Raggio por su aporte en la transcripción de los textos originales.*

## TEMPERATURA DEL AIRE

### El intercambio de calor suelo-aire

Entre el suelo y la atmósfera hay un constante intercambio de energía que se hace bajo la forma de intercambio radiactivo, a través de la superficie de radiación y de otras formas de transferencia en la superficie activa, lo que compone el balance de calor integral.

Los términos que juegan en este balance y las intensidades de cada término, pueden ser distintos, según el carácter de la superficie de intercambio. Por lo tanto, ese balance se complica cuando la superficie deja de ser un plano, para ser una superficie tridimensional, que posee espesor dado por la altura de la capa vegetal dentro de la cual se producen variaciones. Esos flujos de intercambio forman los distintos niveles. Si se consideran como positivos los flujos que van hacia la superficie y como negativos los que la dejan, el resultado de flujos positivos y negativos representan el balance calórico (Imagen 1).



Fuente: Imagen adaptada de Temas de Ecología. Balance de radiación neta. Instituto de Tecnologías Educativas. Gobierno de España. Disponible en:

[https://jferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/5\\_balance\\_de\\_radiacin\\_neta.html](https://jferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/5_balance_de_radiacin_neta.html)

Imagen 1. Balance calórico

QRn es la radiación neta o cantidad de calor disponible en la superficie. Gran parte de esta radiación es absorbida por el suelo para aumentar su temperatura y llevarlo a las profundidades del suelo como **calor edáfico** (Qe), otra parte de ese calor es utilizada para el calentamiento del aire: **calor sensible** (Qs), pues es el que perciben los sentidos. Otra parte del calor es el proveniente de los cambios de estado del agua: **calor latente** (Qlat). Otra parte se usa para la **fotosíntesis** y para el aumento de la temperatura de los organismos vegetales: **calor biológico** (Qb). Estos flujos calóricos se completan con los provenientes del movimiento de masas de aire, en forma advectiva o convectiva, la precipitación, etc. (Qw). Considerando un determinado periodo de tiempo, todos los flujos de calor que se mueven en esa superficie, y considerando como positivos los que llegan y como negativos los que se van, el balance debe ser siempre igual a 0.

Es decir la suma de los calores es igual al equilibrio, y recordando lo aprendido en Física la suma de  $Q = 0$

$$QR_n - (Q_e + Q_s + Q_{lat} + Q_b + Q_w) = 0$$

Todos estos flujos de calor, o casi todos, pueden ser medidos y en especial los más importantes, que serían los cuatro primeros ( $QR_n$ ,  $Q_e$ ,  $Q_s$  y  $Q_{lat}$ ). Los dos últimos intervienen poco y casi pueden despreciarse, de modo que podría decirse que la  $R_n$  (radiación neta) podría descomponerse en:

$$R_n = Q_e + Q_s + Q_{lat}$$

$Q_s$  es variable, por lo tanto, difícilmente medible, pero puede resultar importante si la superficie de intercambio es una superficie seca.

Esa  $Q_s$  es lo que se mide con ayuda de termómetros, y es la temperatura del aire. Esa transferencia de calor se efectúa principalmente en forma activa dentro de la capa más baja de la troposfera, la que se extiende hasta los 2 m de altura. Es la capa microclimática. La troposfera, como vimos puede subdividirse en 3 capas (Imagen 2):

1. 0 m – 2 m: capa microclimática o adyacente
2. 2 m – 2 km: capa convectiva: caracterizada por movimientos verticales del aire
3. 2 km – 12 km: capa advectiva: predomina el movimiento horizontal del aire

Dentro de la primera capa pueden, si se toman en cuenta las variaciones de temperaturas, hacer otra subdivisión:

1. Capa laminar de muy poco espesor, a lo sumo de 2 mm de altura. Es la capa laminar o límite, dentro de la cual la transmisión de calor entre aire y suelo, y viceversa, se hace por conducción molecular y el aire se comporta como un sólido. En ese espesor, midiendo la variación vertical de temperatura, se registrará una violenta disminución de la temperatura con la altura. Mediciones realizadas por Ramdas, utilizando un aparato consistente en medir la temperatura en forma óptica por la refracción de un rayo de luz, al variar la densidad del aire por condiciones térmicas, arrojaron los siguientes valores, lo que se interpreta como que en el espacio de 1 mm, la temperatura del aire descendía  $30^\circ\text{C}$ .

Altura (mm)	0,0	0,02	0,1	1,0
Temperatura ( $^\circ\text{C}$ )	87,6	82,0	77,4	56,5

2. Sobre capa límite se desarrolla una capa, desde los 2 mm hasta unos pocos cm, en la cual la trasmisión de calor se hace por movimientos verticales del aire. Capa intermedia Conducción-Convección
3. Desde los 5-10 cm hasta los 2 m, ya que el movimiento o transferencia de calor es un proceso típico de convección que en general es bastante violento, se llama convección turbulenta o directamente turbulencia. Esa turbulencia o movimiento desordenado obedece a una razón térmica, aunque de día esa turbulencia puede estar originada o favorecida por el viento dando origen a una turbulencia de característica dinámica. Esa turbulencia es la que se propaga a las capas más altas de aire, haciendo que el calor que se desprende de la superficie del suelo alcance alturas considerables.

Si no existiera un movimiento convectivo del aire, el espesor que alcanzaría la variación de temperatura del aire por influencia del suelo, no pasaría de unos centímetros. Ese movimiento significa un verdadero intercambio o movimiento de partículas o masas de aire que se mueven de abajo hacia arriba y de arriba hacia abajo, no solo transportando la temperatura del aire sino otros caracteres como humedad, vapor y cuerpos o partículas extrañas que pudiera poseer. El movimiento en las capas bajas es mucho más rápido y violento.

