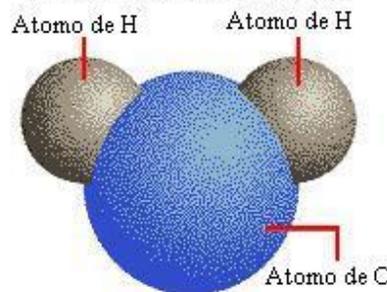


CAPÍTULO 5. HUMEDAD EN LA ATMÓSFERA.

5.1 EL AGUA.

Los antiguos filósofos consideraban el agua como uno de los elementos básicos que representaba a todas las sustancias líquidas. Los científicos no descartaron esta idea hasta la última mitad del siglo XVIII. **Agua** es el nombre común que se le da al estado líquido del compuesto de hidrógeno (H) y oxígeno (O), H_2O . El agua pura es un líquido inodoro e insípido. Tiene un matiz azul, que sólo puede detectarse en capas de gran profundidad. A la presión atmosférica normal, el punto de congelación del agua es $0^\circ C$ y su punto de ebullición es $100^\circ C$. El agua alcanza su densidad máxima de 1000 kg/m^3 a una temperatura de $4^\circ C$ y se expande al congelarse. En la figura 5.1 se muestra un esquema de la molécula de agua.

Figura 5.1 Esquema de la molécula de agua.



Como muchos otros líquidos, el agua puede existir en estado sobreenfriado, es decir, que puede permanecer en estado líquido aunque su temperatura esté por debajo de su punto de congelación; se puede enfriar hasta unos $-25^\circ C$ sin que se congele. El agua sobreenfriada se puede congelar descendiendo más su temperatura, agitándola o agregándole partículas de hielo o de algún cristal como yoduro de plata.

Debido a su capacidad de disolver numerosas sustancias en grandes cantidades, el agua pura casi no existe en la naturaleza; todas las sustancias son de alguna manera solubles en agua, por lo que se conoce como el disolvente universal. Durante la condensación y precipitación, la lluvia o la nieve absorben de la atmósfera cantidades variables de dióxido de carbono y otros gases, así como pequeñas cantidades de material orgánico e inorgánico, por lo que no cae como precipitación en forma pura.

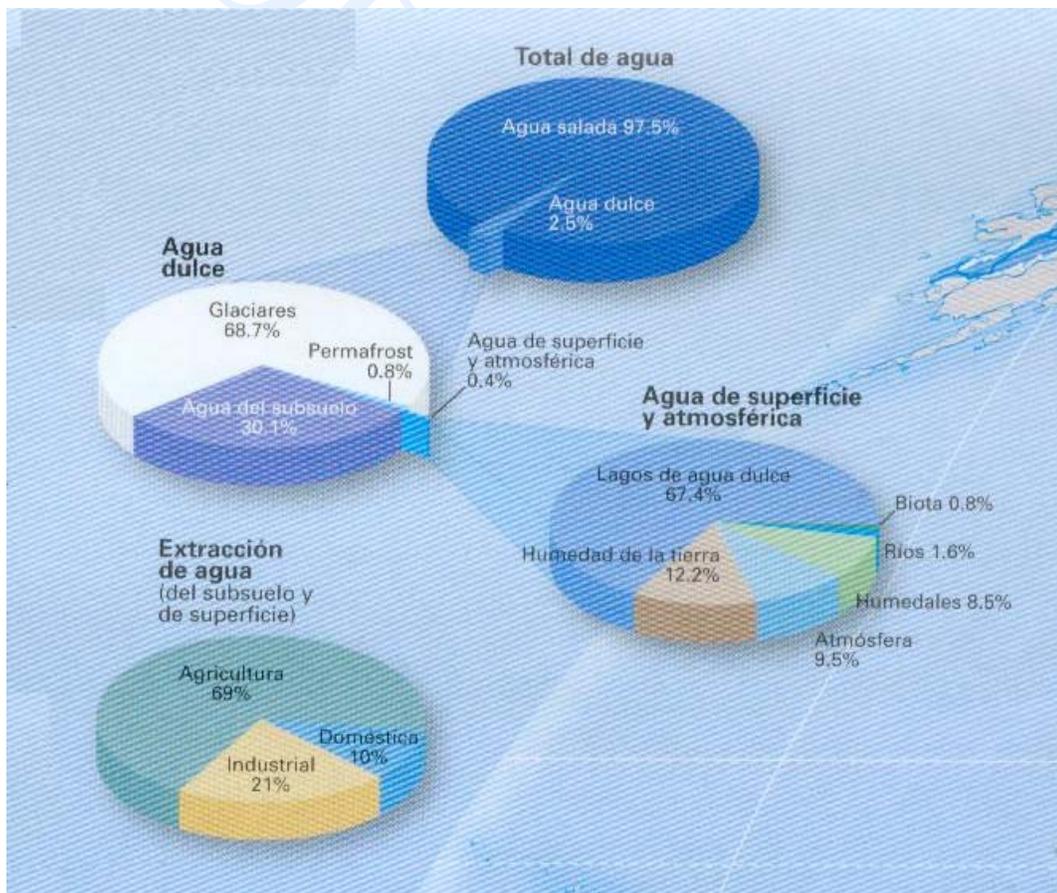
El agua es la única sustancia que existe a temperaturas comunes en los tres estados de la materia: sólido, líquido y gas. Como sólido o hielo se encuentra en los glaciares y los casquetes polares, así como en las superficies de agua en invierno; también en forma de nieve, granizo y escarcha, y en las nubes formadas por cristales de hielo. Como líquido existe en forma de lluvia y de rocío; además, cubre las tres cuartas partes de la superficie terrestre en forma de pantanos, lagos, ríos, mares y océanos (figura 5.2). Como gas, existe en forma de vapor, niebla y nubes.

Figura 5.2 Agua, elemento vital, Salto del Laja, Chile.



Al agua en estado de gas se le llama vapor de agua. El vapor de agua se encuentra sólo en pequeña proporción en atmósfera, con una concentración entre 0 y 4%, pero esta pequeña cantidad es de gran importancia, porque permite la formación de nubes y precipitación. Aunque las nubes y el vapor de agua representan sólo cuatro centésimas del 1% de toda el agua dulce, contienen seis veces más agua que todos los ríos del mundo (figura 5.3). El vapor de agua en la atmósfera se mide en términos de la humedad relativa, que es la relación de la cantidad de vapor de agua en el aire a una temperatura dada, respecto al máximo de vapor que puede contener la atmósfera a esa temperatura.

Figura 5.3 Distribución del agua sobre la superficie terrestre.



El agua es vital como el aire; sin embargo la tercera parte de la población del mundo vive en países donde con frecuencia su suministro no satisface la demanda: mas de mil millones de personas carecen de acceso al agua potable. Estas cifras aumentarán espectacularmente en los próximos 25 años a medida que aumente la población. La Tierra está rebosante de agua y recicla continuamente la misma cantidad que ha tenido durante millones de años, así que no es que el agua se esté agotando, sino que el agua dulce accesible de los lagos, ríos y mantos acuíferos, llamada a menudo agua renovable, es inferior al 0.1% del total de agua de la Tierra, y raramente se encuentra donde mas se necesita. Ya hemos extraído más de la mitad de ella, y más de la mitad de las grandes cuencas del mundo sufren hoy la sobreexplotación y los conflictos políticos.

En el tiempo que le tome leer estos párrafos, digamos un par de minutos, unos 6 niños de todo el mundo habrán muerto porque no disponían de suficientes instalaciones para agua limpia o servicios sanitarios. En un día más de 9000 personas habrán perecido víctimas de diarrea, cólera, esquistosomiasis y otra enfermedades que se diseminan por el agua contaminada o por la falta de agua para una higiene adecuada. Hacia finales del 2002, tres millones 400 mil personas habrán fallecido, la mayoría de ellas habitantes de Asia y África y la mayoría menores de cinco años de edad.

A pesar de que el agua potable es necesaria para la vida y un derecho fundamental, cada día es mas difícil obtenerla debido a la contaminación y las demandas de una población en aumento. Ni siquiera las países industrializados son ajenos a este problema. Lo que resulta particularmente preocupante es el envenenamiento de los mantos acuíferos subterráneos, la principal fuente de agua potable para casi la tercera parte del mundo. A diferencia de los ríos, que se renuevan por sí mismos cada 20 días, los mantos acuíferos pueden tardar cientos de miles de años en recargarse.

