

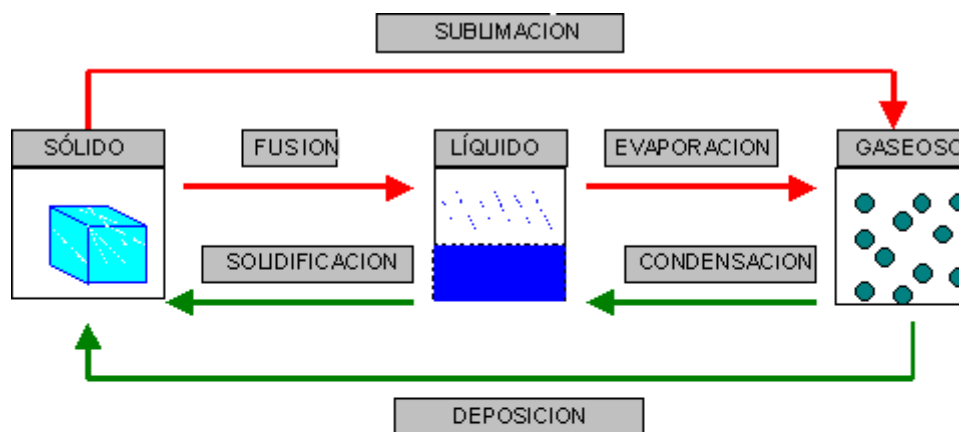
BOLILLA 11

PROCESOS TERMODINÁMICOS EN LA ATMÓSFERA

1. CAMBIOS DE ESTADO

Al contrario de otros componentes más abundantes de la atmósfera, el vapor de agua puede cambiar de estado (sólido, líquido, gaseoso) a las temperaturas y presiones normales sobre la superficie de la Tierra. Los procesos de cambio de estado exigen que el calor sea absorbido y liberado (Fig. 1). La cantidad de calor es medida en calorías. Una caloría es la cantidad de calor que debe ser adicionada a 1 gramo de agua para aumentar su temperatura en 1° C (1 caloría = 4,186 Joules).

La cantidad de calor absorbida o liberada en un cambio de estado no implica un cambio de temperatura de la substancia. Por eso, se denomina calor latente. Cuando se suministra calor a un trozo de hielo (0° C), por ejemplo, la temperatura permanece constante hasta que el hielo se derrite. La energía es usada para romper la estructura cristalina interna del hielo y derretirlo. Esta energía no está disponible como calor hasta que el líquido retorna al estado sólido. La importancia del calor latente en los procesos atmosféricos es crucial.



PROCESO	CALOR
FUSION	80 cal/g ABSORCION
EVAPORACION	600 cal/g ABSORCION
CONDENSACION	600 cal/g LIBERACION
SOLIDIFICACION	80 cal/g LIBERACION
SUBLIMACION	680 cal/g ABSORCION
DEPOSICION	680 cal/g LIBERACION

Fig. 1 - Cambios de estado

El agua en la atmósfera se encuentra en tres formas:



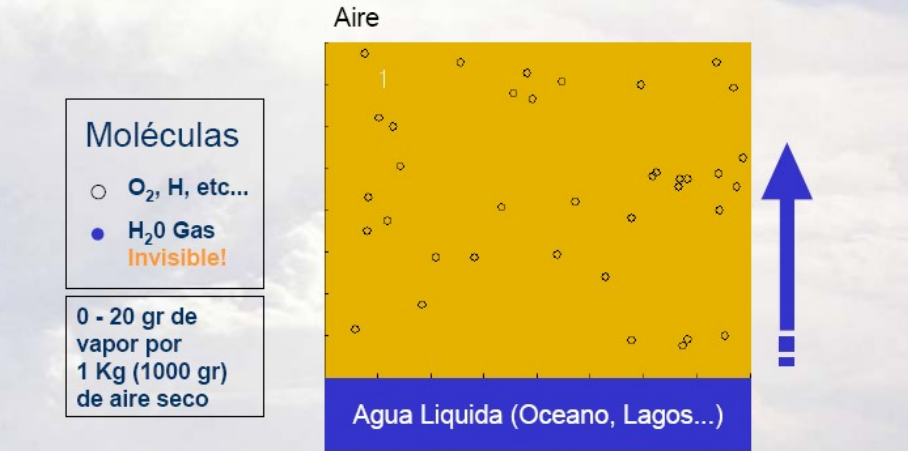
Vapor de agua (Fase gaseosa)
Invisible debido a su tamaño muy pequeño

Gotas de nube o lluvia (Fase líquida)
Diferentes tamaños 0.001 mm - 1 cm

Cristales de hielo o nieve (Fase sólida)
Estructura ordenada o desordenada

El proceso de conversión de un líquido para gas es llamado **evaporación**. Son necesarias 600 cal para convertir 1 g de agua a vapor de agua a una $T = 0^\circ \text{C}$ y 540 cal a una $T = 100^\circ \text{C}$. La energía absorbida por las moléculas de agua durante la evaporación es usada solamente para darles el movimiento necesario para escapar de la superficie del líquido y volverse un gas. Esta energía, que es posteriormente liberada con el calor cuando el vapor vuelve a ser líquido, es denominada calor latente de vaporización.