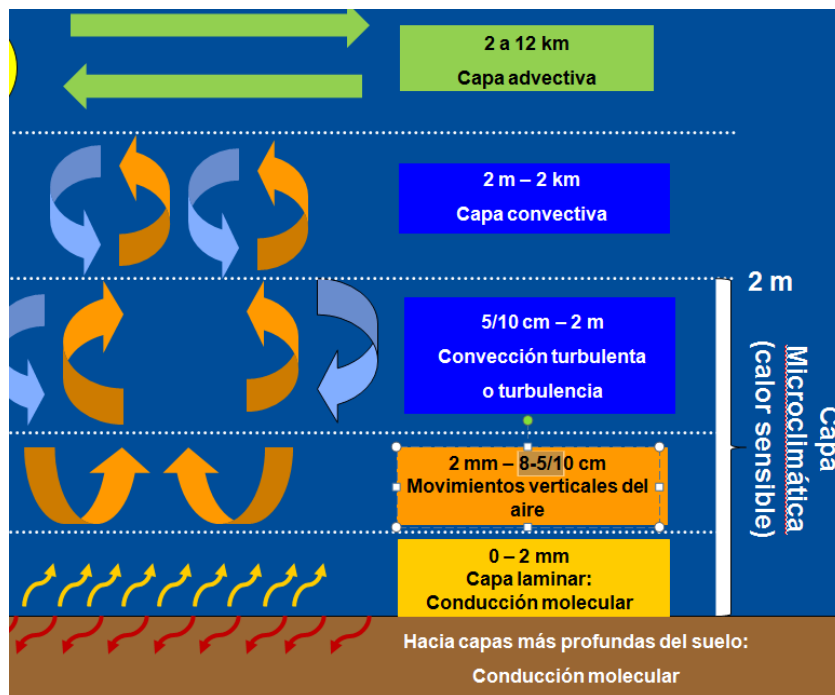


Imagen 2. Formas de transmisión del calor en el aire

En el aire, existe el **coeficiente de intercambio**, que expresa la cantidad de gramos de aire que pueden pasar en la unidad de tiempo por unidad de superficie a una determinada altura. Su valor es tanto más grande cuanto mayor es la turbulencia. Como la velocidad del viento aumenta con la distancia a la superficie, ese coeficiente irá aumentando en igual medida. Cuando las condiciones térmicas son suficientemente grandes y las variaciones introducidas por el viento (condiciones dinámicas) también lo son, ese coeficiente puede tomar valores grandes. De esa forma ha sido posible explicar la causa de la velocidad con que pueden ser transportadas ciertas impurezas del aire, como

microorganismos, esporas, y organismos de diseminación vegetal que en determinados casos fueron transportados a enormes distancias. Esto es un factor importante en el problema de la difusión de enfermedades de cultivos, y sirve para explicar la trayectoria que las esporas de una cierta raza de roya del trigo provenientes de África del Norte llegaron a invadir los trigales del sur de Inglaterra.

## Procesos de calentamiento y enfriamiento del aire

Desde el momento en que el aire es un cuerpo transparente a la radiación tanto solar (de onda corta) como a la terrestre (de onda larga), la temperatura del aire proviene del contacto con la superficie del suelo. Eso determina que el aire sufra unos procesos de calentamiento y enfriamiento que acompañan a los calentamientos y enfriamientos de la superficie terrestre. Pero estos procesos tienen ciertas características especiales.

Durante el día el suelo se calienta en forma paulatina, por aire en contacto con el suelo y ese calor es transferido hacia las capas superiores por convección y turbulencia. Al hacerse menor la densidad del aire, tiende a subir.

Eso determina que la medición de la temperatura con termómetros colocados a distintas alturas, demuestra que las mayores temperaturas están más cerca de la superficie y disminuyen al ascender. Esa disminución, al principio es muy violenta y luego se hace más reducida. Pero siempre hay una disminución de la temperatura con la altura.

La imagen 3a representa la variación de la temperatura con la altura cuando se está recibiendo radiación solar. Este gradiente se denomina **gradiente tipo insolación**, pues corresponde al momento en que el sol envía su calor.

Durante el ciclo diurno hay un momento en que el sol declina, y el calor recibido se equilibra con el que pierde el suelo hacia arriba. La medición de la temperatura en una hora cercana al atardecer indicará muy poca diferencia entre capas superiores e inferiores del aire, y la curva se parece cada vez más a una recta. Esto indicaría que en ese momento hay una **isotermia** (igual temperatura) con la altura. Es decir, que la temperatura no desciende tanto con la altura, en especial en capas bajas (Imagen 3b). Luego, la pérdida de calor del suelo es mayor que la recepción, y por lo tanto, la superficie del suelo comienza a enfriarse.

Durante la noche, el enfriamiento del suelo por irradiación determina que el aire, en contacto con el mismo, se vaya enfriando cada vez más. Cuando la superficie del suelo, por irradiación, adquiere una temperatura más baja que la de la capa de aire en contacto con él, esa capa de aire cede al suelo parte de su calor. En ese momento, el intercambio de calor entre el suelo y el aire se invierten y el pasaje será del aire al suelo, que está más frío. Al enfriarse la capa de aire en contacto con el suelo, cada una de las capas de aire sobrepuestas va transfiriendo paulatinamente hacia abajo el calor que tiene, con un proceso que es mezcla de conducción y radiación. Eso determina, mientras siga el enfriamiento de la superficie del suelo, que se manifieste un enfriamiento de las capas cercanas al suelo, tanto más grande cuando más cerca del suelo estén.

Ese enfriamiento de las capas de aire está favorecido por la estabilidad del aire como consecuencia de la menor temperatura del aire en las capas inferiores, y por lo tanto más densas, tendiendo a permanecer quietas en los niveles más bajos. Si en la mitad de la noche se midiera la temperatura con termómetros colocados a diversas alturas, la curva de la temperatura se vería invertida en relación a la que ocurre durante el día, y las

temperaturas más bajas estarían cerca del suelo, elevándose la temperatura a medida se aumenta en altura. Esta forma de curva típica de noches despejadas y sin viento (como lo son las de heladas) son curvas de tipo radiativo y a este proceso se le da el nombre de **inversión de térmica**, pues es correspondiente a la forma inversa de la del día, y puede alcanzar hasta alturas variables (Imagen 3c).