5.2 EL CICLO HIDROLOGICO.

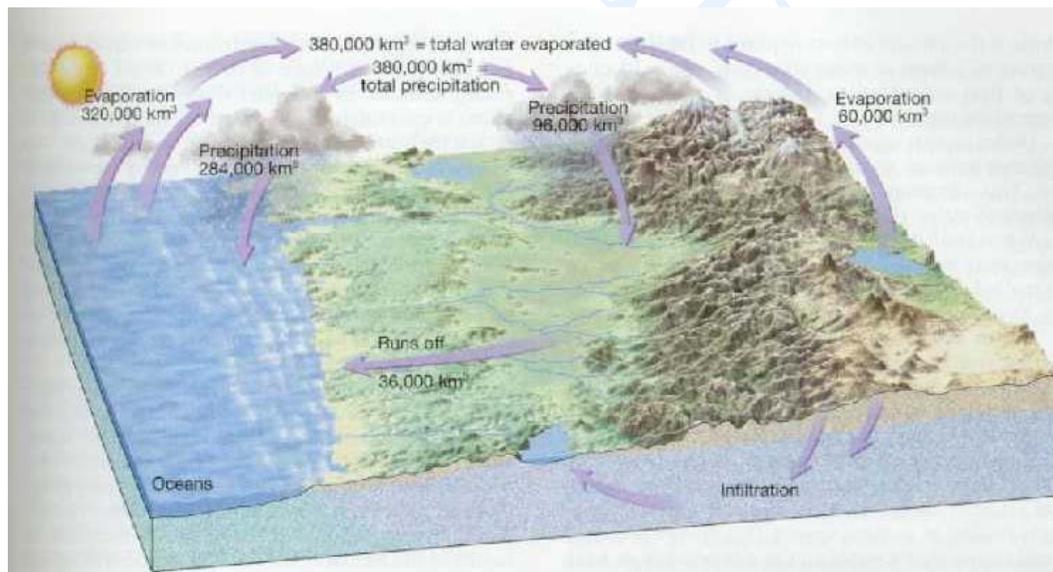
El agua se encuentra en todos los lugares sobre la superficie de la tierra: en los océanos, glaciares, lagos, ríos, suelo, aire. A este conjunto de masas de agua le llamamos hidrosfera, que contiene del orden de 1.36 billones de kilómetros cúbicos (km^3) de agua, distribuida de la siguiente manera: 97,5% de océanos, 2,5% otras fuentes y sólo 0,001% de vapor de agua se encuentra en la atmósfera. En la figura 5.3 se muestra como se distribuye el agua en el planeta.

Existe un continuo intercambio de agua entre los océanos - atmósfera - continentes, conocido como el *ciclo hidrológico*, que es un gigantesco sistema generado por la energía del Sol, que evapora el agua desde los océanos en su mayor parte y algo desde los continentes, esta humedad es transportada en la atmósfera a grandes distancias. La condensación del vapor forma las nubes que producen la precipitación, que luego cae en los océanos y los continentes. Desde los continentes fluye también hacia los océanos en gran parte desde los ríos, donde nuevamente se evapora cerrándose un ciclo que se repite continuamente.

Una vez que el agua cae en tierra, la parte que no fluye hacia los océanos, la absorbe la tierra moviéndose hacia el fondo y los lados, donde se filtra hacia los lagos y ríos y de aquí otra vez al océano. Cuando cae más lluvia que la capacidad de la tierra para absorber, el exceso fluye sobre la superficie hacia ríos y lagos. Parte del agua infiltrada en el suelo es absorbida por las raíces de las plantas y luego liberada por las hojas a la atmósfera en un proceso llamado transpiración, y otra porción de agua se filtra en el suelo y se acumula en una zona de saturación para formar depósitos de agua subterránea, cuya superficie se conoce como nivel freático. Por influencia de la fuerza de gravedad, el agua se acumula en los intersticios de las rocas, debajo de la superficie terrestre formando depósitos de agua subterránea que abastecen a pozos y manantiales, y mantienen el flujo de algunos arroyos o vertientes durante los periodos de sequía.

Un diagrama que muestra el intercambio de agua en el ciclo hidrológico, se observa en la figura 5.4. Aunque la cantidad de vapor de agua es una pequeña fracción del total de agua en el sistema, la cantidad absoluta es enorme: 380.000 km^3 , si se concentrara sería suficiente para cubrir toda la Tierra con una profundidad del orden de un metro. El balance de agua promedio global arroja los siguientes valores numéricos: evaporación desde los océanos 320.000 km^3 y desde los continentes 60.000 km^3 , precipitación sobre los océanos 284.000 km^3 y sobre los continentes 96.000 km^3 . Como la cantidad total de vapor de agua en la atmósfera no cambia, la precipitación media anual sobre la Tierra debe ser igual a la cantidad de agua evaporada. Pero en los continentes la precipitación excede a la evaporación, inversamente en los océanos la evaporación excede a la precipitación. Como el nivel de agua en los océanos no disminuye, el exceso de agua de 36.000 km^3 sobre los continentes, escurre desde los ríos hacia los océanos y balancea el déficit de lluvia sobre los océanos. Así, el ciclo hidrológico es el continuo movimiento de agua desde los océanos a la atmósfera, de la atmósfera a la tierra y de la tierra regresa al mar.

Figura 5.4 Esquema del ciclo hidrológico.



5.3 CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA.

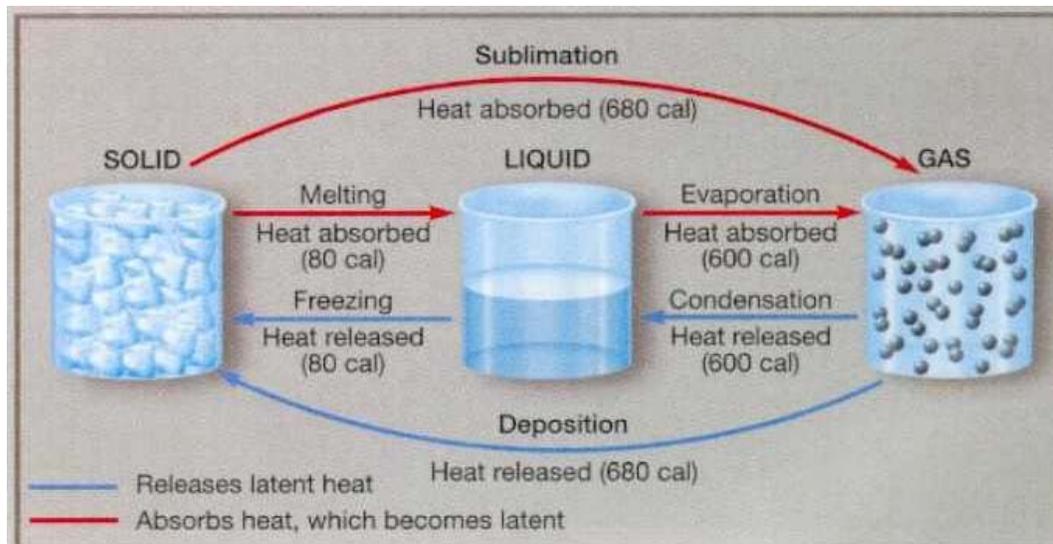
El vapor de agua en la atmósfera puede cambiar a sus otros estados líquido o sólido a la temperatura y presión existentes en el ambiente, por eso el agua puede dejar los océanos como gas y regresar como líquido.

Los procesos de cambio de estado del agua (y de cualquier sustancia) requieren absorción o liberación de calor. Cuando se le agrega o quita calor a una sustancia, se producen variaciones de temperatura (aumento o disminución), este calor se llama **calor sensible**, porque el objeto siente el calor agregado o perdido al cambiar su temperatura. Pero en ciertas condiciones se le agrega calor a una sustancia sin que cambie su temperatura, por ejemplo cuando se evapora el agua, en ese caso se produce un cambio de estado o de fase y al calor necesario para producir el cambio de fase se le llama **calor latente**, porque este calor está presente y a punto para ser usado cuando termina el proceso de cambio de estado. Por ejemplo, si se hierve agua en un recipiente abierto a la presión atmosférica normal, la temperatura no aumenta por encima de los 100° C por mucho calor que se suministre. El calor que se absorbe sin cambiar la temperatura del agua es el calor latente; no se pierde, sino que se emplea en transformar el agua en vapor y se almacena como energía en el vapor. Cuando el vapor se condensa para formar agua, esta energía vuelve a liberarse, recuperándose el calor latente como calor sensible. Del mismo modo, si se calienta una mezcla de hielo y agua, su temperatura no cambia hasta que se funde todo el hielo. El calor latente absorbido se emplea para vencer las fuerzas que mantienen unidas las partículas de hielo, y se almacena como energía en el agua.

Cuando se evapora el agua por la radiación solar, el calor usado como calor latente, se libera después como calor sensible cuando el vapor otra vez se condensa en gotitas de agua. La liberación de calor latente es una importante fuente de energía para la formación de tormentas, huracanes y temporales. El calor latente es la energía térmica necesaria para que un kilogramo de una sustancia cambie de un estado a otro, se mide en J/kg o

cal/gr. Existen calores latentes de fusión, de vaporización y de sublimación, para los diferentes procesos de cambio de estado del agua, que se ilustran en la figura 5.5, y que se resumen a mas abajo.

Figura 5.5 Procesos de cambio de estado del agua.



5.3.1 Vaporización o evaporación.

Es la transformación de líquido a gas. La evaporación es la conversión gradual de un líquido en gas sin que haya ebullición, que se realiza en la superficie del líquido. Las moléculas de cualquier líquido se encuentran en constante movimiento. La velocidad media de las moléculas sólo depende de la temperatura, pero puede haber moléculas individuales que se muevan a una velocidad mucho mayor o mucho menor que la media. A temperaturas por debajo del punto de ebullición, es posible que moléculas individuales que se aproximen a la superficie con una velocidad superior a la media tengan suficiente energía para escapar de la superficie y pasar al espacio situado por encima como moléculas de gas. Como sólo se escapan las moléculas más rápidas, la velocidad media de las demás

moléculas disminuye; dado que la temperatura, a su vez, sólo depende de la velocidad media de las moléculas, la temperatura del líquido que queda también disminuye. Es decir, la evaporación es un proceso de **enfriamiento**; si se pone una gota de agua sobre la piel, se siente frío cuando se evapora. En el caso de una gota de alcohol, que se evapora con más rapidez que el agua, la sensación de frío es todavía mayor. Por ejemplo la transpiración humana es un mecanismo de defensa del cuerpo hacia el exceso de calor; los perros no transpiran pero cuando sienten calor jadean produciendo evaporación, reduciendo de esa manera su temperatura corporal; los cerdos que tampoco transpiran, se refrescan en el barro.

