

DRONES VIP

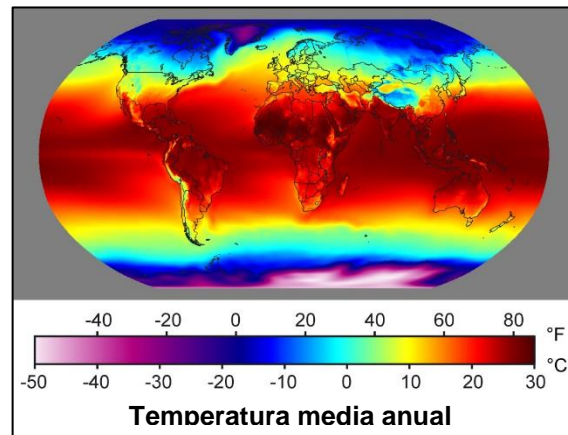
Meteorología- Tema 5

TEMPERATURA

El aire atmosférico es denominado diatérmico, ya que no absorbe energía solar directa como para elevar su temperatura, pero si logra intercambiar energía por “conducción” con la superficie terrestre, haciendo que el calor absorbido por la corteza terrestre se transfiera al aire durante el día y durante la noche ocurra el proceso inverso.

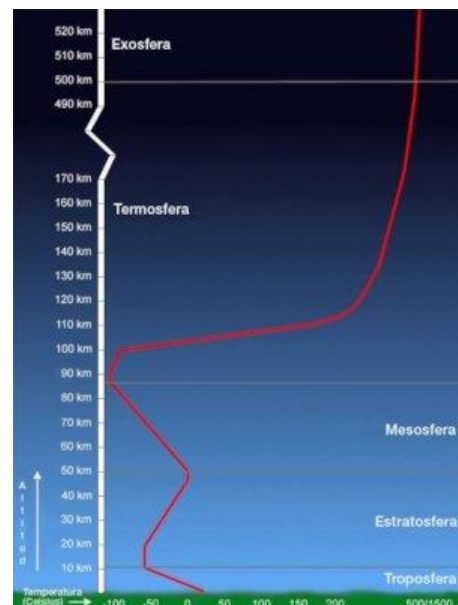
Otros procesos físicos pueden modificar la temperatura del aire, por ejemplo, la compresión/expansión del mismo, logra que la temperatura del aire aumente o disminuya respectivamente. Esto da como resultado que debido a la perdida de presión atmosférica con la altura, la temperatura del aire disminuya, con un gradiente medio de $6,5^{\circ}\text{C}/1000\text{mts}$.

Debido a la curvatura terrestre, la radiación solar se aprovecha en forma diferencial entre la zona intertropical y latitudes altas y eso da como resultante climas más cálidos y más fríos respectivamente



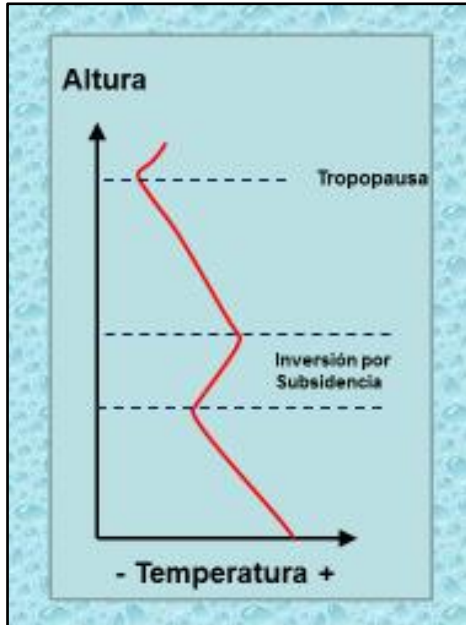
Como vimos anteriormente, la temperatura disminuye con la altura, debido a que se aleja del efecto de transferencia de calor con la superficie y además pierde presión atmosférica

Y en función de los procesos físicos que ocurran, aparecerán las denominadas “inversiones del gradiente vertical de temperatura”, cuando no se cumpla la regla que dice que disminuye con la altura.