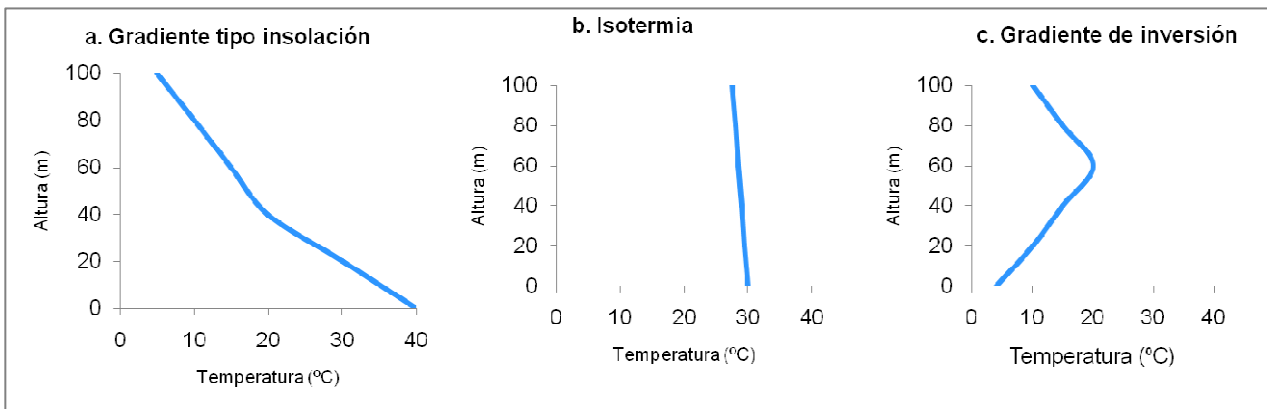


Imagen 3. Variación de la temperatura con la altura según el momento del día

El punto hasta el cual la temperatura aumenta con la altura es lo que se llama **altura de inversión**; y la capa entre el suelo y esa altura es la **capa de inversión**. A partir de esa altura, la temperatura comienza a disminuir normalmente con la altura (Imagen 4).

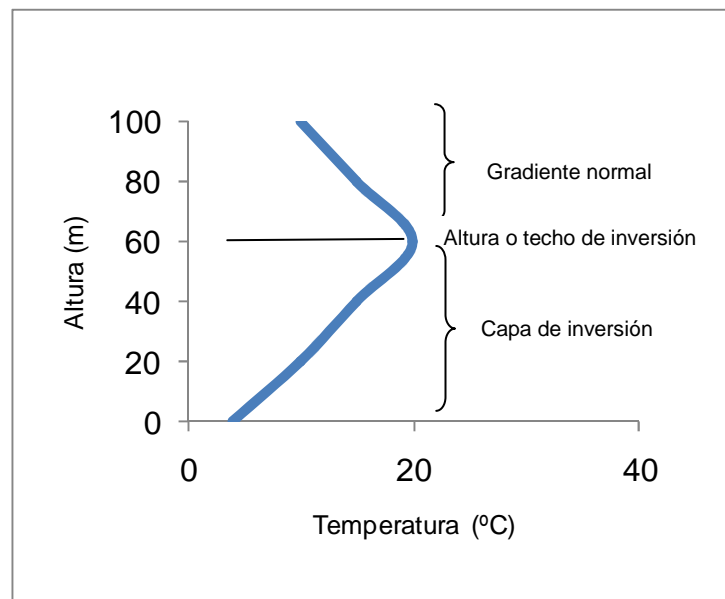


Imagen 4. Inversión de la temperatura

Normalmente la capa de inversión puede estar a 50, 80, 100 m de la superficie, y la diferencia entre la temperatura de la capa de aire cercana al suelo (o a 1 m de altura, por ejemplo) y la temperatura cercana a la capa de inversión depende de los caracteres del lugar. Esto es importante en la aplicación de métodos de lucha contra heladas.

Por lo tanto, la temperatura del aire en capas bajas tiene 2 curvas características:

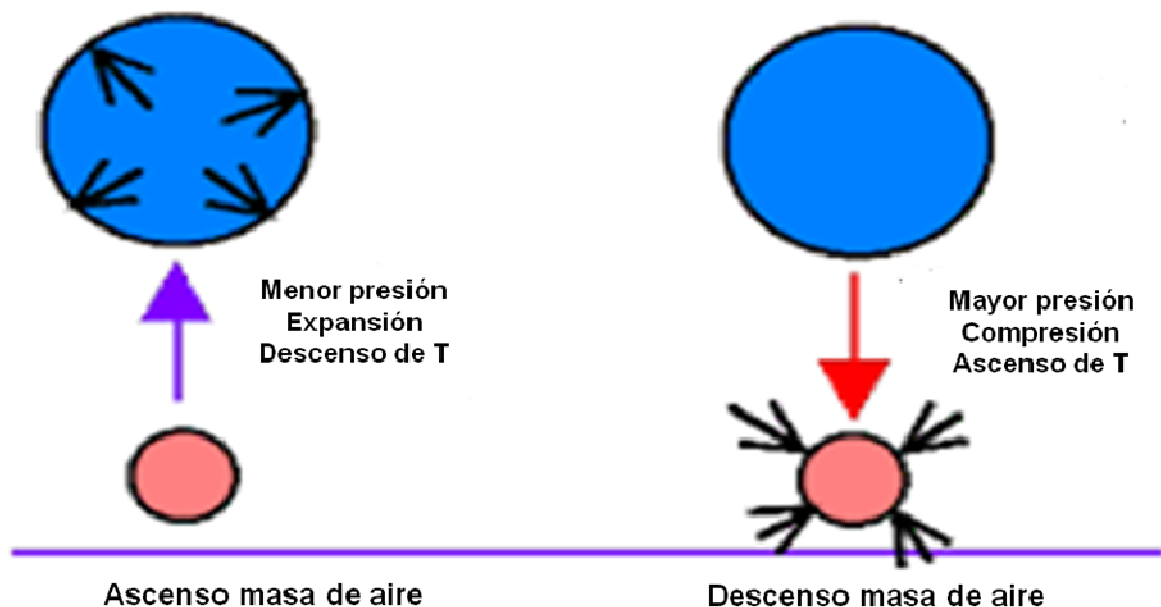
1. Durante el día (a mayor altura, menor temperatura): Gradiente de insolación
2. Durante la noche (a mayor altura, mayor temperatura.): Gradiente de inversión

Estos procesos de transferencia de calor y de temperatura, que dependen casi exclusivamente de calentamiento o enfriamiento del suelo y que se dan por intercambio de calor, no son sin embargo, los mayores procesos de cambio de temperatura que ocurren en las capas más altas de la atmósfera, lo que depende de otros procesos.