Las moléculas de vapor de agua pasan desde la superficie de cuerpos de agua hacia la atmósfera. Este proceso se denomina **evaporación**.



Aire

Moléculas

- O_2 , H, etc...
- H_2O Gas
Invisible!

0 - 20 gr de vapor por 1 Kg (1000 gr) de aire seco

Agua Líquida (Oceano, Lagos...)

La evaporación es rápida cuando el aire es seco, la temperatura es alta y el viento es fuerte.

Condensación es el proceso por el cual el vapor de agua cambia para el estado líquido. En este proceso las moléculas de agua precisan liberar energía (calor latente de condensación) equivalente a la absorbida durante la evaporación.

Fusión es el proceso por el cual un sólido se transforma en líquido. Requiere la absorción de aproximadamente 80 cal/g para el agua (calor latente de fusión). La solidificación (congelamiento), el proceso inverso, libera estas 80 cal/g.

Sublimación es la conversión de un sólido directamente para un gas sin pasar por el estado líquido y la **deposición** es el proceso inverso, la conversión de vapor para sólido. La sublimación y la deposición envuelven una cantidad de energía igual la suma de las energías comprendidas en los otros dos procesos. (600 cal/g + 80 cal/g)

La sublimación puede ser fácilmente observada en el "hielo seco" (dióxido de carbono congelado). La condensación que es la deposición junto al suelo es visible como rocío y helada. Los mismos procesos en la atmósfera producen nubes.

Cuando existe un cambio de fase del gas, el calor entregado o liberado se calcula de la siguiente manera:

$$Q = m.L$$

Donde m es la masa y L es el calor latente de la sustancia y depende como ya vimos de la naturaleza del cambio de fase.

2. VARIABLES DE HUMEDAD (PRESION DE VAPOR, HUMEDAD ABSOLUTA, RAZON DE MEZCLA)

La **ley de Dalton** afirma que la presión total de una mezcla de gases es igual la suma de las presiones ejercidas por cada gas constituyente. Cuando el vapor de agua entra en la atmósfera las moléculas de agua se dispersan rápidamente, mezclándose con los otros gases y contribuyendo para la presión total ejercida por la atmósfera. La **presión de vapor (e)** es simplemente la parte de la presión atmosférica total debida al contenido de vapor de agua y es directamente proporcional a la concentración de vapor en el aire.

La **humedad absoluta** es definida como la masa de vapor de agua (usualmente en gramos) por unidad de volumen (usualmente en m³). Seria la densidad de vapor de agua:

$$HA = \frac{m_V}{V}$$

Como las variaciones en la presión y la temperatura pueden alterar el volumen, tales variaciones pueden alterar la HA sin que vapor de agua sea adicionado o removido. Consecuentemente, es difícil describir el contenido de vapor de agua de una masa de aire móvil si usamos el índice HA. Por lo tanto, el índice mas usado es la razón de mezcla.

La **razón de mezcla** es la masa de vapor de agua (usualmente en gramos) por unidad de masa de aire seco (usualmente Kg.):

$$W = \frac{m_V}{m_d}$$

También se puede usar la **humedad específica**, que es la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire:

$$HE = \frac{m_v}{m_d + m_v}$$

Como la cantidad de vapor de agua raramente excede un 4% de la masa total del aire, la humedad específica usualmente no difiere de la razón de mezcla por más de 2%. Para propósitos prácticos generalmente se usa la razón de mezcla, como ella se expresa en unidades de masa, no es afectada por cambios en la presión y la temperatura.

Ni la humedad absoluta, ni la razón de mezcla, pueden ser medidas directamente. Ellas pueden ser calculadas a partir de una cantidad más fácilmente determinable: la humedad relativa. Antes de definirla, es necesario comprender el concepto de saturación.