Si un líquido se evapora en un recipiente cerrado, el espacio situado sobre el líquido se llena rápidamente de vapor, y la evaporación se ve pronto compensada por el proceso opuesto, la condensación. Para que la evaporación continúe produciéndose con rapidez hay que eliminar el vapor tan rápido como se forma. Por este motivo, un líquido se evapora con la máxima rapidez cuando se crea una corriente de aire sobre su superficie. Cuando después de que ha llovido la energía del Sol comienza a secar el suelo, el calor se consume en evaporar la humedad de la tierra, lo que hace disminuir la temperatura del aire, haciendo que los días sean más frescos que si no hubiese llovido. Para convertir un gramo de agua en vapor se requiere agregar al líquido aproximadamente 540 calorías, cantidad que se llama *calor latente de vaporización*, $L_v = 540 \text{ cal/gr}$.

5.3.2 Condensación.

Es la transformación de un gas a líquido. Las moléculas de gas que se condensan entregan energía cinética a la superficie sobre la que condensan, por lo que este es un proceso de **calentamiento**. Cuando el vapor de agua en la atmósfera se transforma en gotitas para formar las nubes, se libera calor a la atmósfera, produciendo un aumento de temperatura. En la atmósfera, la conversión de un gramo de vapor en agua libera al ambiente la cantidad $L_c = 540 \text{ cal/gr}$, como *calor latente de condensación*.

5.3.3 Fusión o derretimiento.

Es la transformación de sólido a líquido (en este caso hielo a agua). Para producir el derretimiento, se requiere agregar al hielo 80 calorías de energía como *calor latente de fusión*, $L_f = 80 \text{ cal/gr}$.

5.3.4 Solidificación o congelación.

Es el cambio de estado de líquido a sólido (agua a hielo). Cuando un gramo de agua se congela a hielo, se liberan al ambiente las 80 calorías usadas en la fusión, como *calor latente de solidificación*, $L_f = 80 \text{ cal/gr}$.

5.3.5 Sublimación.

Es la transformación directa de sólido a gas, sin pasar por la fase líquida. En este proceso se debe agregar 620 calorías de energía al hielo para convertirlo en vapor, como *calor latente de sublimación*, $L_s = 620 \text{ cal/gr}$.

5.3.6 Deposición.

Es la transformación directa de gas a sólido (vapor a hielo). En este proceso se libera energía como *calor latente de deposición*, $L_s = 620 \text{ cal/gr}$.

5.3.7 Ebullición.

Es un proceso en el cual el líquido pasa al estado de gas en el interior del líquido, donde el gas se concentra para formar burbujas que flotan hasta la superficie y desde ahí escapan al aire adyacente. La presión dentro de las burbujas debe ser grande para vencer la presión del agua que las rodea.

Si la presión atmosférica aumenta, la temperatura de ebullición se eleva y viceversa. Cuando ascendemos a mayor altura sobre el nivel del mar, el agua hierve con temperaturas menores porque la presión disminuye. Pero los alimentos se cuecen cuando la temperatura del agua es elevada y no por la temperatura de ebullición, por lo tanto a mayor altura se debe esperar más tiempo para cocer los alimentos, por ejemplo un huevo duro en Concepción se cuece en aproximadamente dos minutos y en Visviri (4070 m de altura snm, en el extremo norte de Chile) en varias horas. La ebullición es un proceso de enfriamiento, en condiciones normales el agua que hierve a 100° C, se enfría con la misma rapidez con la cual la calienta la fuente de calor, sino la temperatura del agua aumentaría siempre con la aplicación del calor.

Resumiendo, para cambiar el estado del agua de sólido a líquido y de líquido a gas, se debe agregar energía y viceversa en el proceso inverso, como se observa en el esquema de la figura 5.5.

5.4 PARAMETROS DE HUMEDAD.

Definición: Llamaremos *parcela* de aire a un pequeño volumen de aire representativo de la atmósfera, similar a la partícula en la mecánica clásica. Las variables del tiempo y clima se expresan por unidad de masa considerando una parcela de aire de masa unitaria.

La humedad es el término usado para describir la cantidad de vapor de agua en el aire. Se usan diferentes parámetros para expresar cuantitativamente el contenido de humedad en la atmósfera. Pero antes de considerar cada uno de estos métodos se debe conocer el concepto de **saturación**. El aire a una temperatura dada puede contener una cantidad determinada de vapor de agua, con un máximo hasta un límite que depende de la temperatura. Cuando se llega al límite se dice que el aire está saturado de humedad, si se excede del límite, el exceso de vapor se condensa para convertirse en niebla o nubes.

El concepto de humedad tiene importancia en la climatología, porque es un factor en la determinación de los tipos de climas. Además, la sensación de confort se relaciona básicamente con la humedad relativa, por lo que se tiene en cuenta en el uso del aire acondicionado en industrias, edificios, hogares, etc.

Para medir el contenido de humedad en la atmósfera, se usan los parámetros de humedad, que se definen mas abajo, y si el aire está saturado se tienen los mismos parámetros, pero ahora de humedad de saturación.

5.4.1 Humedad absoluta, U .

Es la cantidad de masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire, se mide en gr/m^3 . Por tanto, la humedad absoluta constituye la densidad del vapor de agua existente en el aire. Valores máximos de U son del orden de 40 gr/m^3 .

5.4.2 Humedad relativa, HR .

Es la proporción de vapor de agua real en el aire comparada con la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación a la temperatura correspondiente. La humedad relativa indica que tan cerca está el aire de la saturación, mas que decir la cantidad real de vapor de agua en el aire. Se mide en porcentaje entre 0 y 100, donde el 0 significa aire seco y 100% aire saturado de humedad.

5.4.3 Humedad específica, q .

Es la cantidad de gramos de vapor de agua contenidos en un kilogramo de aire húmedo; es decir, en una mezcla de aire seco y vapor de agua. Se mide en gr/kg . Valores máximos de q son del orden de 40 gr/kg .

5.4.4 Presión de vapor, e .

Es la presión que ejerce sólo el vapor de agua contenido en la atmósfera, sin considerar la presión de todos los otros gases. La máxima presión de vapor es del orden de 50 hPa.

5.4.5 Relación de mezcla, r .

Es la cantidad de masa de vapor de agua contenida en una unidad de masa de aire seco, se mide en gr/kg. Las mediciones indican que el valor de relación de mezcla máxima es del orden de 40 gr/kg.

5.4.6 Temperatura del punto de rocío.

Se define la temperatura de rocío, T_d , como aquella a la cual una parcela de aire debería ser enfriada a presión constante para alcanzar la saturación. Por lo tanto es una medida del contenido de humedad en la atmósfera. Mientras más pequeña (grande) sea la diferencia entre la temperatura real T y la T_d , mayor (menor) es la humedad de la atmósfera. Cuando $T = T_d$, el aire se satura y comienza la condensación del vapor de agua en rocío, niebla o nubes. El término temperatura de rocío viene del hecho que durante la noche los objetos cerca del suelo se enfrían por debajo de T_d , formándose la condensación del vapor de agua en gotitas de agua sobre las superficies de los objetos, lo que se llama rocío. Por ejemplo los metales pierden calor rápidamente cuando disminuye la temperatura, por lo que al poco tiempo de ponerse el Sol se enfrían hasta alcanzar la temperatura de rocío y comienza la condensación sobre el metal. Se puede ver con facilidad como en época de bajas temperaturas, se produce el rocío sobre los vehículos poco después que se ha puesto el Sol.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera depende de la temperatura. Considerando como una medida del contenido de vapor de agua en el aire

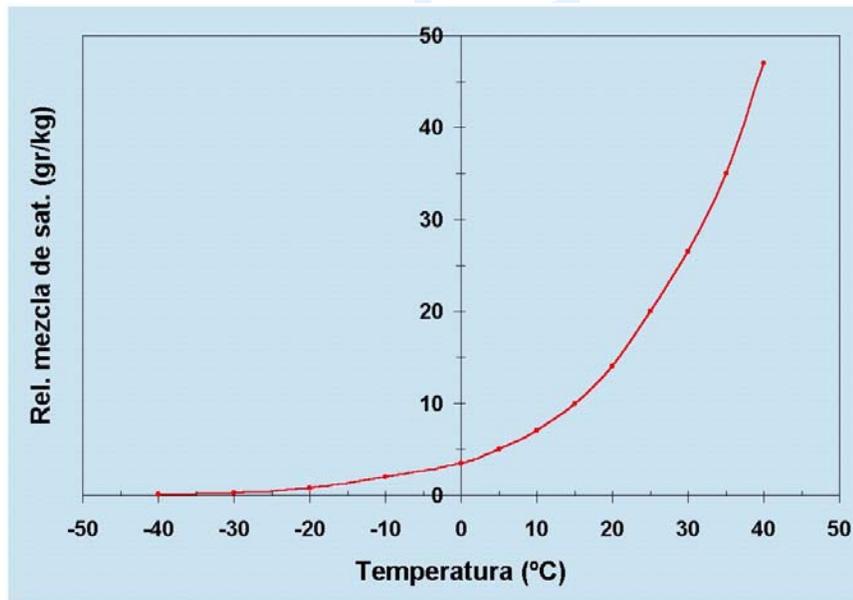
a la relación de mezcla de saturación, r_s , su dependencia con la temperatura se da en la tabla 5.1, para valores típicos encontrados a nivel del mar en latitudes medias.