## CAMBIOS ADIABATICOS DE TEMPERATURA EN LA ATMOSFERA

Una masa de aire puede calentarse por absorción del calor irradiado por la tierra o por la conducción directa con la tierra más caliente. Por los mismos medios puede enfriarse al ceder su calor por irradiación o conducción. Igualmente puede enfriarse o calentarse por mezcla con otro aire que estén más frío o más caliente que ella. Todos estos procesos implican intercambio de calor.

Pero existen otras formas para variar la temperatura de una masa de aire, sin que se produzca intercambio de calor. Los procesos de cambio de temperatura en las capas altas obedecen a un volumen de aire que, por diversas causas, se mueve en forma vertical dentro de la atmósfera, ascendiendo o descendiendo. La disminución progresiva de la presión atmosférica con la altura hace que ese volumen de aire en su movimiento vertical se expanda al ascender y se contraiga al descender (Imagen 5). Todo volumen de aire que se expande se enfría, mientras que si se contrae, se calienta.



Fuente de la imagen:  
<http://rammb.cira.colostate.edu/wmovl/VRL/Tutorials/euromet/courses/spanish/nwp/n2300/n2300005.htm>

Imagen 5. Variación de la temperatura del aire según presión

La baja conductividad calórica del aire hace que no haya intercambio calórico con la atmósfera, haciendo que las transformaciones termodinámicas que experimenta se lleven a cabo en forma adiabática, constituyendo procesos **adiabáticos**: sin intercambio de calor con el medio externo, manteniéndose independientes de las condiciones de temperatura de las diferentes capas de aire que atraviesa.

Estos procesos son responsables directos de los mayores procesos del tiempo (meteorológico) que se desarrollan en la atmósfera, y deben a una variación de la masa de aire a causa de los mismos movimientos atmosféricos.

En los procesos adiabáticos de la atmósfera deben distinguir dos casos:

1. Ascenso y descenso de aire no saturado, o de aire seco.
2. Ascenso y descenso de aire saturado, o de aire húmedo.

El grado de enfriamiento o de calentamiento que alcanza un volumen de aire varía según su condición de humedad, dependiendo si el aire está o no saturado. Se puede entonces considerar dos tipos de aire:

1. Aire seco: no presenta saturación, es decir, una humedad relativa inferior a 100%.
2. Aire húmedo: tiene la cantidad máxima de vapor de agua para la temperatura que posee, es decir, una humedad relativa de 100%.

Para medir la intensidad de la variación de la temperatura con la altura se hace referencia a la variación del gradiente vertical (variación de la temperatura cada 100 metros de recorrido vertical). Todo volumen de aire seco que asciende en la atmósfera se enfría adiabáticamente en una cantidad constante que es de  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  por 100 m de elevación (gradiente adiabático seco:  $\delta_s$ ).

Si el aire en ascenso es húmedo ( $\text{HR} = 100\%$ ), al enfriarse, el vapor de agua que posee se condensa liberando 595 a 599 calorías por gramo de agua, calor latente que se incorpora al aire del medio ambiente haciendo que el descenso térmico sea aproximadamente de  $-0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  cada 100 m de recorrido vertical (gradiente adiabático del aire húmedo:  $\delta_h$ ).

Si se considera un volumen de aire seco, al ascender se expandirá y enfriará (a razón de  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m de elevación), lo que determinará un aumento de su humedad relativa. Si en el ascenso se alcanza la temperatura de punto de rocío, comenzará a producirse la condensación del vapor de agua que excede al vapor de saturación, liberándose calor latente de condensación, compensando parcialmente el descenso térmico, que será ahora de  $-0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  cada 100 m de recorrido. Si ese volumen de aire de aire comienza a descender, se contrae y calienta, registrándose el proceso contrario.

## **Estabilidad e inestabilidad de la atmósfera**

En la atmósfera, la temperatura disminuye con la altura conforme un gradiente que depende fundamentalmente del momento del día y del año. A esta variación de temperatura que presenta la atmósfera en un momento determinado, se la denomina "gradiente real" ( $\delta_r$ ). La relación entre el gradiente real y los gradientes adiabáticos seco ( $\delta_s$ ) y húmedo ( $\delta_h$ ), en caso de producirse movimiento vertical ascendente del aire,



determinan condiciones de estabilidad o inestabilidad en la atmósfera. Los grandes cambios de tiempo (tormentas, precipitaciones, vientos) se relacionan con procesos convectivos que expresan una situación de inestabilidad en la atmósfera.

Si una masa de aire comienza a elevarse (con un  $\delta s$  o  $\delta h$ , según su contenido de humedad), y en determinado momento adquiere adiabáticamente una temperatura inferior al aire que la circunda ( $\delta r$ ), tenderá a bajar debido a su mayor densidad, generando condiciones de **estabilidad**. La condición de **estabilidad absoluta** de la atmósfera se produce cuando el  $\delta r$  es inferior a los  $\delta h$  y  $\delta s$  ( $\delta r < \delta h < \delta s =$  estabilidad absoluta) (Imagen 6). En general, la atmósfera tiende a estabilizarse cuando se reduce el contraste de temperatura entre el suelo y el aire, lo que puede ocurrir cuando el aire en altura está siendo reemplazado por aire más caliente (advección cálida), advección fría en superficie o enfriamiento por irradiación nocturna.