Inversiones del Gradiente térmico Vertical en la troposfera

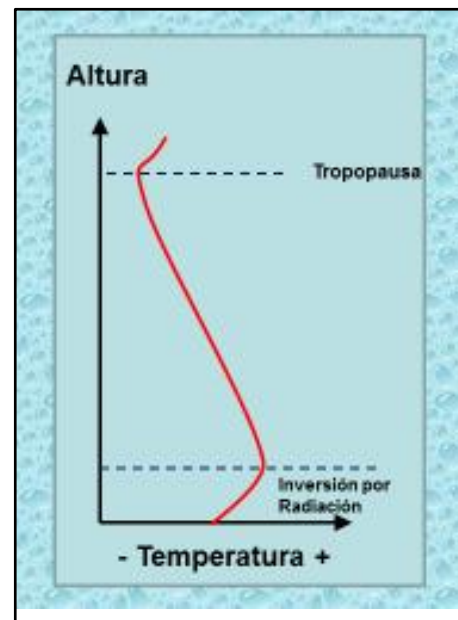
Inversión por Subsistencia



Los sistemas de Alta Presión o “Anticiclones” se caracterizan por ejercer compresión de arriba hacia abajo y debido al aumento de la presión atmosférica el aire se calienta. Este mismo concepto puede aplicarse a los vientos de ladera descendentes (catabaticos), donde se experimenta una compresión adiabática generando un calentamiento del aire. En el primer caso, el efecto se produce por sobre la capa límite y las zona medias de la troposfera. En el segundo caso, es común que dicha inversión se dé cercana a la superficie en los casos más extremos.

Inversión por Radiación

Durante la noche, la superficie de la tierra solo pierde energía electromagnética, disminuyendo su temperatura y por contacto con dicha superficie más fría, el aire adyacente hace lo propio. El efecto se hace más notable en la capa más baja y disminuye con la altura. Este proceso es muy marcado en invierno, en particular en noches despejadas y con poco viento. Este proceso, está ligado a la formación de nieblas y heladas.



EL AGUA EN LA ATMOSFERA

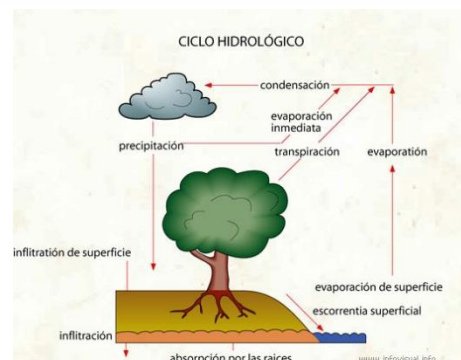
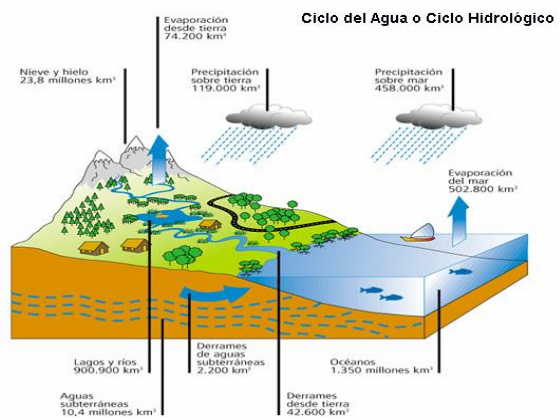
El agua en nuestro planeta está distribuida en sus tres estados, tanto sobre la superficie como en el subsuelo, pero también en la atmósfera. En forma de nubes y precipitación (estado líquido y sólido) o disuelta en el aire en su estado gaseoso (vapor de agua).



El origen del vapor de agua en la atmósfera se debe a la evaporación de la superficie líquidas del planeta y de la transpiración de la vegetación.