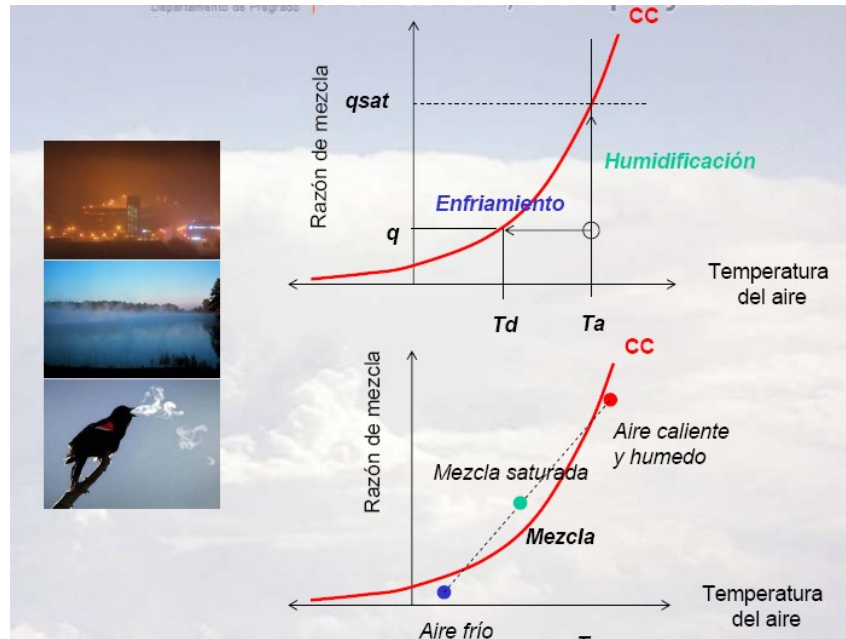
3. SATURACION

Existe un intercambio de moléculas de agua en los dos sentidos, en la interfase entre agua y aire (o entre hielo y aire). Las moléculas de agua están en continuo flujo entre las fases líquida y gaseosa. Durante la evaporación, más moléculas de agua pasan para la fase de vapor que las que retornan a la fase líquida; durante la condensación, más moléculas de agua retornan a la fase líquida que las que entran en la fase de vapor. Eventualmente se alcanza, un estado de equilibrio dinámico, en el cual las moléculas de agua pasan con la misma velocidad para la fase líquida y para la fase de vapor. En este estado, la presión ejercida por el vapor de agua es llamada **presión de vapor de saturación**. Con un ejemplo puede esclarecerse mejor este concepto. Imagine una caja cerrada conteniendo la mitad del volumen de agua y mitad de aire seco. Cuando el agua comienza a evaporarse, se detecta un pequeño aumento en la presión del aire, con el resultado del movimiento de las moléculas de vapor de agua adicionadas al aire por la evaporación (presión de vapor). Cuantas más moléculas escapan de la superficie de agua, la presión de vapor en el aire crece, forzando que una mayor cantidad de estas moléculas retorne para el líquido. Eventualmente el número de moléculas de vapor retornando a la superficie equilibrará el número de las que la dejan. En este punto el aire está saturado.

Si la temperatura del agua fuera aumentando, la energía cinética de las moléculas aumenta y ellas pueden escapar de la superficie del agua transformándose en vapor más fácilmente. Inicialmente la evaporación prevalece, pero eventualmente se alcanza un nuevo estado de equilibrio. Pero ahora, a una temperatura más alta que la anterior, la concentración de vapor de agua es mayor de forma que la **presión de vapor de saturación** es mayor. En otras palabras, a temperaturas mayores es necesario más vapor de agua para alcanzar la saturación.

La saturación del aire en la atmósfera puede alcanzarse a través de 3 mecanismos:

- 1) Humidificación (aumentar la relación de mezcla por medio de evaporación)
- 2) Enfriamiento (disminuye la w_{sat})
- 3) Mezcla de dos masas de aire subsaturadas, pero cercanas a la saturación.



3.1 HUMEDAD RELATIVA

El índice mas conocido para describir el contenido de vapor de agua es la **humedad relativa**. Por definición, humedad relativa es el cociente entre la razón de mezcla real w y la razón de mezcla de saturación w_s :

$$HR = \frac{W}{W_s} \cdot 100\%$$

La HR indica cuan cercano está el aire de la saturación, al revés de indicar la real cantidad de vapor de agua en el aire. Para ilustrar, vemos que en 25° C, $W_s = 20$ g/kg. Si el aire contiene 10 g/k un día con 25° C, $HR = 50\%$. Cuando el aire está saturado, $HR = 100\%$.

Como la HR está basada en la razón de mezcla y en la razón de mezcla de saturación, la cantidad de humedad necesaria para la saturación es dependiente de la temperatura, la HR puede variar con ambos parámetros. Si el vapor de agua es agregado o sustraído del aire, su HR cambiará, si la temperatura permanece constante.

TEMPERATURA	25°C	25°C	25°C
CANTIDAD DE VAPOR DE AGUA	5 g/kg	10 g/kg	20 g/kg
CAPACIDAD	20g/kg	20g/kg	20g/kg
HUMEDAD RELATIVA	5/20 = 25%	10/20 = 50%	20/20 = 100%

Fig. 3 Variación de la HR con el contenido de vapor de agua

Si el contenido de vapor de agua permanece constante, un descenso en la temperatura aumentará la HR y un aumento en la temperatura causa una disminución en la HR.