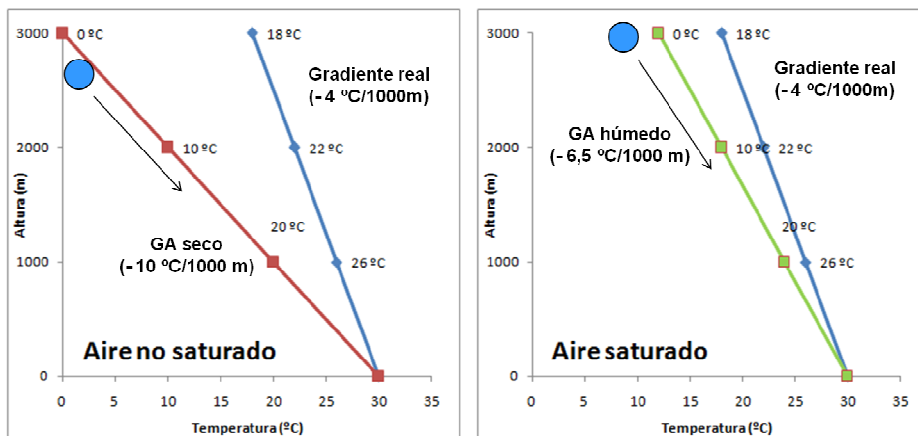


Imagen 6. Ejemplo de una situación de estabilidad absoluta ( $\delta r < \delta h < \delta s$ )  
 Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua . En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

En cambio, si en el ascenso de la masa de aire, su temperatura es superior a la del aire que la rodea, continuará su ascenso hasta que se igualen las temperaturas, generando condiciones de **inestabilidad**. La condición de **inestabilidad absoluta** de la atmósfera se produce cuando el  $\delta r$  es superior a los  $\delta h$  y  $\delta s$  ( $\delta r > \delta h > \delta s =$  inestabilidad absoluta) (Imagen 7). Este tipo de inestabilidad se da, por lo general, en capas cercanas al suelo en días calurosos, cuando se producen condiciones de aire frío en altura y aire caliente en superficie, condición que hace aumentar el gradiente vertical de la temperatura.

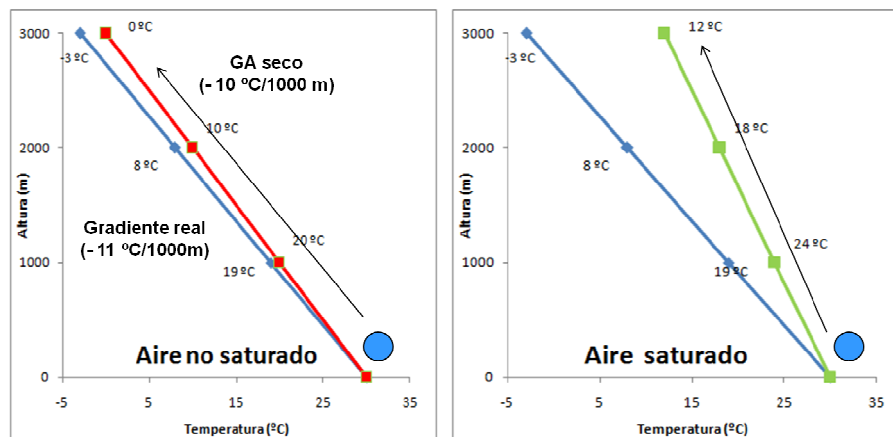


Imagen 7. Ejemplo de una situación de inestabilidad absoluta ( $\delta r > \delta h > \delta s$ )  
 Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua . En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

Cuando en el ascenso de una masa de aire, el  $\delta r = \delta s$ , la masa de aire ascendente y el aire circundante tendrán igual temperatura y densidad, por lo que la masa de aire permanecerá a la altura alcanzada, en una condición de **estabilidad o equilibrio neutral** (Imagen 8).

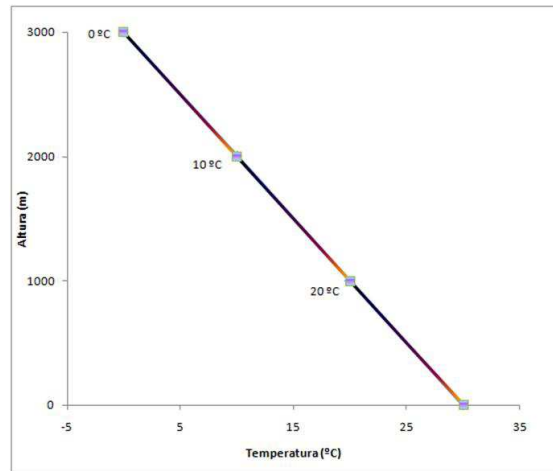


Imagen 8. Ejemplo de una situación de estabilidad o equilibrio neutral ( $\delta r = \delta s$ )

La inestabilidad, como ocurre con frecuencia, está determinada por el contenido hídrico de la masa de aire que asciende. Si el aire en ascenso no se encuentra saturado ( $\delta s$ ), la condición será estable, mientras que el aire saturado ( $\delta h$ ) tendrá una condición inestable. En este caso el  $\delta r$  se encuentra entre el  $\delta s$  y el  $\delta h$  ( $\delta s > \delta r > \delta h$ ), produciéndose una situación de **inestabilidad condicionada** (Imagen 9).

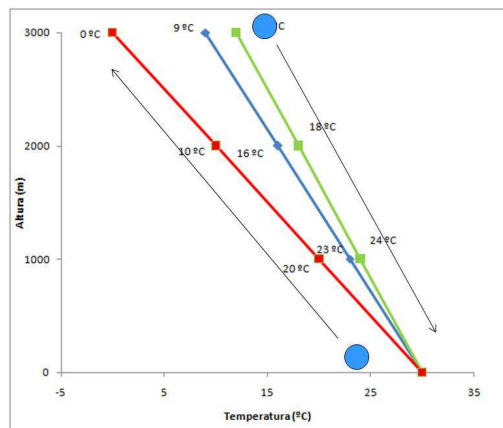


Imagen 9. Ejemplo de una situación de inestabilidad condicionada ( $\delta s > \delta r > \delta h$ )  
Ejemplo tomado de Hurtado, R. 2013. El ciclo del agua . En: Agrometeorología. Murphy, G. Hurtado, R. (Eds.)

