

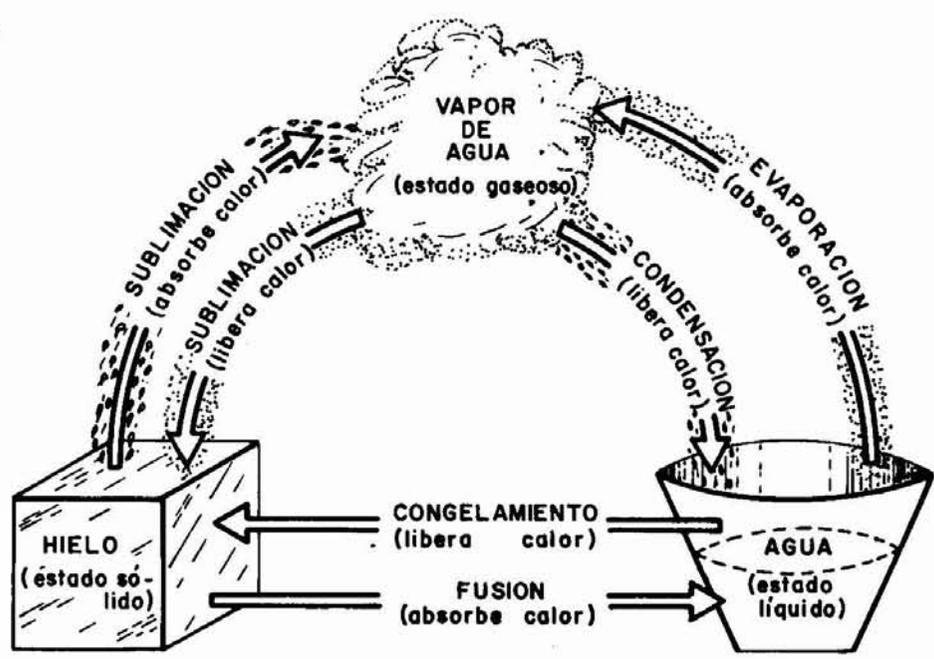
# LA HUMEDAD ATMOSFERICA



Para el hidrólogo, el contenido de vapor de agua de la atmósfera es de gran importancia, puesto que esta humedad es el origen de la precipitación, y además porque ella controla la evaporación.

Por otra parte, la humedad atmosférica ayuda también a estabilizar la temperatura de la tierra al absorber y retardar la radiación solar.

El agua puede ocurrir en tres estados: sólido, líquido y gaseoso. El agua puede pasar del estado gaseoso al líquido por condensación, o si las temperaturas están por debajo del punto de congelamiento, al estado sólido por sublimación. A través de la evaporación, el agua puede dejar la superficie de un lago y convertirse en vapor de agua. El agua puede pasar del estado líquido al sólido por congelamiento o viceversa por fusión.



Cada uno de estos cambios de estado está acompañado por un intercambio de calor. Durante la evaporación se remueve la energía calórica del agua mientras que durante la condensación se añade calor al líquido en el cual ocurre la condensación.

El calor latente de evaporación es la cantidad de calor absorbida por una unidad de masa de agua, sin cambiar su temperatura, mientras que pasa del estado líquido al gaseoso. El proceso inverso libera una cantidad equivalente de calor y se denomina calor latente de condensación.

El calor latente de evaporación ( $H_v$ ) expresado en calorías por gramo de agua, se puede calcular para temperaturas menores de  $40^{\circ}\text{C}$ , mediante la fórmula:

$$H_v = 594.9 - 0.51 T$$

donde  $T$  es la temperatura en grados centígrados.

La cantidad de calor necesaria por una unidad de masa de agua, para pasar de estado sólido al líquido sin cambio de temperatura, se denomina calor latente de fusión. Cuando un gramo de agua se convierte en hielo, se libera un calor de 79.7 calorías.

La cantidad de calor absorbida por una unidad de masa de agua, sin cambiar su temperatura, para pasar directamente del estado sólido al estado de vapor, se denomina calor latente de sublimación. Este calor latente es igual a la suma del calor latente de evaporación más el calor latente de fusión, por lo tanto a  $0^{\circ}\text{C}$  este valor es:

$$594.9 - 0.51 \times 0 + 79.7 = 674.6 \text{ cal/gr}$$

El proceso inverso libera una cantidad igual de calor.