TEMPERATURA	20°C	10°C	0°C
GANTIDAD DE VAPOR DE AGUA	3,5 g/kg	3,5 g/kg	3,5 g/kg
CAPACIDAD	14 g/kg	7 g/kg	3,5 g/kg
HUMEDAD RELATIVA	$3.5/14 = 25\%$	$3.5/7 = 50\%$	$3.5/3.5 = 100\%$

Fig. 4 Variaciones de la HR con la temperatura

Las variaciones de la humedad relativa causadas por las variaciones de la temperatura ocurren en la atmósfera por:

- 1) variación diurna de la temperatura;
- 2) movimiento horizontal de masa de aire;
- 3) movimiento vertical de aire.

La importancia de los últimos procesos será discutida mas tarde. El efecto del ciclo diurno de la temperatura es visible en la Fig. 5. En este ejemplo, el contenido de vapor de agua real (razón de mezcla) del aire permaneció inalterado; sólo la humedad relativa varió.

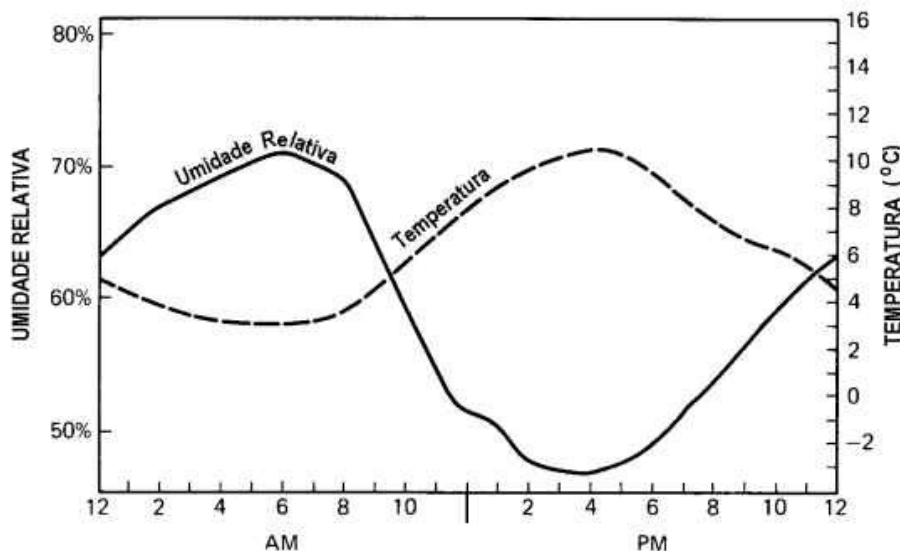
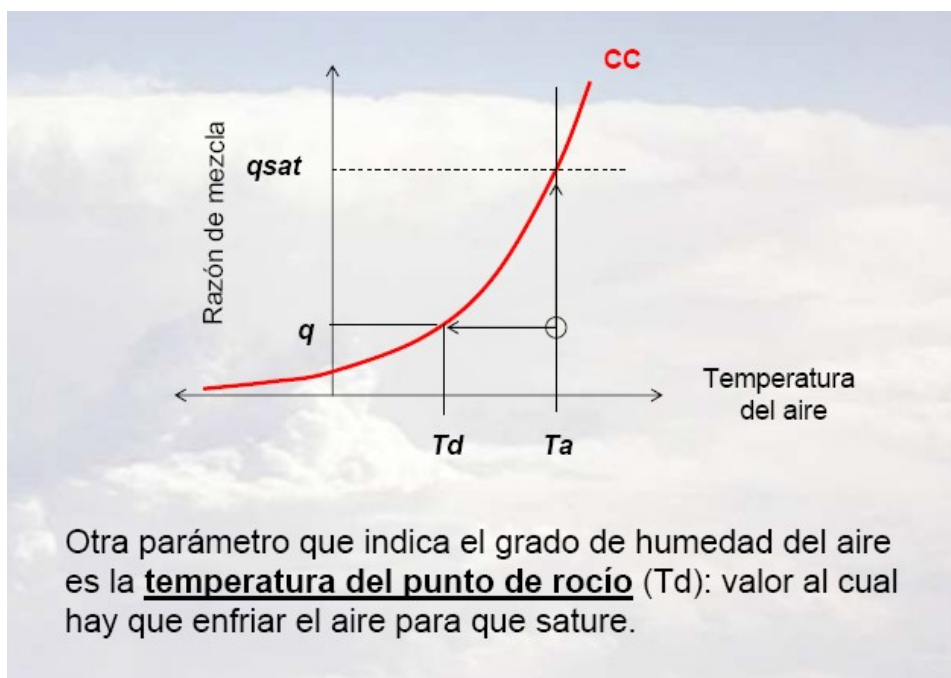


Fig. 5 Ejemplo de la variación diurna de la temperatura y humedad relativa.