Tabla 5.1 Algunos valores de relación de mezcla de saturación.

T °C	-20	-10	0	5	10	15	20	25	30	35
r_s g/Kg	0.75	2	3.5	5	7	10	14	20	26.5	35

En forma gráfica, la dependencia de la relación de mezcla de saturación con la temperatura, se muestra en la figura 5.6.

Figura 5.6 Relación de mezcla de saturación versus temperatura.



Se puede ilustrar el cálculo de la humedad relativa con los valores de la tabla 5.1: por ejemplo a 20° C el aire está saturado de humedad si tiene 14 gramos de vapor por cada kilogramo de aire, y tendría una humedad relativa de 100%. Si a 20° C el aire tuviese 10.5 gr/kg, entonces la humedad relativa sería de $(10.5 \text{ gr/kg}) / (14 \text{ g/kg}) = 0,75 = 75\%$.

Otro ejemplo para calcular la temperatura de rocío: si el aire tiene un 50% de humedad relativa a 25° C, tendrá una relación de mezcla de 10 gr/kg. Del gráfico de la figura 5.6, al producir el enfriamiento de la parcela de aire hasta alcanzar la saturación, se obtiene para la temperatura de rocío $T_d = 15^\circ \text{ C}$ y $\Delta T = T - T_d = 25^\circ \text{ C} - 15^\circ \text{ C} = 10^\circ \text{ C}$.

La escarcha no es rocío congelado. La escarcha se forma cuando el punto de rocío T_d del aire es igual o menor que 0° C, transformándose el vapor de agua directamente en gotitas de hielo sólido, que en conjunto forman la escarcha durante el proceso de deposición.

En resumen, la saturación se produce cuando se agrega más vapor de agua al aire que lo que puede contener o cuando el aire se enfría hasta alcanzar la temperatura de rocío, a la cual se produce la condensación.

5.5 MEDICION DE LA HUMEDAD.

La humedad absoluta y la relación de mezcla son difíciles de medir directamente, pero si se conoce la humedad relativa, esos parámetros se pueden calcular de tablas y/o gráficos.

Para medir la humedad relativa se usa el **higrómetro**. El higrómetro más simple se llama **psicrómetro**, que se muestra en la figura 5.7 a la izquierda, está formado por dos termómetros idénticos ubicados uno al lado del otro, uno llamado termómetro seco y el otro termómetro húmedo porque el depósito de mercurio se rodea con un paño de muselina mojado en agua destilada. Un ventilador se ubica cerca de los termómetros, cuya función es hacer circular el aire través de los mismos. El aire que debe

circular continua y libremente por este termómetro evapora el agua de la muselina, absorbiendo calor desde el termómetro haciendo disminuir su temperatura. La cantidad de enfriamiento es directamente proporcional a la sequedad del aire; mientras más seco el aire, mayor enfriamiento. La diferencia entre ambas temperaturas es una medida de la humedad del aire, a mayor (menor) diferencia menor (mayor) humedad relativa. Si el aire está saturado, no se produce evaporación y los dos termómetros marcan la misma temperatura. Se han construido tablas para obtener las relaciones y valores entre las temperaturas seca y húmeda y entre la humedad relativa y el punto de rocío. No detallaremos estas tablas ni valores aquí.

Figuras 5.7 Psicrómetro, izquierda; higrómetro, derecha.



Otro instrumento para medir la humedad relativa se llama *higrómetro de cabello*, que se muestra en la figura 5.7 a la derecha, que mide la humedad relativa directamente. Su operación se basa en que el cabello humano cambia su longitud con los cambios de humedad relativa, el pelo se alarga (acorta) si la humedad relativa aumenta (disminuye). Para medir la

humedad, un haz de cabellos se tensa y se conecta a un elemento sensible llamado “bimetalico”, que está conectado a un sistema de transmisión y amplificación el cual posee un brazo inscriptor con una plumón de tinta en su extremo, registrando los cambios de humedad sobre el diagrama calibrado entre 0 y 100% de humedad relativa, diagrama que se observa en la parte inferior de la figura 5.7. En este instrumento se miden simultáneamente la humedad y la temperatura, cuyo registro se observa en la parte superior de la figura 5.7, por lo que se llama higrótermografo.

El higrómetro es menos exacto que el psicrómetro y ambos no dan buenas medidas cuando la temperatura y humedad son bajas. La verdad es que no existe un medidor de humedad apropiado para medirla en todos los rangos de temperaturas que se encuentran en la atmósfera, los que dan buenos resultados para algunos valores de temperatura pueden dar malos valores en otro rango.

5.6 CAMBIOS EN LA HUMEDAD RELATIVA.

En general la humedad relativa puede cambiar si cambia el contenido de vapor de agua del aire, pero como este cambio depende de la temperatura, entonces la humedad relativa puede cambiar por dos razones: por cambios en el contenido de vapor de agua del aire o por cambios en la temperatura del aire.

5.6.1 Cambios de humedad por variación en el vapor de agua.

Cuando se le agrega vapor de agua a una parcela de aire, su humedad relativa crece hasta que puede ocurrir la saturación y tener 100% de humedad. Se le puede seguir agregando vapor de agua a la parcela de aire, pero la humedad no puede superar el 100%, entonces el exceso de vapor se condensa en gotas de agua. Por ejemplo cuando se cocina, mientras mayor es la temperatura del agua de las ollas o tetera, las moléculas tienen más energía cinética y la tasa de evaporación es mayor, aumentando rá-

pidamente la humedad de la cocina; después de un rato el aire dentro de la cocina se satura de humedad y el exceso de vapor de agua comienza a condensarse en paredes, ventanas, y en todas las superficies dentro de la cocina. Esto es más notorio en época de bajas temperaturas, porque el vapor de agua puede enfriarse hasta la saturación más rápidamente. En la atmósfera, la evaporación desde los océanos y los demás cuerpos de agua o superficies húmedas, le agregan vapor de agua al aire.

5.6.2 Cambios de humedad por variación de temperatura.

Para un contenido de vapor de agua constante, un descenso (aumento) de la temperatura del aire produce un aumento (disminución) de la humedad relativa. Cuando el aire se enfría por debajo del nivel de saturación, comienza la condensación del vapor en gotas de agua para formar las nubes (más detalles después en el capítulo 6 de nubes). Como una nube es agua líquida, esta humedad no es parte del contenido de vapor de agua del aire.

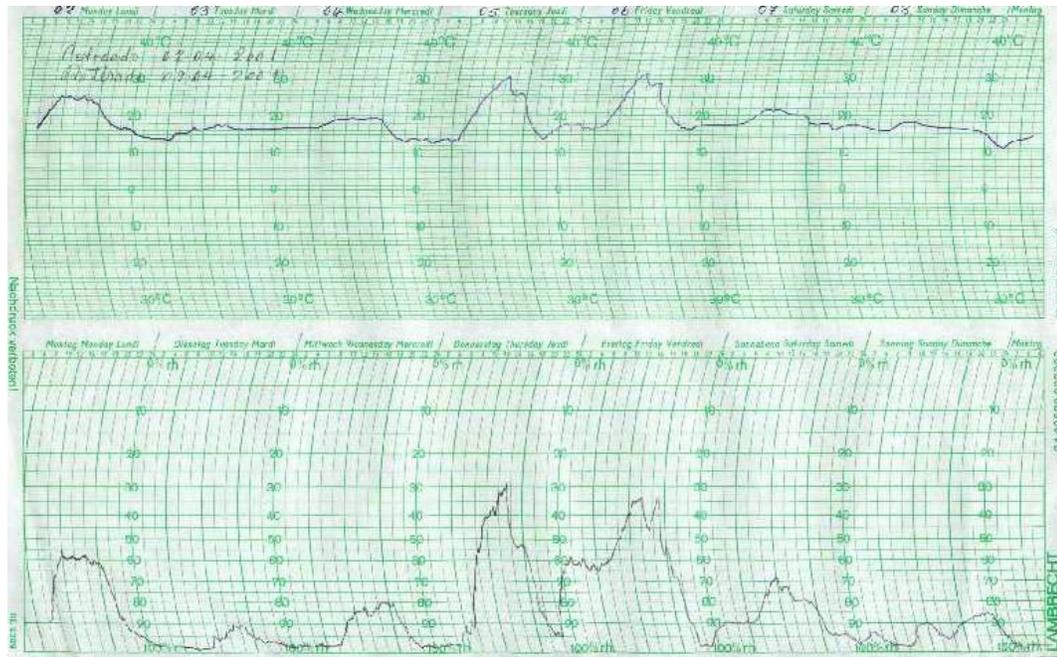
En la naturaleza, los cambios de humedad relativa causados por variaciones de temperatura pueden ser de tres formas:

- a) Variaciones diarias de temperatura.
- b) Movimiento de aire de un lugar a otro.
- c) Movimiento vertical del aire.