En lo dicho hasta aquí, se ha supuesto que la columna de aire es seca o saturada en toda su extensión, pero se debe recordar que un volumen de aire seco que asciende enfriándose, irá aumentando paulatinamente su humedad relativa y llegará un momento, cuando se alcance la temperatura del punto de rocío, en que el aire llegará al estado de saturación. La masa de aire, habrá alcanzado el nivel de condensación. A partir de esta altura, si la masa sigue ascendiendo, se irá enfriando de acuerdo al gradiente adiabático

húmedo. La altura del nivel de condensación dependerá de la temperatura y humedad relativa inicial de la masa ascendente, siendo tanto más alto cuanto más caliente y seca sea la masa.

Cuando los gradientes reales se mantienen siempre mayores que el adiabático seco o menores que el adiabático húmedo a cualquier altura, los cambios en el estado de humedad de la masa no introducen modificaciones. Gradientes reales de este tipo son poco frecuentes en las condiciones naturales, siendo más comunes las estratificaciones térmicas intermedias entre los gradientes adiabáticos seco y húmedo y aquí sí, el cambio en la condición de humedad de la masa puede afectar las condiciones de estabilidad de las diferentes capas atmosféricas. Además, la estructura térmica e hídrica de la atmósfera es muy variable con la altura y sucede con frecuencia que una columna de aire que es estable pasa a ser inestable si se eleva en conjunto a una altura suficiente como para producir la condensación. En estos casos es solamente la distribución de la humedad en la altura la que determinará si el aire permanecerá estable o inestable después de elevado.

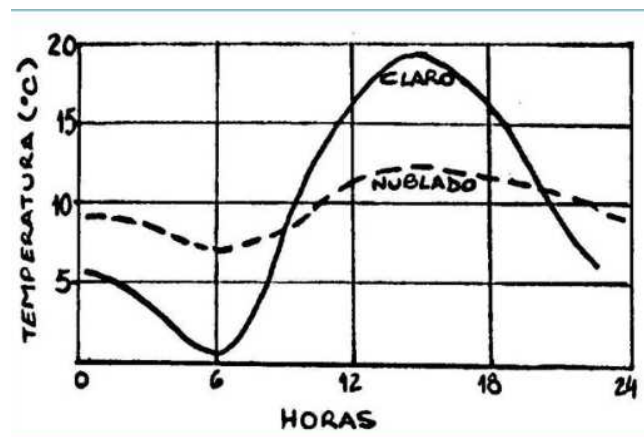
## Variación de la temperatura del aire

### Variación diaria

Durante el día la temperatura se eleva rápidamente y sigue subiendo hasta una a tres horas después que el sol alcanza su altura máxima, al ser la radiación incidente mayor que la emitida. Después cae continuamente durante toda la noche, registrándose el mínimo, generalmente hacia la salida del sol. Debido a la diferencia en el horario del sol, el momento de ocurrencia de la temperatura mínima o máxima diaria depende de la estación del año. Por ejemplo, en Buenos Aires, la mínima en invierno se registra en promedio a las 6 h, mientras que en verano se da a las 4.30 h; mientras que la máxima se da en invierno a las 14 h y en verano a las 14.30 h.

La oscilación de la temperatura diaria, suponiendo que no haya un cambio en la masa de aire, ni otros efectos perturbadores, depende fundamentalmente:

**Del estado del cielo:** con cielo cubierto por nubes la radiación emitida por el suelo y la atmósfera es absorbida y devuelta por las nubes en gran parte, disminuyendo el máximo y aumentando el mínimo de temperatura (Imagen 10).



Fuente de la imagen: <https://slideplayer.es/slide/1035657/>

Imagen 10. Marcha de la temperatura diaria según estado del cielo

**De la estabilidad del aire:** si existe una inversión, es mayor ya que la capa de aire a calentar es menor y la temperatura se eleva rápidamente hasta romper la inversión.

**De la naturaleza de la superficie:** sobre el mar la oscilación diaria es menor que sobre el suelo y el máximo ocurre antes, una hora y media después que el sol haya alcanzado su altura máxima (se produce antes el equilibrio entre la radiación incidente y la emitida, debido al menor calentamiento del agua).

### Amplitud diaria

Está determinada por: la latitud, las estaciones del año, la distancia al mar, la topografía, la altura y la nubosidad.

La amplitud diaria aumenta desde los polos hacia el ecuador, debido a que en éste el día dura 12 horas y a medio día el sol envía sus rayos verticalmente en todas las épocas del año. Aunque con cierto retraso la temperatura del aire sufrirá variaciones semejantes a las de la intensidad de la radiación solar que llega al suelo. Durante la noche, como ésta es relativamente larga, la temperatura del suelo sufre un descenso pues a la caída del sol se halla muy caliente. Como ejemplo del efecto de la latitud, en la Argentina, observando su variación de norte a sur, puede verse lo que ocurre con la amplitud media diaria en marzo (mes con días de aproximadamente 12 h de duración en todas las latitudes) (De Fina y Ravelo, 1973):

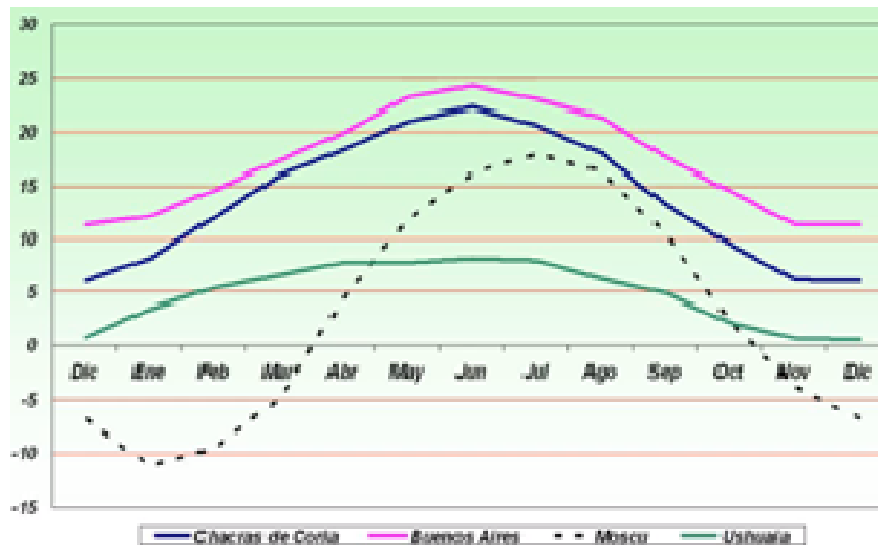
Posadas	13 °C
Buenos Aires	10,8 °C
Mar del Plata	10,1 °C
Ushuaia	8,7 °C