En suma, la humedad relativa indica cuán próximo está el aire de la saturación, en cuanto la razón de mezcla muestra la real cantidad de vapor de agua contenida en el aire.

Otra magnitud importante relacionada a la humedad es la **temperatura de punto de rocío**. Es la temperatura a la que el aire debería ser enfriado a presión constante para quedar saturado. El aire no saturado a 20° C debería ser enfriado hasta 0° C para ocurrir saturación. Por lo tanto, 0° C sería la temperatura de punto de rocío para esta masa de aire. El término punto de rocío proviene del hecho de que durante la noche los objetos próximos a la superficie de la Tierra frecuentemente se enfrían por debajo de la temperatura de punto de rocío. El aire en contacto con estas superficies también se enfría por conducción hasta volverse saturado y entonces el rocío comienza a formarse. Cuando la temperatura de punto de rocío está por debajo de la temperatura de congelamiento, el vapor de agua se deposita como helada. Cuanto más alto el punto de rocío, mayor la concentración de vapor de agua.



4. TEMPERATURA VIRTUAL Y LA LEY DE LOS GASES IDEALES PARA EL AIRE HUMEDO

El aire húmedo tiene un peso molecular aparente menor que el del aire seco. Por lo tanto, la constante de gas, R , que aparece en la ley de los gases ideales es diferente para el aire húmedo y el aire seco. Sin embargo, al revés de usar una constante del gas para el aire húmedo, cuyo valor exacto dependería del contenido de vapor de agua en el aire, es más conveniente usar la constante del gas para el aire seco y usar una temperatura ficticia, llamada temperatura virtual, en la ecuación de los gases ideales. ¿Cómo deducirla?

Consideremos un volumen V de aire húmedo con temperatura T y presión total p , que contiene una masa m_d de aire seco y m_v de vapor de agua. La densidad está dada por:

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho'_d + \rho'_v$$

donde ρ'_d y ρ'_v son las densidades que las masas de aire seco y vapor de agua tendrían si cada una ocupase sola el volumen V . Escribiendo la ecuación de los gases ideales para el vapor de agua y el aire seco, tenemos

$$p'_d = R_d \rho'_d T$$

De la ley de Dalton para las presiones parciales:

$$p = p'_d + e$$

Donde e y p'_d son las presiones parciales ejercidas por el vapor de agua y el aire seco, respectivamente.

Usando las tres últimas ecuaciones,

$$\rho = \frac{p - e}{R_d T} + \frac{e}{R_w T}$$

Donde la constante de los gases para el aire seco es $R_d = 287 \text{ J/Kg.K}$ y para el vapor de agua $R_w = 461.5 \text{ J/Kg.K}$,

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left[1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon) \right]$$

donde

$$\varepsilon = \frac{R_d}{R_w} = 0.622$$

La ecuación arriba puede ser escrita con:

$$p = \rho R_d \cdot \frac{T}{\left[1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon) \right]}$$

o

$$p = \rho R_d T_v$$

donde

$$T_v = \frac{1}{\left[1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon) \right]}$$

T_v es la llamada **temperatura virtual**. Con ella, la ley de gases ideales vale para el aire húmedo con la constante de gas para el aire seco. Por lo tanto, la temperatura virtual es la temperatura que el aire seco debería tener para tener la misma densidad que el aire húmedo, con la misma presión. El aire húmedo es menos denso que el aire seco; por lo tanto, la temperatura virtual es siempre mayor que la temperatura real. Para el aire caliente y húmedo, la temperatura virtual excede la temperatura real apenas por pocos grados.

5. MEDIDAS DE HUMEDAD

Como mencionamos, humedad absoluta y razón de mezcla son difíciles de medir directamente, pero pueden ser obtenidas de la humedad relativa, a través de gráficos y tablas. Para medir humedad relativa se usan higrómetros.

Uno de los más simples, el psicrómetro, consiste en dos termómetros idénticos, montados lado a lado (Fig. 6). Uno de ellos es el llamado *termómetro de bulbo húmedo*, que tiene un pedazo de muselina envuelto alrededor del bulbo. Para usar el psicrómetro, la muselina es mojada y es expuesta a una continua corriente de aire, y girando el instrumento es forzada una corriente de aire a través de ella hasta alcanzar una temperatura estacionaria (saturación). La temperatura de bulbo húmedo desciende, debido al calor retirado para evaporar el agua. Su enfriamiento es directamente proporcional a la sequedad del aire. Cuanto más seco el aire, mayor el enfriamiento. Por lo tanto, Cuanto mayor es la diferencia entre las temperaturas de bulbo húmedo y de bulbo seco, menor la humedad relativa. Cuanto menor la diferencia, mayor la humedad relativa. Si el aire está saturado, no ocurrirá evaporación y los dos termómetros tendrán lecturas idénticas.