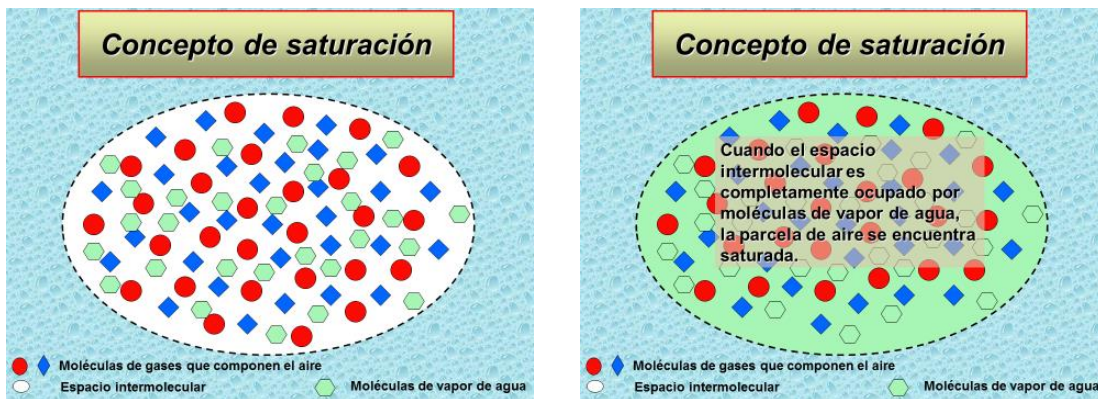
Los procesos físicos en la atmósfera mantienen un constante “reciclado”, denominado “Ciclo Hidrológico”.

La distribución del vapor de agua en la atmósfera no es constante, su mayor concentración se encuentra en la troposfera, pero dentro de esta capa la zona más baja de la misma posee la mayor parte del vapor disuelto en toda la atmósfera.



SATURACION DEL AIRE

El agua en su estado gaseoso, se aloja en el aire, junto con las demás moléculas de gases que componen el aire atmosférico, en el espacio intermolecular, que dejan estos últimos. La densidad de moléculas que componen el aire, y la cantidad de moléculas de agua, determinarán, cuanto espacio intermolecular libre pueda quedar, sin que este se sature de humedad. Vale decir que cuando el espacio intermolecular se complete con moléculas de vapor de agua, podemos decir que el aire esta “saturado”.



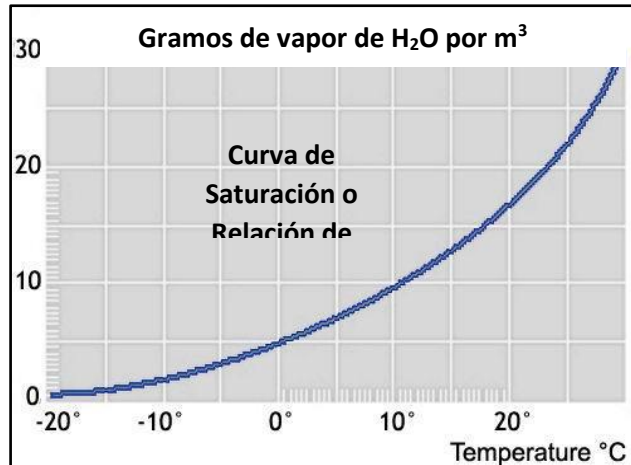
De estas afirmaciones se puede inferir, que la saturación del aires depende de dos aspectos, una la densidad del aire la otra de la cantidad de vapor de agua disponible, entonces, según el primer criterio y considerando que, la densidad del aire aumentara o disminuirá en forma inversamente proporcional a la temperatura. Podemos afirmar que:

- A mayor temperatura, menor densidad, mayor espacio intermolecular.
- A menor temperatura, mayor densidad, menor espacio intermolecular.

De esto se desprende que “mayor temperatura, mayor capacidad de contener agua en su estado gaseoso sin saturarse”, y viceversa.

Respecto a la cantidad de vapor disponible, y manteniendo constante la temperatura del aire (densidad constante) podremos saturar el aire, incorporándole más vapor de agua.

En este cuadro podemos observar que a mayor temperatura, mayor cantidad de vapor de agua es necesaria para logra la saturación del aire y viceversa.