La variación diaria típica de humedad se puede ver en el higrótermograma de la figura 5.8, esto es, un gráfico donde se registra en forma continua tanto la humedad como la temperatura del aire, con los datos de la estación meteorológica Bellavista de la Universidad de Concepción entre el 2 y 8 de abril de 2001. En este registro semanal, en el eje horizontal se representa el tiempo, en horas y en el eje vertical la temperatura en la parte superior y la humedad relativa en la parte inferior, entre 0 y 100%, en una escala invertida, es decir la humedad aumenta hacia abajo. Observar que en las horas más frías de la noche (cálidas del día) la humedad relativa alcanza sus valores más altos (bajos), sin que necesariamente

cambie el contenido de vapor de agua en el aire: altos valores de humedad relativa no significan altos contenidos de vapor de agua en el aire, ni viceversa.

Figura 5.8 Higrotermograma de Concepción.



5.7 CAMBIOS ADIABATICOS DE TEMPERATURA.

Consideremos el papel que el vapor de agua juega en el tiempo diario. La condensación se produce cuando el vapor se enfría lo suficiente para condensarse en líquido, produciendo rocío, niebla o nubes. Cerca del suelo, en la noche la superficie intercambia calor con el aire adyacente enfriándose, lo que hace condensarse al vapor de agua cerca de la superficie o sobre ella, produciéndose la niebla o el rocío. Las nubes que se pueden formar aún en días cálidos, tienen otro mecanismo de gestación, por el

cual el aire en altura se enfría lo suficiente para condensar al vapor de agua y producir las nubes. En ambos casos hay intercambios de calor.

Pero la temperatura del aire puede cambiar sin agregarle ni quitarle calor al medio, estas variaciones sin intercambios de calor se llaman procesos **adiabáticos**. La temperatura que se mide en un proceso sin intercambio de calor se llama **Temperatura Potencial** o adiabática, y se puede obtener cuando el aire se comprime o expande sin agregarle calor. Estos procesos tienen que realizarse termodinámicamente muy lentamente. Cuando el aire se expande, disminuye la presión de una parcela de aire y se enfría, por el contrario, cuando se comprime aumenta la presión y se calienta, es decir, las variaciones de presión producen variaciones de temperatura, que pueden ser adiabáticas.

Cada vez que el aire se eleva, llega a regiones de menor presión, como resultado se expande y se enfría adiabáticamente. Inversamente, si el aire desciende llega a niveles de mayor presión, se comprime y se calienta. La variación de temperatura en los movimientos verticales de aire no saturado se llama **gradiente adiabático seco**, y las mediciones indican que su valor es aproximadamente 9.8°C/km .

Si el aire se eleva lo suficiente, se enfría hasta alcanzar el punto de rocío, y se produce la condensación. En este proceso, el calor que fue absorbido como calor sensible durante la evaporación se libera como calor latente, y aunque la parcela de aire continúa enfriándose, lo hace en una proporción menor, porque la entrega de calor latente al ambiente produce aumento de temperatura. En otras palabras, la parcela de aire puede ascender con un gradiente adiabático seco hasta una altura llamada **nivel de condensación**, que es la altura donde comienza la condensación. Sobre ese nivel la tasa de enfriamiento con la altura se reduce por la liberación de calor latente y ahora se llama **gradiente adiabático húmedo**, su valor varía desde 5°C/km a 9°C/km de disminución con la altura, dependiendo de si el aire tiene un alto o bajo contenido de humedad. La figura 5.9 muestra el papel del enfriamiento adiabático en la formación de nubes.

5.8 ESTABILIDAD ATMOSFERICA.

Cuando el aire se eleva, se enfría, se condensa y eventualmente se pueden producir nubes. Pero no siempre ocurre eso, y cuando se producen las nubes pueden ser de tamaño muy diferentes. La formación de condensación y nubes está relacionada con la estabilidad del aire.

Imaginar una burbuja o parcela de aire que puede moverse sin intercambiar aire con el medio que la rodea (como un globo). Si la burbuja es forzada a elevarse, se expande y su temperatura disminuye. Si la temperatura de la burbuja se mantiene menor que la del ambiente que la rodea, debe ser más densa (más “pesada”), por lo tanto tiende a regresar a su posición original, en este caso se dice que el aire es *estable* respecto a movimientos verticales. Por el contrario, si la burbuja o parcela de aire que se eleva fuera más cálida que el ambiente, será menos densa (más liviana) y tiende a continuar elevándose hasta una altura donde encuentre un ambiente que le rodea con su misma temperatura, (es igual que los globos de aire caliente que se elevan hasta que la densidad del gas caliente iguala a la del ambiente), en este caso el aire es *inestable*.

La estabilidad es una propiedad del aire que describe su tendencia a permanecer en su posición original, estable, o a elevarse, inestable. La estabilidad de la atmósfera está regulada por la temperatura en diferentes niveles, lo que determina el *gradiente ambiental de temperatura*, que no es lo mismo que los cambios de temperaturas adiabáticos anteriores, sino que es el gradiente real o actual de temperatura de la atmósfera.

Ahora resumamos los distintos gradientes de temperatura que conocemos: el gradiente normal de temperatura, cuyo valor es -6.5° C/km en promedio global; el gradiente ambiental de temperatura, que es la variación real que se mide durante las mediciones con radiosondeo, puede tomar cualquier valor, incluso puede ser positivo en las capas de inversiones térmicas; el gradiente adiabático seco, cuyo valor es -9.8° C/km y el gradiente adiabático húmedo, de magnitud variable entre -5° a -9° C/km.

Estos gradientes de temperatura se utilizan para determinar el grado de estabilidad de la atmósfera. Se distinguen tres tipos de estabilidad, conocidas como estabilidad absoluta, inestabilidad absoluta e inestabilidad condicional.

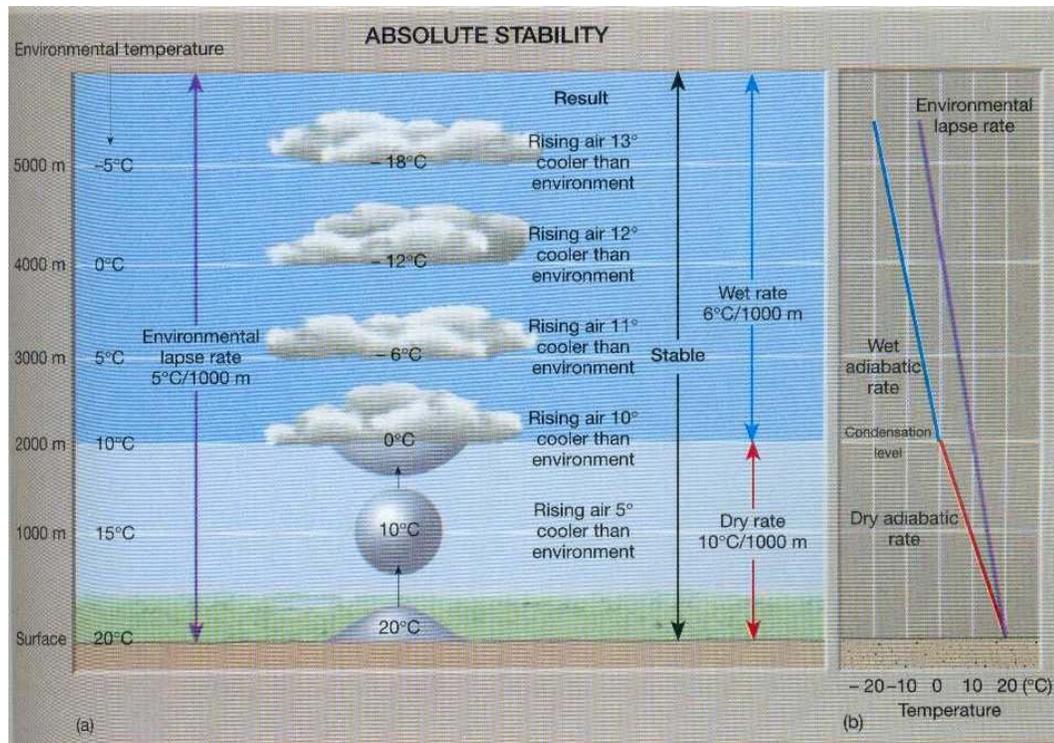
5.8.1 Estabilidad absoluta.

Se produce cuando el gradiente de temperatura ambiental real es menor que el gradiente adiabático húmedo y por lo tanto menor que el gradiente adiabático seco.

En la figura 5.9 se ilustra la formación de nubes cuando el aire es estable, con un gradiente de temperatura real de 5° C/km y un gradiente de temperatura húmedo de 6° C/km. En esta figura, por el gradiente ambiental real, si la temperatura en superficie es 20° C, a un kilómetro de altura es 15° C. Al imaginar el proceso de elevar la parcela de aire desde superficie, se enfría según el gradiente adiabático seco hasta 10° C a un kilómetro de altura, por lo que es más densa. Si se fuerza a elevar más la parcela hasta el nivel de condensación donde se formarían las nubes, se enfría más y se hace más densa que el ambiente por lo que tiende a regresar a su posición original en superficie, entonces se dice que la atmósfera es estable. La estabilidad evita la formación de nubes.