Fig. 6 Psicrómetro

La *temperatura de punto de rocío* no debe ser confundida con la temperatura de bulbo húmedo, ellas no son iguales. La temperatura de bulbo húmedo es determinada induciendo un enfriamiento por evaporación. Si agregamos vapor de agua al aire aumenta la temperatura en la cual el rocío se formará. Consecuentemente, excepto en la saturación, la temperatura de bulbo húmedo es mayor que la de punto de rocío. Cuando el aire está saturado, la temperatura de bulbo húmedo, de punto de rocío y del aire ambiente son las mismas.

Existen tablas que fueron elaboradas para obtener tanto la humedad relativa como la temperatura de punto de rocío. Es necesario entrar con la temperatura del aire (bulbo seco) y calcular la diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y bulbo húmedo, que es conocida con la depresión

de bulbo húmedo. Por ejemplo, si la temperatura de bulbo seco es $T_d = 20^\circ \text{C}$ y si la de bulbo húmedo es $T_w = 15^\circ \text{C}$, la depresión de bulbo húmedo, $T_d - T_w$, es 5°C y de la Tabla se obtiene una humedad relativa de 58%. La temperatura de punto de rocío es 12°C .

Otro instrumento comúnmente usado para medir humedad relativa es el ***higrómetro de cabello***, que puede ser leído directamente, sin tablas. El cabello aumenta de largo cuando la humedad relativa aumenta y encoge cuando la humedad relativa disminuye, cambiando el largo en $\sim 2,5\%$ en el intervalo de variación de la humedad relativa de 0 a 100%. Usualmente un manojo de cabellos humanos rubios es conectado mecánicamente a un puntero sobre un dial, que es calibrado entre 0 y 100%. Un higrómetro de cabello puede también ser proyectado de forma de activar un trazador sobre un tambor controlado por reloj, de modo de producir un registro continuo de fluctuaciones de la HR con el tiempo. Este instrumento es el higrógrafo. Sin embargo el higrómetro de cabello es menos preciso que el psicrómetro, requiere frecuente calibrado y tiene respuesta lenta a las variaciones en la humedad, especialmente en bajas temperaturas.



Fig7. Higrómetro

6. TRABAJO Y CALOR EN LOS PROCESOS TERMODINAMICOS

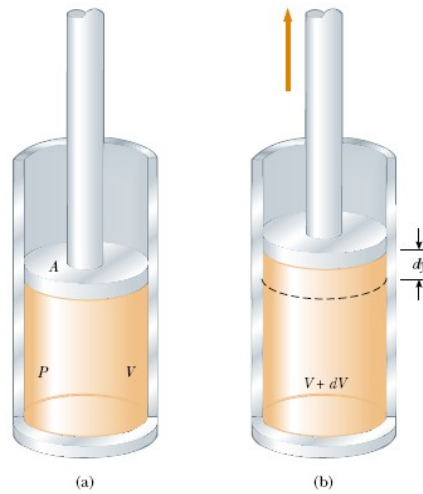


Fig 8

Consideremos un gas como se muestra en la figura 8 (a) que se encuentra en equilibrio. Este gas ocupa un volumen V y tiene una presión uniforme P . Si el pistón tiene una sección A , entonces el gas ejerce una fuerza sobre el pistón que es: $F = P A$.

Consideremos que el gas se expande quasi-estáticamente, es decir que se expande tan lentamente que permanece en equilibrio térmico.

El pistón se desplaza un cierto dy (Fig 8 (b)), entonces el trabajo realizado por el gas sobre el pistón es:

$$dW = F dy = P A dy$$

como $A dy = dV$ (incremento en el volumen):

$$dW = P dV$$

$$W = \int_{V_i}^{V_f} P dV$$

7. PRIMERA LEY DE LA TERMODINAMICA

Además de la energía potencial y cinética macroscópica que un cuerpo posee, también contiene energía interna, debido a la energía cinética y potencial de sus moléculas y átomos. La energía cinética interna aumenta con el aumento del movimiento molecular y se manifiesta por un aumento de temperatura del cuerpo, mientras los cambios en la energía potencial de las moléculas son causados por cambios en sus configuraciones relativas. Consideraremos las energías potencial y cinética macroscópicas inalteradas.

Vamos a suponer que una parcela de aire con masa unitaria recibe una cierta cantidad de calor q , por conducción o radiación. Como resultado, la parcela puede producir un trabajo externo W y/o almacenar energía interna, aumentándola de U_1 para U_2 . Por la ley de la conservación de la energía,

$$Q = W + (U_2 + U_1)$$

y en la forma diferencial:

$$dQ = dW + dU$$

La variación de la energía interna es:

$$\Delta U = Q - W$$

Que es una expresión de la 1a Ley de la Termodinámica.