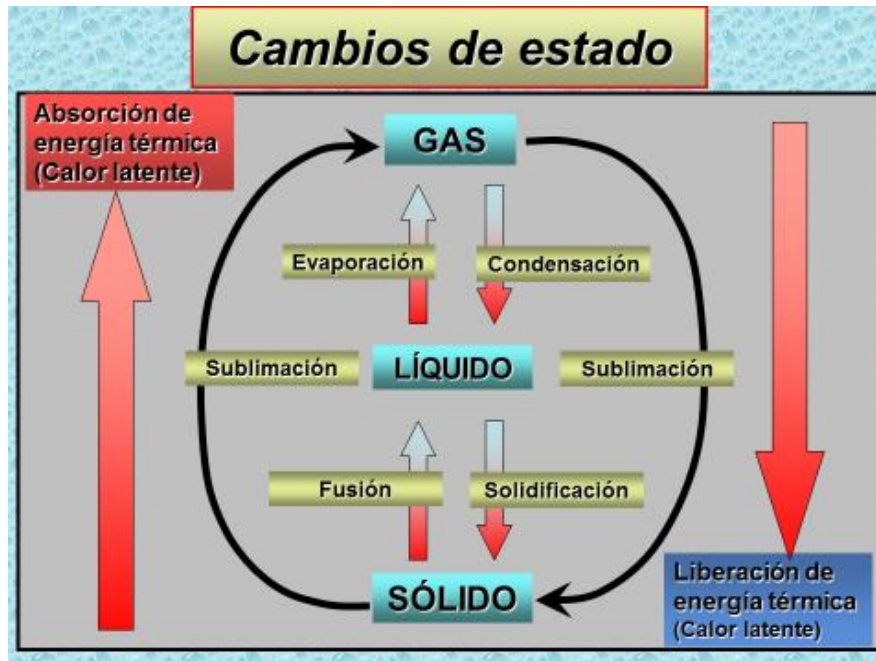
CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA.

Durante los procesos de cambio de estado, el agua absorbe o entrega energía, por ejemplo, cuando el agua en su estado líquido pasa a estado gaseoso, lo logra en función de recibir energía, dicha energía queda alojada dentro de cada molécula de vapor de H₂O, denominada “calor latente de evaporación” y cuando el aire se sature, esa energía será liberada al entorno y varias moléculas de Vapor de H₂O se agruparan, en los que llamaremos “núcleos de condensación” formando una gota de agua líquida o un cristal de hielo, si esto ocurre por debajo de las temperatura de solidificación (0°C).

Lo mismo ocurre cuando el hielo se funde o sublima, es necesario para tal fin, el aporte de energía que quedara alojada como “calor latente” de fusión o sublimación.

Los denominados Núcleos de Condensación, son diminutas y/o microscópicas partículas sólidas disueltas en el aire (aerosol atmosférico), su origen es variado (polvo, arena, sal marina, hollín, ceniza volcánica, etc.).

En el siguiente cuadro observamos cómo se denomina técnicamente a cada cambio de estado y como se absorbe o entrega de energía, desde y hacia el entorno.



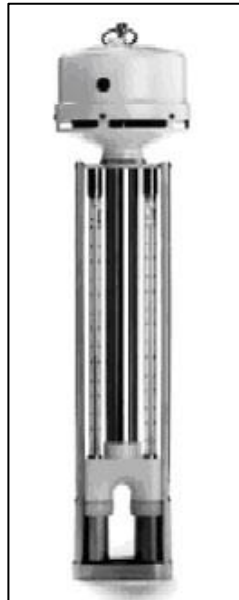
MEDICION DEL CONTENIDO DE HUMEDAD EN EL AIRE.

Existen distintas variables para expresar el contenido de humedad en el aire, pero ninguna, de lectura directa sobre un instrumento de medición, salvo la Humedad Relativa, utilizando un instrumento denominado Higrómetro y/ Hidrógrafo. Pero para obtener los diferentes parámetros tales como La temperatura del punto de rocío, la temperatura del bulbo húmedo, la relación de mezcla, la tensión de vapor, etc, etc, se utiliza un instrumento denominado Psicrómetro, el mismo cuenta con dos termómetros, uno de ellos con una muselina embebida en agua, del cual se obtienen dos valores de temperatura, uno la temperatura del bulbo seco (temp. Del aire) y el otro la temperatura de bulbo seco.