La Presión de Vapor. Cuando se añade vapor de agua a una columna de aire seco, las moléculas de agua se difunden perfectamente entre las otras moléculas de gas. La parte de la presión barométrica total debida al vapor de agua se denomina presión de vapor. Para aire frío y seco la presión de vapor puede ser tan pequeña como 0.013 cm de mercurio, mientras que para aire húmedo y cálido de las regiones ecuatoriales este valor puede ser 2.00 cm. En este último caso si la columna de mercurio marca 76 cm, 2 de ellos pueden ser debidos a la presión de vapor.

La presión de vapor se puede medir en longitud de columna de mercurio o en milibares.

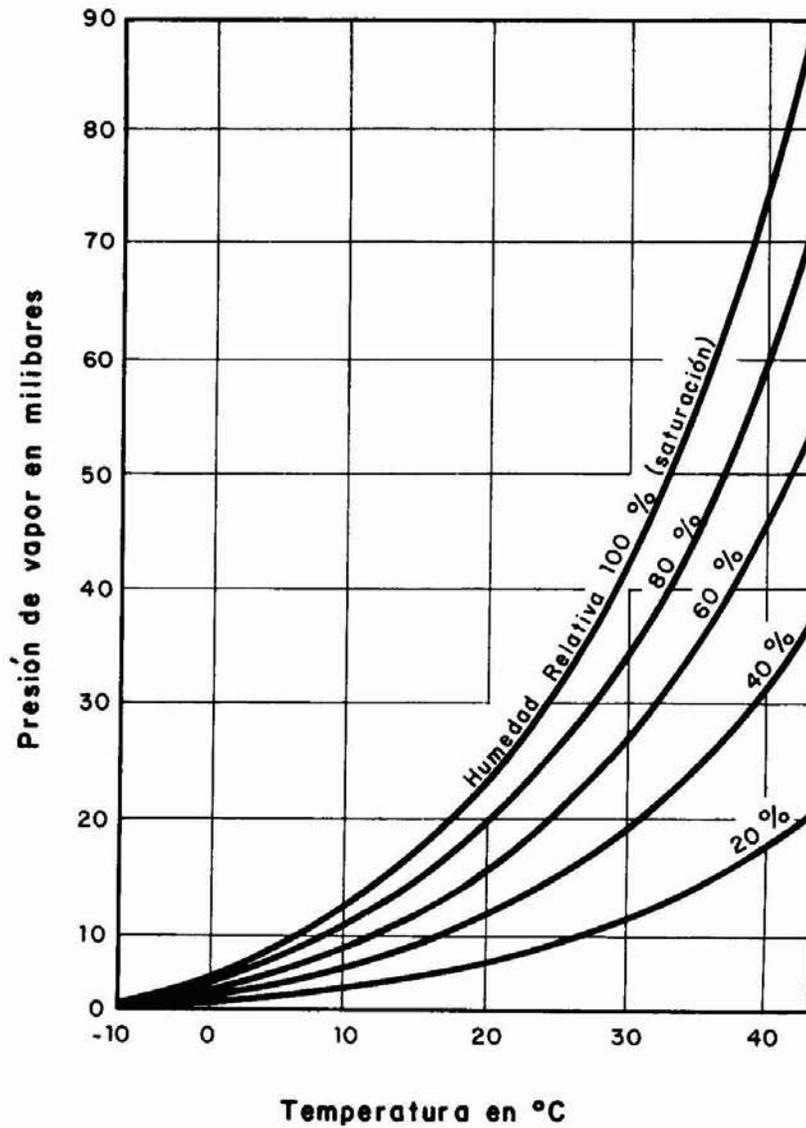
Para una temperatura dada existe una máxima cantidad de vapor de agua que el aire puede contener. En caso de que el aire contenga este máximo, se dice que el espacio está saturado, o que el aire está saturado.

La presión de vapor a saturación es la presión ejercida por el vapor en un espacio saturado, y para todos los propósitos prácticos, este es la máxima presión de vapor posible a una temperatura dada.

A medida que aumenta la temperatura, el aire puede contener más vapor de agua, razón por la cual la presión de vapor a saturación, aumenta con la temperatura.