Recordando que:

$$dW = PdV$$

Esta ecuación combinada, queda:

$$dQ = dU + PdV$$

8. PROCESOS ADIABÁTICOS

Hasta este punto consideramos algunas propiedades básicas del vapor de agua y formas de medir su variabilidad. Ahora examinaremos algunos de los importantes papeles que el vapor de agua desempeña en los procesos del tiempo.

La condensación del vapor de agua puede resultar en rocío, niebla y nubes. No obstante cada tipo de condensación sea diferente, todos exigen aire saturado para formarse. Según vimos anteriormente, la saturación ocurre:

- a) Cuando vapor de agua es agregado al aire
- b) Cuando el aire es enfriado hasta su punto de rocío.

Veremos el segundo de los procesos, el enfriamiento radiativo de la superficie de la Tierra durante la noche es responsable por la formación de rocío y algunos tipos de nieblas. Las nubes frecuentemente se forman durante la parte mas caliente del día. Por lo tanto, debe haber otro mecanismo operando durante la formación de nubes.

Si el material cambia su estado físico (presión, volumen y temperatura) sin recibir o liberar calor, el cambio es adiabático. En este caso,

$$dQ = 0$$

Mediante el uso del cálculo integral, se demuestra que para un proceso adiabático se cumple la siguiente relación:

$$P V^\gamma = \text{cte}$$

Donde $\gamma = cp/cv$. Siendo una propiedad de cada gas. (por mas info, ver cap. 21 Serway)

Mediante cálculos similares se obtienen además las siguientes relaciones para procesos adiabáticos:

$$T V^{\gamma-1} = cte$$

$$T P^{-R/cp} = cte$$

Estas 3 ecuaciones son llamadas las ecuaciones de Poisson.

NOTA: *Cv es el calor específico a volumen constante (V = cte) y Cp calor específico con presión constante (p = cte)*

9. TEMPERATURA POTENCIAL

Partiendo de la ecuación:

$$T P^{-R/cp} = cte$$

Se define la temperatura potencial θ de una parcela de aire es definida como la temperatura que tendría la parcela si fuese expandida o comprimida adiabáticamente desde su estado inicial de presión y temperatura a una presión estándar (generalmente 1000 hPa). Se puede obtener una expresión para θ a partir de la ley de los gases ideales.

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}$$

Esta es la ecuación de Poisson. Para el aire seco, $cp = 1004 \text{ J/Kkg}$. Por lo tanto, $R_d/cp = 0,286$. Si una parcela de aire es sometida a transformaciones adiabáticas, su temperatura potencial permanece constante. Por lo tanto, la temperatura potencial es una cantidad conservativa para transformaciones adiabáticas. Es un parámetro útil en termodinámica atmosférica, pues los procesos atmosféricos son frecuentemente próximos a los adiabáticos y entonces θ permanece constante.

La temperatura potencial equivalente, θ_e , es la dada por:

$$\theta_e = \theta \cdot \exp \left(\frac{L \cdot w_s}{c_{pT}} \right)$$

Donde L es el calor latente de condensación, y w_s y T son la razón de mezcla de saturación y la temperatura del aire, cuando ella alcanza la saturación por primera vez. En cuanto la temperatura potencial se conserva solo para procesos adiabáticos no saturados, la temperatura potencial equivalente se conserva para procesos adiabáticos secos y saturados.

10. GRADIENTE ADIABÁTICO SECO Y SATURADO

Para entender los procesos adiabáticos en la atmósfera es usual pensar en las corrientes ascendentes y descendentes de aire como si fuesen compuestas de unidades discretas de masa, llamadas parcelas de aire, que son consideradas térmicamente aisladas del ambiente de modo que su temperatura cambia adiabáticamente. Al subir o bajar una parcela de aire ésta tomará la misma presión del aire de su alrededor, que se supone en equilibrio hidrostático y se mueve con lentitud suficiente para que su energía cinética sea una fracción despreciable de su energía total.

El principal proceso en la formación de nubes en la atmósfera puede ser considerado como un ejemplo de proceso adiabático. Es el enfriamiento por expansión, que ocurre cuando la presión sobre una parcela de aire desciende, como el que ocurre cuando el aire asciende en la atmósfera. Cuando la parcela sube y se expande ella "empuja" el aire alrededor y con esto realiza trabajo (positivo). La energía para el trabajo de expansión es retirada de la energía interna de la parcela de aire, y por lo tanto la temperatura disminuye cuando el volumen aumenta ($dV > 0$). Como el proceso es adiabático sabemos que $dQ = 0$, por otro lado se demuestra por teoría cinética de gases que la energía interna también se puede escribir como: $dU = C_v dT$.