En latitudes medias (entre los paralelos de 30 y 45), la amplitud diaria es mayor en verano, debido a que el sol envía sus rayos mucho más verticalmente y por más tiempo que en invierno. Además, la pérdida de calor es mucho más intensa en las noches estivales que en las invernales y el descenso de temperatura es más pronunciado en las noches de verano, aunque éstas sean más cortas. Esto puede ilustrarse con el ejemplo presentado por De Fina y Ravelo (1973) para la ciudad de Bahía Blanca:

Diciembre	14,2 °C
Marzo	12,8 °C
Junio	7,6 °C
Septiembre	10,6 °C

La amplitud diaria es mayor cuanto mayor es la distancia al mar debido al calentamiento diferencial del agua y el suelo. En los continentes la temperatura llega a valores muy altos durante el día y muy bajos durante la noche (Imagen 11). El hemisferio sur es típicamente

oceánico (80% de agua y 20% de tierra) hasta los 50° LS, latitud a partir de la cual ya casi no hay tierra. A la inversa del hemisferio norte, en donde las latitudes más altas, la proporción de tierras es mayor.



Fuente de la imagen: <https://slideplayer.es/slide/1035657/>

Imagen 11. Marcha de la temperatura diaria según distribución de tierras y mares

El agua y la tierra tienen, frente a la radiación solar, un comportamiento distinto, derivado de un mayor calor específico de agua, en relación con el del suelo. El del agua tiene un calor específico de  $1 \text{ cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ , mientras el del suelo, es la quinta parte. Por otra parte, la conductibilidad es mayor en el suelo que en el agua, lo que en parte anularía el efecto del distinto calor específico del agua. Por ejemplo:

Frente a dos masas (una de agua y la otra de tierra) recibiendo igual cantidades de energía, la superficie terrestre elevará más su temperatura que la acuosa. Ese calor recibido en el suelo tiende a penetrar por conducción molecular, que es lenta, o sea, que el calor recibido en la superficie penetra poco con profundidad. En la masa de agua libre, a pesar de su menor conductibilidad, la penetración obedece a dos circunstancias:

- El agua es bastante transparente a la radiación luminosa y esta puede penetrar a grandes profundidades y ser absorbidas en un espesor considerable.
- El agua nunca esta quieta, y ese movimiento genera una distribución del calor de la superficie, a una masa de gran profundidad, en virtud de una distribución turbulenta.

Además, el albedo de las superficies marinas es menor (6%) que el de las superficies terrestres. Excepto cuando los rayos inciden con ángulos superiores a 45°, donde la superficie acuosa es reflectora total.

El distinto comportamiento frente a la radiación calórica, se refleja frente a la temperatura del aire, dado que la temperatura del aire es dada por el contacto con la superficie yuxtapuesta. La superficie terrestre se calienta mucho en el día y se enfría mucho en la noche, y eso lo sufre el aire. En cambio, el agua, al distribuir su energía, se calienta poco en superficie y se enfría poco, y por lo tanto el aire también se calentará y enfriará poco.

Por lo tanto, las superficies continentales presentan gran amplitud térmica diaria y también veranos calientes e inviernos fríos. En las superficies oceánicas hay variaciones térmicas diarias y anuales mucho menos marcadas.

La acción reguladora del agua se manifiesta sobre los continentes rodeados de grandes masas de agua, como Sud América. En nuestras latitudes, las amplitudes son mucho menores de lo que debieran ser, a consecuencia de la acción reguladora del mar.

En cuanto a la topografía, en los valles hay mayor amplitud que en las laderas de montañas ya que el aire más pesado se acumula en el fondo del valle provocando descensos de temperaturas.

Con la altura, la amplitud diaria disminuye considerablemente ya que el aire absorbe muy poco la radiación solar y prácticamente se calienta y enfría por contacto con el suelo.

Cuanto más nuboso es un clima menor es la amplitud porque durante el día las nubes obstaculizan el paso de los rayos solares y evitan un excesivo calentamiento del suelo mientras que por la noche interceptan la radiación terrestre impidiendo un marcado descenso de la temperatura del suelo y en consecuencia de la del aire.

### **Variación anual**

La diferencia de temperatura entre los meses más cálidos y más fríos es mayor en latitudes más elevadas y para la misma latitud sobre los continentes que sobre los océanos. Los menores valores de oscilación sobre los océanos o zonas próximas se deben al efecto moderador del mar, pues el calor específico, la penetración del calor y el calor latente de evaporación son elevados. Los momentos de máxima y mínima temperatura anual no coinciden con los momentos de máxima y mínima radiación solar. Así, las temperaturas más altas son posteriores al solsticio de verano, a veces un mes y hasta un mes y medio después. Eso se debe a que el calentamiento del suelo continúa más allá de la culminación del periodo de radiación solar. De igual forma, el enfriamiento de invierno no corresponde al solsticio, sino más adelante, en julio o agosto.