Del siguiente gráfico se deduce que si el aire no está saturado y ocurre un enfriamiento, puede llegarse a una temperatura donde el aire se vuelve saturado. Esta temperatura se conoce como punto de rocío o punto de escarche, según que se deposite agua líquida o congelada.

Existe una pequeña variación de la presión de vapor a saturación con la presión atmosférica pero es despreciable.



Cuando el espacio contiene más moléculas de vapor que la cantidad necesaria para saturarlo, se dice que está sobresaturado. Esta condición no ocurre regularmente en la atmósfera.

La presión de vapor del aire, puede medirse directamente o deducirse de ecuaciones empíricas tales como la siguiente:

$$e_d = e_w - 0.000660 p (T_a - T_w)(1 + 0.00115 T_w)$$

para psicrómetro centrifugado y una corriente de aire de 2,4 m/seg. donde:

- $e_d$  = presión de vapor del aire o presión de vapor a saturación en el punto de rocío en mts.  
 $T_a$  = temperatura de termómetro seco en °C  
 $T_w$  = temperatura de termómetro de ampolla húmedo en °C  
 $p$  = presión del aire en las mismas unidades de  $e_d$  y  $e_w$   
 $e_w$  = presión de vapor a saturación correspondiente a  $T_w$  en mb.

Déficit de Saturación. Es la diferencia entre la presión de vapor a saturación y el existente a la temperatura donde:  $e_a - e_d$ , y unida la diferencia entre las condiciones de humedad existentes y el estado saturado.

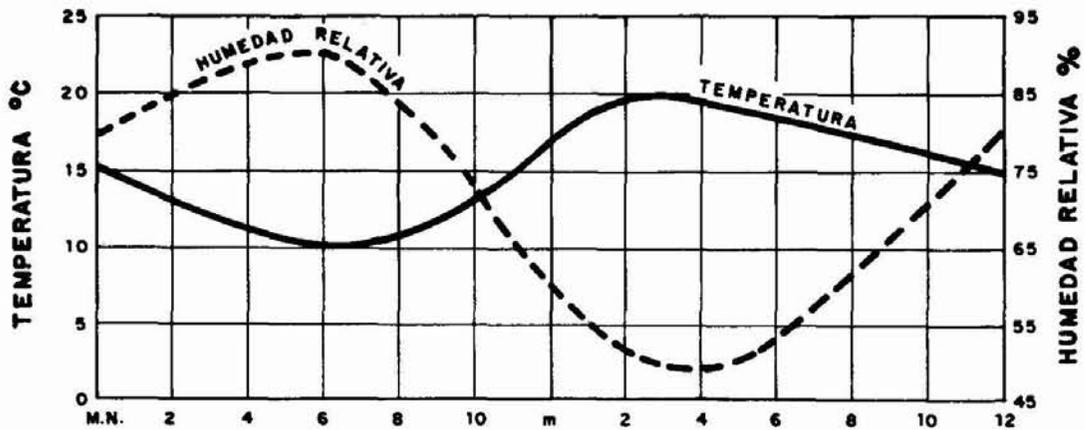
Humedad Relativa. Es la relación porcentual entre la humedad existente y la necesaria para alcanzar la saturación a la temperatura dada. Se puede calcular en base a la presión de vapor o a la humedad absoluta.

$$H.R = \frac{e_d}{e_a} \times 100 = \frac{\rho_w}{\rho_{ws}} \times 100$$

donde:

- $e_a$  = presión de vapor a saturación  
 $\rho_w$  = humedad absoluta  
 $\rho_{ws}$  = humedad absoluta del aire si estuviese saturado a la temperatura dada.

La humedad relativa del aire puede cambiar bien por el aumento en la evaporación de una superficie cercana de agua o bien por un cambio de temperatura. El primer caso ocurre muy lentamente debido a la forma en que se difunde el agua evaporada en el aire. El segundo caso es una consecuencia lógica del hecho de que la capacidad del aire de contener vapor de agua disminuye cuando se enfría; de manera que la humedad relativa aumenta aunque no se añade nuevo vapor. Lo inverso ocurre si la temperatura disminuye.