Aplicando el 1er principio de la termodinámica para un proceso adiabático nos queda que:

$$dT = - \frac{pdV}{C_v}$$

Donde p y C_v son siempre positivos, por lo tanto a si el volumen aumenta ($dV > 0$), la temperatura decrece ($dT < 0$). El calentamiento por compresión ocurre cuando el aire desciende en la atmósfera. En este caso, $dV < 0$, y por lo tanto $dT > 0$. Los cambios de temperatura descriptos son variaciones adiabáticas de la temperatura.

A modo de ejemplo procesos similares pueden ser visualizados cuando se infla con aire una cámara de bicicleta y después se vacía. Cuando se bombea el aire, comprimiéndolo en la cámara, la energía suministrada aumenta el movimiento de las moléculas del aire y la temperatura del aire sube (se puede notar el calentamiento en el inflador). Por otro lado, cuando se permite que el aire escape de la cámara al expandirse, realiza trabajo sobre el aire ambiente empujándolo y se enfría.

La tasa de variación de la temperatura que experimenta una parcela de aire seco cuando sube o desciende en la atmósfera es llamada gradiente adiabático seco. Su valor puede ser calculado a partir de la siguiente ecuación (dz representa la variación de la altura):

Sea V' = volumen por unidad de masa, entonces:

$$\frac{dT}{dz} = \left(\frac{V'}{C_p} \right) \frac{dP}{dz} (*)$$

Utilizando la ecuación hidrostática,

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

Y sustituyendo en la anterior (*):

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{c_p} = -\Gamma_d$$

Para $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ y $C_p = 1004 \text{ J/kg}^\circ \text{C}$, se obtiene

$$\Gamma_d = 9.8^\circ \text{C/Km} \cong 10^\circ \text{C/Km}$$

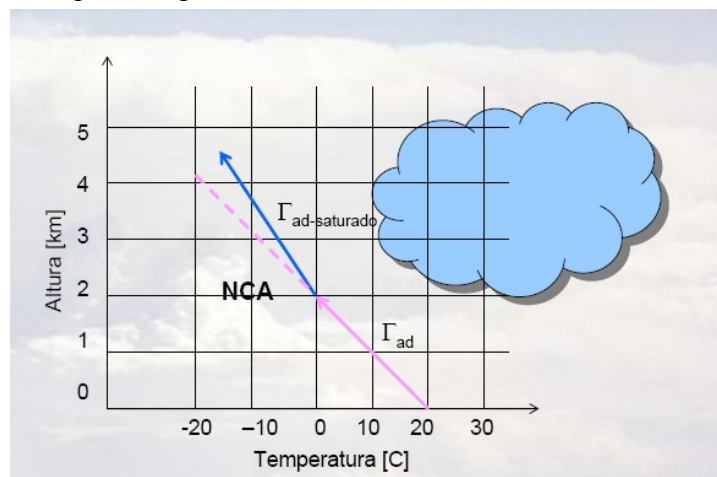
Se debe enfatizar que el Γ_d es válido para una parcela de aire seco que está siendo ascendida o descendida adiabáticamente. El gradiente vertical real de temperatura en la atmósfera, (que designaremos : Γ), es en promedio $6,5^\circ \text{C/km}$, en la troposfera, pero varía mucho de un lugar otro.

Para una parcela compuesta de aire húmedo no saturado el ascenso y descenso en la atmósfera real es mucho más cercano al adiabático y se puede usar el gradiente adiabático seco para prever sus variaciones de temperatura.

Si la parcela de aire sube suficientemente, su enfriamiento puede causar condensación. El nivel donde esto ocurre es el nivel de condensación por ascenso. A partir de este nivel, el calor latente de condensación es liberado. No obstante la parcela continúa enfriándose adiabáticamente, la liberación de calor latente tiende a disminuir la tasa de enfriamiento, en otras palabras, arriba del nivel de condensación por ascenso la tasa de enfriamiento es reducida por la liberación de calor latente. Esta tasa de enfriamiento más baja es llamada gradiente adiabático húmedo saturado y varía, de acuerdo con la humedad presente en el aire, de 3°C/km . para aire muy húmedo a 9°C/km . para aire con poca humedad. Se puede elegir un valor medio, por conveniencia, por ejemplo de 6°C/km . El gradiente adiabático húmedo es el dado por:

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L}{c_p} \cdot \frac{d(w_s)}{dT}}$$

donde: Γ_d es el gradiente adiabático seco; L es el calor latente de condensación; w_s es la razón de mezcla de saturación. Nótese que siempre $\Gamma_s < \Gamma_d$



Las parcelas ascendentes no saturadas se enfrían con el gradiente adiabático seco. Después de alcanzar la saturación, en el nivel de condensación por ascenso, el enfriamiento se da según el gradiente adiabático húmedo saturado.