### **Amplitud anual**

Exceptuando las regiones cercanas al Ecuador, donde la temperatura es prácticamente igual durante todo el año, en el resto de las regiones de la tierra la temperatura varía con las épocas del año. La causa primordial de esta variación radica en las variaciones de la duración del día y de la inclinación de los rayos solares que llegan a la superficie. Todas las causas que determinan la amplitud térmica diaria actúan sobre la amplitud anual. La única causa que actúa en sentido inverso es a la latitud ya que la cantidad de calorías recibida por la superficie terrestre en un día de invierno y en un día de verano es muy distinta en las regiones polares. Esta diferencia va disminuyendo a medida que nos acercamos al Ecuador.

## Variación de la temperatura con la altura

En la atmósfera la temperatura disminuye con la altura unos 6,5 °C por km hasta la tropopausa (nivel en que la temperatura deja de descender o lo hace muy lentamente). Esta disminución no es constante para un lugar dependiendo del momento del día y de la época del año. La magnitud del gradiente térmico vertical en un momento dado del día determina condiciones de estabilidad o inestabilidad del aire.

Ciertos procesos pueden dar lugar a que la temperatura aumente con la altitud, produciéndose lo que se denomina INVERSION DE TEMPERATURA. Estas pueden deberse a:

- Pérdida de calor por radiación desde la superficie en noches despejadas de invierno provocando el descenso de la temperatura de las capas de aire adyacentes al suelo.
- En los valles, durante noches despejadas, el aire frío proveniente de las laderas se va acumulando por ser más pesado y en este caso la temperatura del aire aumenta con la altura.
- Cuando se encuentran dos masas de aire de distinta temperatura, el aire frío más denso empuja y eleva el aire más cálido, reemplazándolo.
- Por advección de aire cálido sobre una superficie fría (agua, terreno frío o cubierto de nieve).

## **Distribución geográfica de la temperatura del aire**

Desde el momento que la climatología es una ciencia de interés geográfico, los estudios climatológicos han llevado a la representación de las temperaturas tanto medias anuales, como mensuales, sobre cartas geográficas o mapas, formándose las comunes cartas de isotermas, que son capaces de mostrar la distribución de las temperaturas sobre la superficie terrestre. Pudiéndose así estudiar las causas que en determinados lugares imponen similares regímenes térmicos.

Las isotermas son las líneas que sobre una carta o mapa unen puntos de igual temperatura en un mismo periodo cronológico. Por ejemplo, isotermas del mes de Enero e isotermas del mes de Julio. Se puntea en una escala apropiada, la temperatura media normal de cada lugar y se traza la isoterma. Según la escala del mapa se puede trazar de 1 °C en 1 °C, o bien de 5 °C en 5 °C, etc.

La explicación de factores climáticos que influyen sobre la distribución geográfica mundial de la temperatura del aire, se puede estudiar con tres cartas: las de isotermas anuales, las de Julio y las de Enero.

En una carta de isotermas anuales se manifiesta la distinta continentalidad u oceanidad de las latitudes terrestres, cómo influyen las formas de los continentes y cómo influyen las corrientes marinas, eliminando el efecto de la altitud. Entonces, los valores de temperaturas medias deben corregirse mediante la reducción de los valores a nivel del mar. Para eso se tiene en cuenta que por cada 100 m, la temperatura disminuye en 0,65 °C. Para calcular la reducción con la altura, debe multiplicarse 0,65 °C por la altura bajo o sobre el nivel del mar.

Observando una carta mundial de isotermas anuales, se observa que las isotermas se distribuyen sobre la superficie con una dirección similar a la de los paralelos geográficos. En virtud a lo visto por el goce de radiación con respecto a la latitud, si no influyen en la continentalidad, presencia de agua o corrientes marinas, las isotermas deberían ser paralelas a los paralelos. Las irregularidades las dan justamente los factores antedichos. Los valores más altos de isotermas corresponden a las latitudes más bajas. Los valores más bajos a las latitudes más altas.

Distinto comportamiento frente a la radiación de tierras y mares, hacen que las isotermas se desvíen en su trazado al pasar del continente al mar y del mar al continente. La desviación es más marcada en el hemisferio norte que en el sur. Además, las corrientes marinas determinan variaciones en el curso de las isotermas según sean corrientes cálidas o frías.

Sin embargo, la mejor caracterización de la distinta distribución de tierras y mares del sur y del norte se observa en las cartas de Julio y Enero. En primer término, se observa un desplazamiento o corrimiento de acuerdo al desplazamiento de la perpendicularidad de los rayos solares del trópico de Capricornio al de Cáncer. Ese desplazamiento de las isotermas desde los polos al ecuador y viceversa, es en los continentes mayor que en los océanos. O lo que es lo mismo, los continentes tienen mayores temperaturas extremas que los océanos.

De igual forma se ve que las temperaturas más altas o más bajas, corresponden siempre a regiones continentales. Las isotermas más altas se ubican totalmente en el hemisferio norte donde pueden trazarse isotermas de hasta 35 °C. En el hemisferio norte las isotermas de enero o de invierno se acercan al Ecuador al pasar desde el mar al



continente. A la inversa en el mismo hemisferio norte las isotermas del mes más caliente se alejan del Ecuador al pasar del mar al continente, poniendo en relieve el mayor calentamiento del continente con respecto al mar. Esto no sucede tan marcadamente en el hemisferio sur donde no hay grandes masas de tierra.

La representación más gráfica de la variación de las temperaturas de un lugar está dada por las amplitudes térmicas. Las cartas de amplitudes térmicas están representadas por las líneas más o menos paralelas al ecuador y su valor es de 2,5 °C, lo que indica un goce de radiación casi igual en invierno y en verano. En el HN, las diferencias son enormes, de 40° a 65 °C; en cambio, en el sur son de 10° a 15° C.

El norte es normalmente más caliente en 2 a 3 °C en verano y 3 a 5 °C más frío en invierno. Las temperaturas medias anuales más altas en el Hemisferio norte (2 °C, en promedio) se pueden ver trazando el Ecuador térmico. El ecuador térmico se obtiene trazando una línea que une los puntos (latitud) que sobre cada meridiano terrestre corresponde al valor de temperatura media anual más alta. La línea resultante no se corresponde con el ecuador geográfico sino que está desplazado hacia el norte en más o menos 10° de latitud, dado que el hemisferio norte es más caliente que el sur.