Las condiciones más estables se producen cuando la temperatura aumenta con la altura, es decir con una inversión térmica. Las inversiones térmicas ocurren más frecuentemente en la noche con cielos claros por enfriamiento radiativo, formándose capas de aire muy estable que no permiten la mezcla vertical. Estas capas estables favorecen el aumento de contaminación, como en Santiago durante las frías noches de invierno, ya que el aire contaminado muy denso y pesado permanece cerca del suelo, sin poder mezclarse con el aire superior más limpio, y si no hay viento no se puede transportar horizontalmente.

Figura 5.9 Estabilidad absoluta.

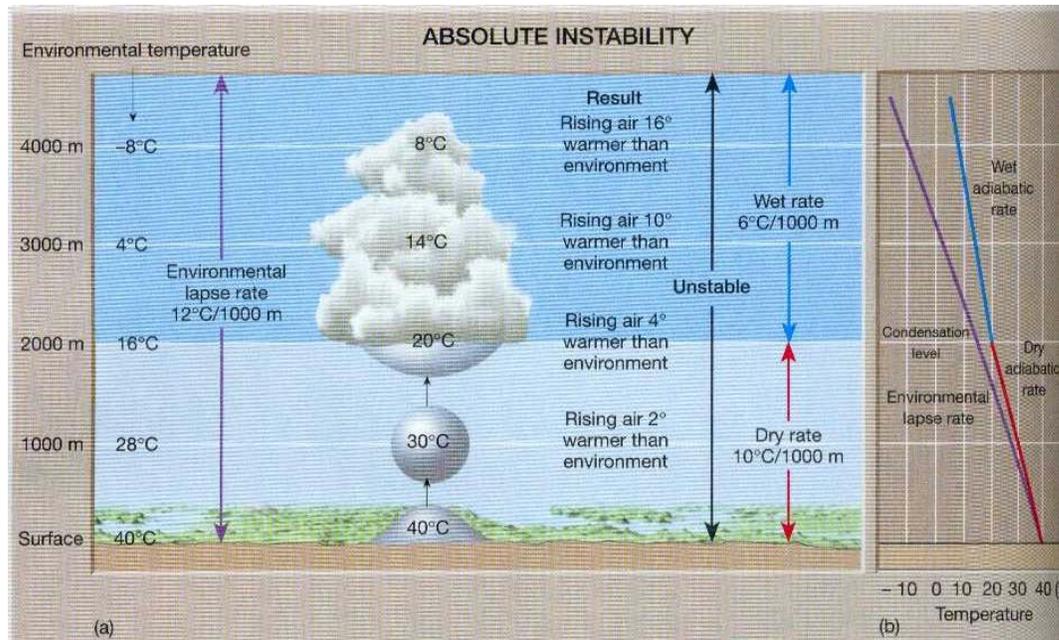


5.8.2 Inestabilidad absoluta.

Una parcela de aire tiene inestabilidad absoluta cuando el gradiente ambiental real de temperatura es mayor que el gradiente adiabático seco.

En la figura 5.10 se ilustra el proceso con los valores de gradiente ambiental, húmedo y seco de 12, 6 y 10° C/km respectivamente, donde la parcela de aire ascendente es siempre más cálida que el ambiente, por lo que seguirá elevándose y la atmósfera es inestable. Al elevarse el aire se expande y se enfría hasta producirse la condensación, favoreciendo la formación de nubes.

Figura 5.10 Inestabilidad absoluta.



Este tipo de inestabilidad ocurre más frecuentemente durante los meses cálidos con días despejados, cuando el calentamiento solar es intenso y las capas más bajas se sobrecalientan más que el aire de capas más altas, produciendo un gradiente ambiental inestable, por ejemplo de 12° C/km que es mayor que el gradiente seco. La inestabilidad producida por fuerte calentamiento en superficie está confinada a los pocos kilómetros sobre el suelo. A mayor altura el gradiente ambiental de temperatura toma valores normales. Por lo tanto las nubes generadas por calentamiento en superficie son de poca altura vertical y rara vez producen mal tiempo.

Por ejemplo en Concepción en época de primavera - verano, puede haber días en los cuales se puede producir un fuerte calentamiento en superficie, elevándose la masa de aire y si tiene suficiente humedad, el enfriamiento durante el ascenso produce niebla o neblina en superficie y nubosidad en capas bajas, sin que se produzca lluvia. Esta formación de nubes

se conoce como una baja, vaguada o depresión térmica, o baja costera porque se desarrollan cerca de la costa; el término de baja es porque el ascenso del aire simultáneamente produce una disminución de la presión en superficie. Su duración típica es de dos días y medio, ya que si no se unen con algún sistema frontal, al tercer día la radiación solar en el tope de las nubes, disipa la delgada capa de nubes.

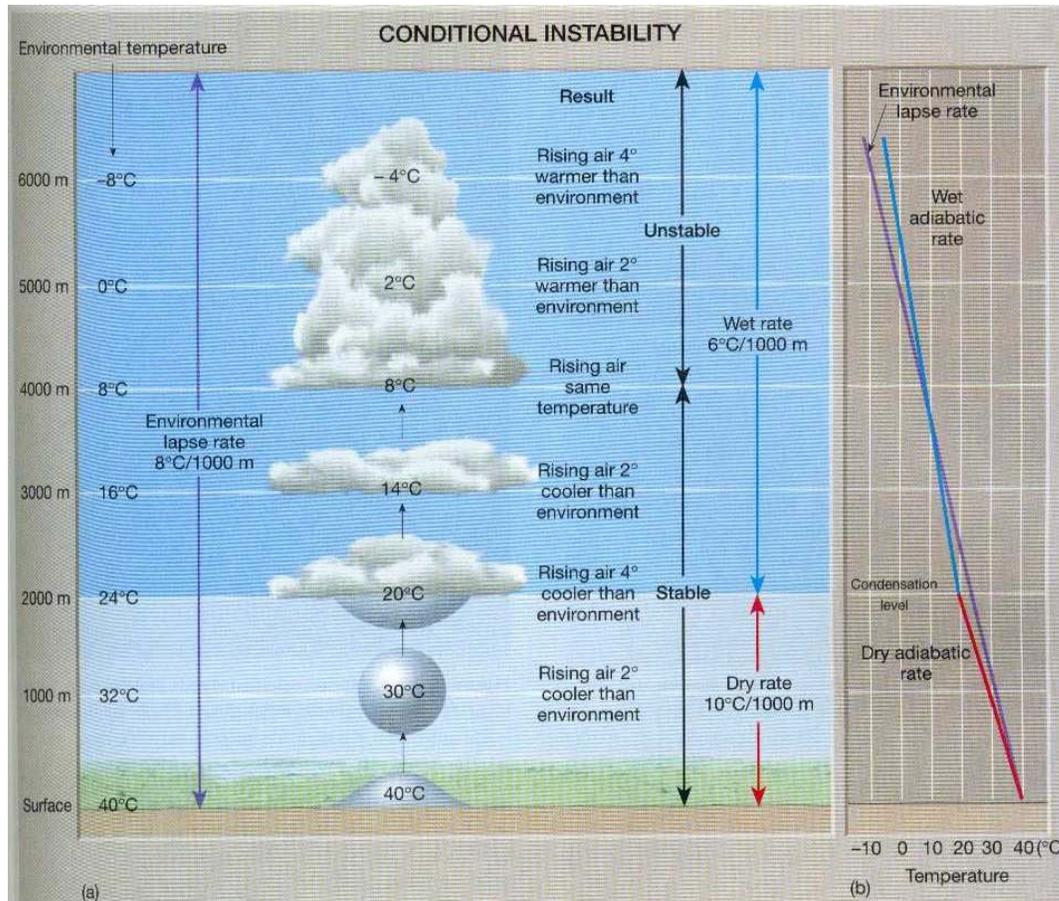
5.8.3 Inestabilidad Condicional.

Se produce cuando el aire húmedo tiene un gradiente ambiental de temperatura entre los gradientes adiabático seco y húmedo (entre 5 y 10° C/km). En otras palabras se dice que la atmósfera es condicionalmente inestable cuando es estable respecto a una parcela de aire no saturada, pero inestable respecto a una parcela de aire saturada.

En la figura 5.10 se observa una parcela más fría que los alrededores (estable) que se eleva hasta 4 km. Cuando se libera el calor latente sobre el nivel de condensación, la parcela se hace más cálida que el ambiente, se vuelve inestable y continua elevándose, formándose las nubes. La inestabilidad condicional depende del tiempo presente y de si el aire está o no saturado. El término condicional se refiere a que el aire debe ser forzado a elevarse, tal como sobre una barrera montañosa, alcanzando un nivel donde se hace inestable y desde ahí continúa elevándose libremente.

Resumiendo, la estabilidad del aire está determinada por la distribución vertical de temperatura. Una columna de aire es inestable cuando el aire de la capa inferior es más cálido y menos denso que el aire de arriba, elevándose y desplazando al aire frío de capas mas altas. Las condiciones más inestables se producen con calentamiento intenso de la superficie. Inversamente, el aire es estable cuando la disminución de temperatura con la altura es menor que el gradiente adiabático húmedo. Las condiciones más estables se producen en épocas de bajas temperaturas, en días fríos con inversiones térmicas.

Figura 5.11 Inestabilidad condicional.