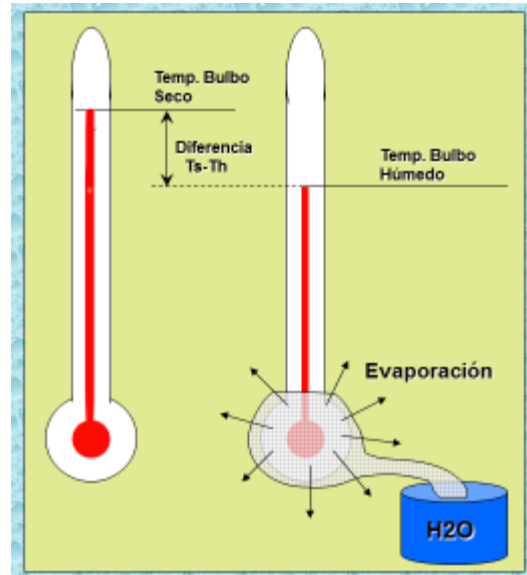
Psicrometro en abrigo meteorologico



Psicrometro portatil de ventilacion forzada



A partir de que el agua que se encuentra en la muselina, evapora, absorbe calor y enfría el bulbo de dicho termómetro, siendo más importante el enfriamiento cuando más agua se evapora. A partir de la diferencia de estos dos valores de temperatura, y considerando además, la presión atmosférica, se pueden calcular, los demás parámetros que se utilizan respecto de la humedad atmosférica.



Uno de los parámetros más usados es la **humedad relativa** expresada en porcentajes, y representa “**la relación que existe entre la cantidad de humedad que existe en el aire, a una cierta temperatura, y la que debería tener, para saturarse, manteniendo constante la temperatura del aire**”

La forma de obtenerla e la sig: **$HR \% = e/e_s * 100$**

(**e** = Tensión de vapor y **e_s** = Tensión de vapor de saturación)

Ejemplo:

Hr = 50% T= 20°C

De estas consideraciones podemos inferir que, con un cierto contenido de vapor de agua en el aire y a 20°C., deberíamos incorporar una cantidad de vapor igual a la que contiene, para lograr la saturación del mismo, manteniendo constante la temperatura.

Pero si modificásemos la temperatura manteniendo constante la cantidad de vapor de agua, el valor de la Hr, se comportaría en forma inversa al de la temperatura.

Temperatura del Punto de Rocío: (Td)

Este parámetro es el más usado para la rápida la interpretación del riesgo de saturación del aire, ya que es útil comparándolo con la temperatura del aires ya que “**Es la temperatura a la cual debo enfriar el aire, para que este se sature, manteniendo constantes: el**

contenido de humedad en el aire (relación de mezcla) y la presión atmosférica”, y cuando ambos valores se igualan, el aire está totalmente saturado de humedad.

Por ejemplo:

$$T \text{ °C} = T_d \text{ °C} \longrightarrow 100 \% Hr$$

La temp. del punto de rocío, es un excelente indicador, comparado con la temp. Del aire, para conocer cuan cerca estamos o no de que el aire se sature. Además cabe recordar, de que se trata de un valor obtenido a través de un cálculo y que no deberá ser, por ningún motivo, superior al valor de temperatura del aire.

Ejemplos de informes Meteorológicos Aeronáuticos.

-METAR SAZY 011800Z 27030G34KT 9999 FEW050 FEW100 14/M07 Q1013 =
(Seco)

-METAR SAEZ 011800Z 05004KT 9999 FEW040 SCT045 BKN080 16/14 Q1020 =
(Húmedo)

-METAR SAOR 250600Z 00000KT 0800 FG SKC 06/06 Q1024=
(Saturado) (FG = Niebla)

MATERIAL DE CONSULTA

- *Meteorología para aviadores (W. Eichemberguer)*
- *Meteorología para aviadores para el hemisferio sur. (ETAP).*
- *Meteorología básica. (Celemín)*
- *Meteorología Aeronáutica. (Ledesma)*