La estabilidad de la atmósfera se favorece en las siguientes condiciones:

- Por enfriamiento radiativo en la noche.
- Por enfriamiento de una masa de aire desde abajo cuando pasa por una superficie fría.
- Por subsidencia de la columna de aire.

La inestabilidad se favorece en las siguientes condiciones:

- a) Calentamiento solar intenso en superficie.
- b) Calentamiento de la masa de aire cuando pasa por una superficie caliente.
- c) Por movimiento vertical del aire producido por ascenso forzado (orográfico, frontal y por convergencia).
- d) Enfriamiento radiativo en el tope de las nubes.

5.9 PROCESOS DE ELEVACIÓN DEL AIRE.

Cuando el aire se eleva, se expande y se enfría adiabáticamente. Si el ascenso es hasta suficiente altura, el enfriamiento se puede producir hasta alcanzar el punto de rocío, formándose la condensación y se pueden producir las nubes. Existen diferentes mecanismos por los cuales se puede generar la elevación del aire: ascenso convectivo, orográfico, frontal y por convergencia, que describimos a continuación.

5.9.1 Ascenso convectivo.

En días calurosos, el calentamiento desde superficie puede hacer que una parcela de aire se caliente más que los alrededores. Al ser más cálida la masa de aire es más liviana que el aire que la rodea y se eleva libremente. Si esa parcela de aire tiene suficiente humedad, al elevarse se va expandiendo, enfriándose y condensándose, lo que puede producir nubes y eventualmente precipitación. Esto es la inestabilidad convectiva, y la precipitación asociada generalmente es aislada, intensa y de corta duración. El proceso se ilustra en la figura 5.12a. Las regiones más propicias para la formación de convección son las zonas ecuatoriales y los centros de los continentes, produciéndose las tormentas tropicales o convectivas, en particular en horas de la tarde, con lluvia, truenos y relámpagos.

5.9.2 Ascenso orográfico.

Se produce cuando el aire se mueve hacia barreras montañosas, siendo forzado a subir por la pendiente de la montaña. Al ascender, el enfriamiento adiabático produce la condensación, nubes y la precipitación. Cuando el aire alcanza la cima de las montañas ha perdido su humedad y comienza a descender por la pendiente opuesta, calentándose adiabáticamente, llegando al valle como un aire cálido y seco, produciendo allí lugares secos, como la Patagonia Argentina en el sur de ese país, donde el viento se mueve desde Chile hacia el lado argentino. El proceso se ilustra en la figura 5.12b.

Para ciertas condiciones del tiempo, sobre Concepción también se puede encontrar aire que desciende desde la zona cordillerana, como un viento cálido y seco, llamado viento *Puelche*, o en la nomenclatura internacional viento *foehn*, que por sus características, si es intenso favorece la formación y propagación de incendios forestales en la región durante la estación estival, pero que en invierno si no es muy intenso, puede resultar agradable ya que hace aumentar las bajas temperaturas invernales, y beneficioso ya que evita la formación de heladas.

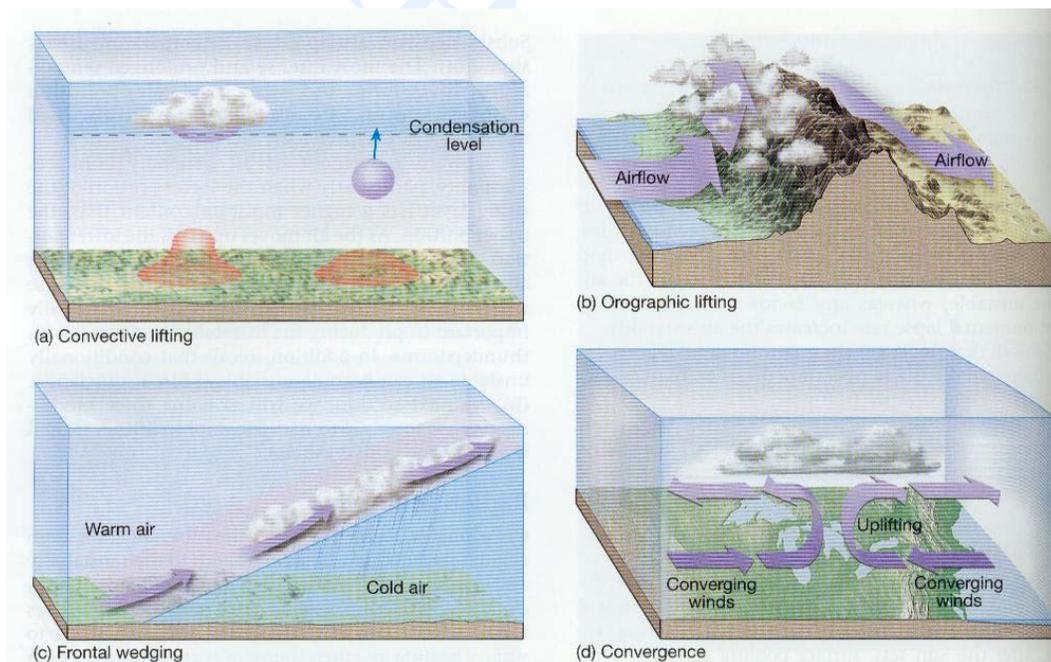
5.9.3 Ascenso frontal.

Cuando se encuentran dos masas de aire, una fría y otra cálida, a la interfase o zona de separación de las dos masas se le llama frente. En los frentes, el aire más frío y denso actúa como una barrera sobre la cual el aire más cálido y menos denso, se eleva, produciendo la nubosidad frontal, como se observa en la figura 5.12c. Dependiendo de la estabilidad del aire, se tendrá la extensión y tipos de nubes y la cantidad de precipitación que producirá. Los frentes están asociados con los sistemas de bajas presiones y tormentas llamados ciclones frontales de latitudes medias u ondas ciclónicas. La lluvia sobre Concepción es en su mayor parte de origen frontal.

5.9.4 Convergencia.

Cuando en capas bajas, las masas de aire se mueven horizontalmente desde distintas direcciones, de modo que se encuentran en cierta región, el aire en la zona de encuentro no se puede acumular (por conservación de la masa) y como debajo está la superficie de la Tierra tampoco puede descender, por lo que se ve forzado a ascender. Al área de encuentro de las masas de aire se le llama zona de convergencia, en esa zona el aire se ve forzado a elevarse produciéndose convección. Si se dan las condiciones de tiempo necesarias, como suficiente humedad y enfriamiento hasta el punto de rocío, el aire que asciende produce nubes y precipitación (figura 5.12d).

Figura 5.12 Mecanismos de ascenso del aire.

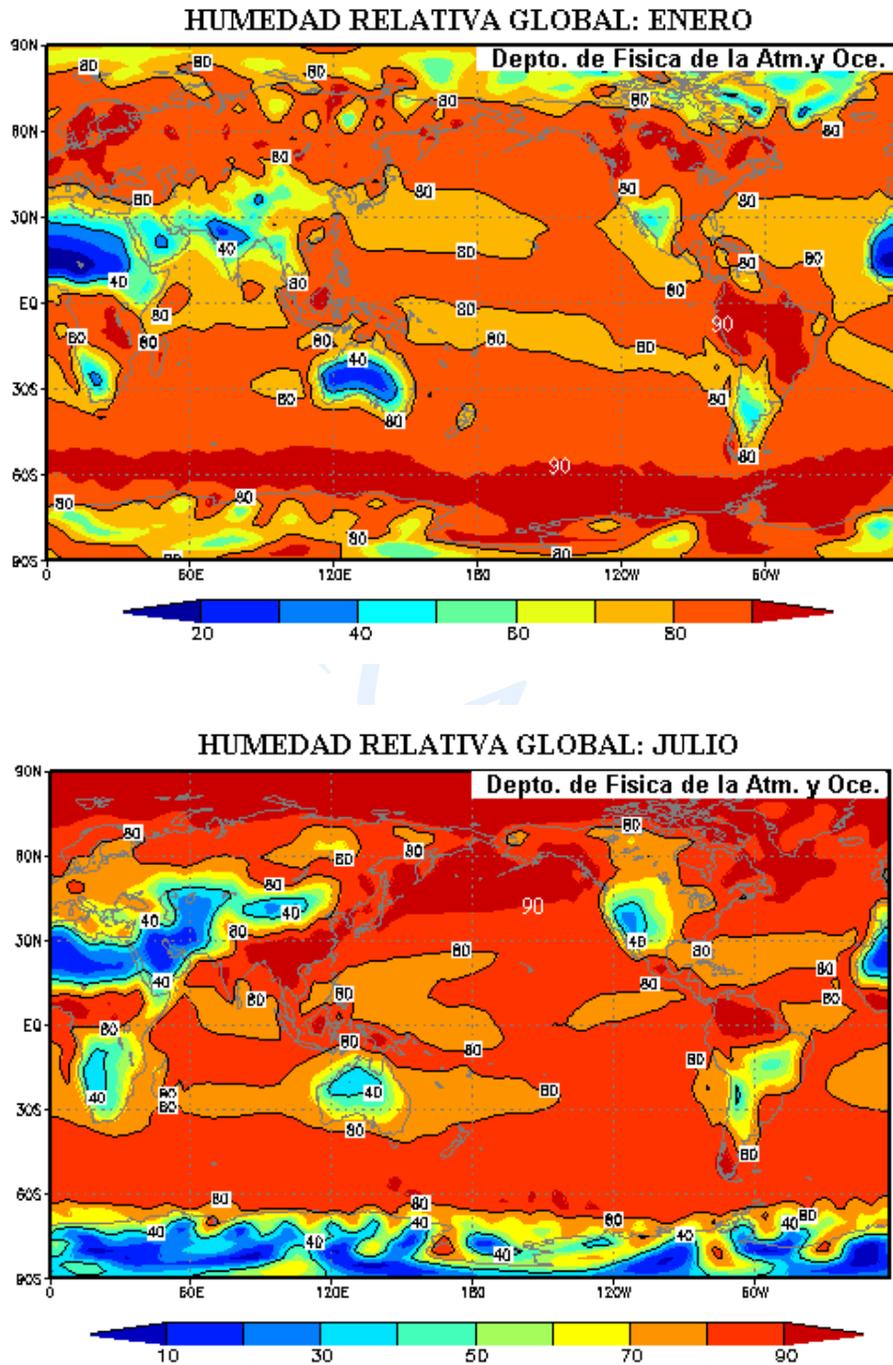


Las nubes y la precipitación resultan por el efecto de uno o de una combinación de esos mecanismos. Por ejemplo, cuando se produce convergencia cerca de las laderas de las montañas, se puede retardar el avance de un sistema frontal, favoreciendo la elevación del aire. Además la topografía irregular puede favorecer el calentamiento de la superficie a ciertas horas, contribuyendo en este caso al ascenso convectivo, que se suma a los efectos anteriores. El efecto combinado generalmente produce en regiones a barlovento de las montañas y sobre sus laderas, precipitación más intensa que en los valles adyacentes a la cordillera y menor precipitación a sotavento de las montañas. En la octava región de Chile, es el caso que se observa en las laderas de la cordillera de Nahuelbuta (ver el capítulo 15 para su descripción y ubicación), donde en el lado de barlovento expuesto directamente a la irrupción de los sistemas frontales que se mueven desde el océano pacífico, se registra mayor cantidad de lluvia que en el valle central a sotavento de esa cordillera.

5.10 DISTRIBUCION GLOBAL DE LA HUMEDAD RELATIVA.

En la figura 5.13 se muestra la distribución global de humedad relativa, tomando los meses de Enero y Julio, representativos de las estaciones de verano e invierno del hemisferio sur, respectivamente. Los gráficos fueron obtenidos en el Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano, usando los 51 años de datos de reanálisis. Las isolíneas se dibujan cada 10% de humedad. Se aprecian los altos valores de humedad en las zonas tropicales, en particular sobre las regiones selváticas de amazonas y Centroamérica, Asia e India y sobre la ubicación media del frente polar en torno a los 60° de latitud; y los bajos valores de humedad sobre los grandes desiertos, como el del norte de Chile, África, Australia y de Norteamérica, ubicados en latitudes subtropicales, alrededor de los 30° de latitud, y en las zonas polares en el invierno de cada hemisferio, mucho menores en el polo sur.

Figura 5.13 Humedad relativa global.



De los gráficos, en latitudes bajas y medias, no se aprecia una variación latitudinal regular como en el caso de las temperaturas, puesto que para una latitud similar puede encontrarse tanto bajos contenidos de humedad sobre los sectores occidentales de los continentes, como altos contenidos de humedad sobre los sectores orientales de los continentes. En las zonas tropicales el aire o ambiente es desagradable por las altas temperaturas y contenido de humedad, lo que hace proliferar la existencia de mosquitos. Desde latitudes medias a altas, la distribución de humedad relativa es mas regular en el sentido que se aprecia una disminución de la humedad hacia los polos, encontrándose bajos contenidos de humedad, en particular sobre el Polo Sur. En las zonas polares el aire o ambiente es desagradable por las bajas temperaturas y contenido de humedad, lo que en las personas produce resecamiento de la piel, por lo que deben protegerse con cremas apropiadas.

5.11 HUMEDAD EN CONCEPCION.

En la figura 5.13 se muestra la humedad relativa media mensual de Concepción, con datos medidos a las 08 y 14 hora sinóptica local, del período desde 1965 a 1999, en la estación meteorológica del Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano de la Universidad de Concepción. En la mañana (08 horas) la humedad relativa muestra valores medios mayores que 80%, con máximos en el invierno. Durante la noche (valores no mostrados) la humedad relativa es aun mas alta. En la tarde (14 horas) se nota una disminución en los valores medios de humedad, con mínimos valores durante los meses más cálidos, pero siempre son superiores a un 60% promedio. La influencia marítima sobre Concepción hace que se registren altos valores de humedad relativa.

Para el ciclo diario, la humedad relativa horaria correspondiente a los solsticios de invierno y de verano del año 2000, se muestra en la figura 5.14 (ver también y comparar con la figura 5.8). El 21 de junio la humedad se mantiene alta durante todo el día (y la noche), con valores en torno

a los 95 - 96 %. El 21 de diciembre es posible observar la variación típica del ciclo diario de humedad, con valores altos durante la noche, que empiezan a disminuir después de la salida del Sol, registrándose en este caso el mínimo de humedad a las 17 horas, aproximadamente a la misma hora del máximo de temperatura, pero siempre marcando un valor superior al 60% de humedad relativa.

Figura 5.13

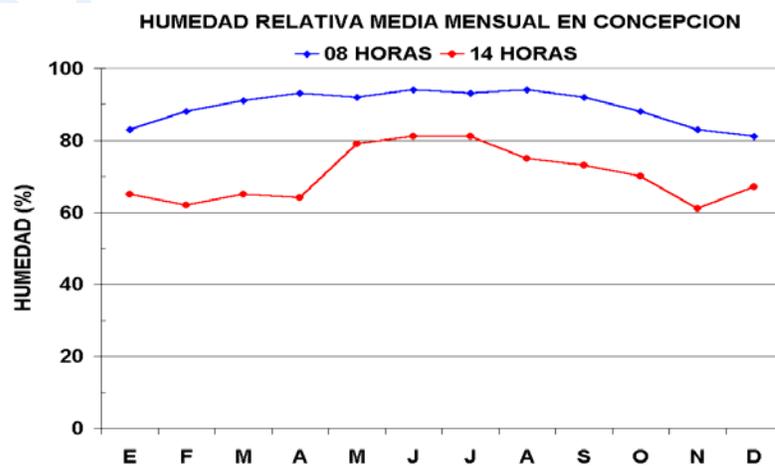
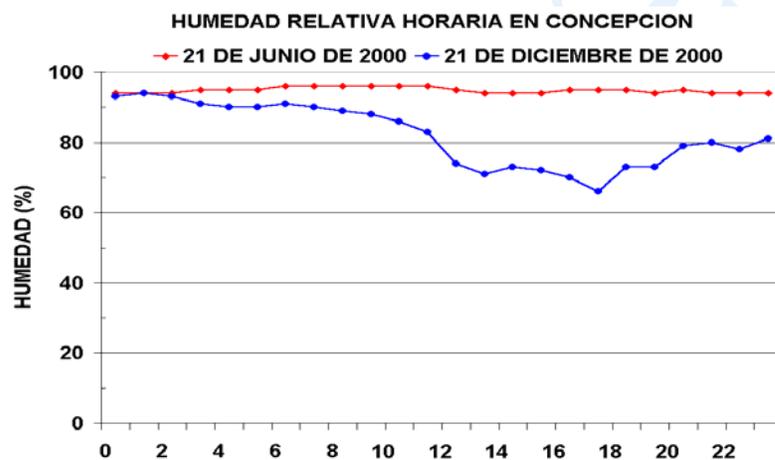


Figura 5.14



PREGUNTAS.

1. ¿Qué está pasando con el agua del mundo? ¿Quiénes se benefician o perjudican?
2. Analizar la distribución de agua dulce en el planeta.
3. Describir la transferencia de agua en el ciclo hidrológico.
4. Resumir los procesos por los cuales se producen los cambios de estado del agua, indicando si se absorbe o libera calor.
5. Comentar las diferencias y similitudes entre los distintos parámetros de humedad.
6. Con respecto al higrótermograma de la figura 5.8 en Concepción, a) escribir una generalización que relacione la temperatura del aire con la humedad relativa, ¿es válida tanto para días despejados como nublados? b) en qué días y a qué horas es probable que se forme rocío, c) ¿y escarcha?
7. Si la temperatura no cambia y la relación de mezcla disminuye, ¿cómo varía la humedad relativa?
8. Cuando en un día de verano te sirves una bebida al hielo, en la parte externa del envase (vaso, botella o lata) se forman gotitas de agua, explicar como se produce eso.
9. Usando la tabla 5.1 y la figura 5.6, calcular la humedad relativa de una parcela de aire si a) a 24° C contiene 12 gr/kg de vapor, b) a 30° C contiene 10 gr/kg de vapor, c) si la humedad relativa es 95% a 23° C, calcular la relación de mezcla, d) en cada caso obtener la temperatura de rocío.

10. ¿Por qué el gradiente adiabático seco cambia cuando comienza la condensación? ¿Por qué el gradiente adiabático húmedo no tiene siempre el mismo valor?
11. ¿Cómo se determina la estabilidad del aire? Menciona las condiciones del tiempo que te hacen pensar que el aire es estable o inestable. ¿Cómo puede alterarse la estabilidad del aire?
12. ¿Cómo es forzado el aire a elevarse en el ascenso frontal, por convección y por convergencia?