Humedad Absoluta. ( $\rho_w$ ). Humedad absoluta o densidad de vapor es la masa de agua contenida en una unidad de volumen. De la ecuación de estado para el vapor de agua:

$$\rho_w = \frac{e_d}{R_w T}$$

donde  $R_w$  es la constante para vapor de agua y  $T$  es la temperatura en grados Kelvin. Si  $R$  es la constante para aire seco, se puede asumir con suficiente aproximación que  $R_w = 8/5 R$ .

Relación de Mezcla. La relación de mezcla ( $r$ ), es la relación entre la masa de vapor de agua ( $M_w$ ) y la de aire seco ( $M_a$ ) con la cual el vapor de agua está asociado. La relación de mezcla normalmente se dá en gramos por kilogramos de aire seco por:

$$r = \frac{M_w}{M_a} = 622 \frac{e_d}{p - e_d}$$

Humedad Específica. Humedad específica ( $q$ ) es la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo. Se expresa comúnmente en gramos por kilogramo de aire húmedo y se puede calcular mediante:

$$q = 622 \frac{e_d}{p - 0,378 e_d}$$

debe notarse que existe muy poca diferencia entre humedad específica y relación de mezcla y para propósitos prácticos pueden considerarse igual, puesto que  $p$  es del orden de 100 veces  $e_d$ , el término negativo en el denominador se puede despreciar, y la ecuación escribirse como:

$$q = 622 \frac{e_d}{d}$$

Temperatura de Punto de Rocío. La temperatura de punto de rocío o punto de rocío, es la temperatura a la cual el aire debe enfriarse a presión y contenido de humedad constante para alcanzar la saturación con respecto a agua. La temperatura de punto de escarcha se define igualmente pero con respecto a hielo. Para temperaturas entre  $\pm 40^\circ\text{C}$  el punto de rocío y el punto de escarcha se puede calcular mediante la siguiente ecuación:

$$T_d = 6.11 \times 10^{aT/(T+b)}$$

donde:

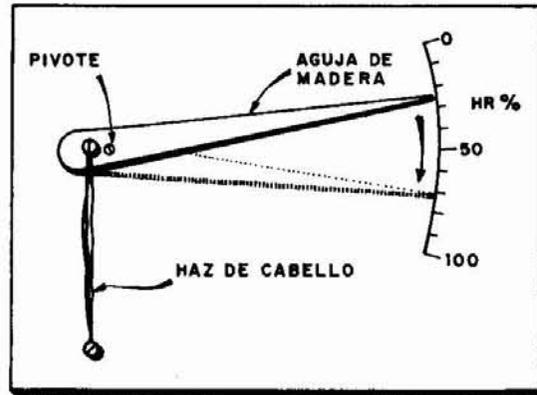
$$a = 7,5 \quad \text{y} \quad b = 277,3 \quad \text{para agua}$$

$$a = 9,5 \quad \text{y} \quad b = 265,5 \quad \text{para hielo}$$

$$T = \text{temperatura en } ^\circ\text{C}$$

Instrumentos para la Medición de Humedad . El más clásico de los instrumentos para la medición de humedad es el higrómetro de cabellos. El higrómetro de cabellos es un instrumento cuyo elemento sensible es un haz de cabellos humanos debidamente tratados, que tienen la propiedad de alargarse y contraerse según que la humedad aumente o disminuya. El cabello humano se alarga alrededor de 2.5% cuando se somete a un cambio de humedad relativa de 0 a 100%. Diferentes cabellos se alargan diferentemente a porcentajes diferentes, pero hay sin embargo un rango de expansión tal que la pro-

porcionalidad entre el porcentaje de variación y la humedad relativa es uniforme. Esta relación es aproximadamente logarítmica.



Como la mayoría de los materiales, los cabellos también se alargan debido al aumento de temperatura. Esto nos sugiere que debe haber una corrección debido a la incidencia de este elemento. La corrección no es constante sino que depende del grado de humedad, y es mayor a humedad relativamente más alta. El efecto no es tan grave comparado con el de la propia humedad. Sin embargo, no debe despreciarse.

En Venezuela se usa un higrómetro registrador conocido como Termohigrógrafo, el cual comprende un higrómetro de cabellos y un termómetro bimetalico. El sistema de registro del Termohigrógrafo se compone de un juego de brazos transmisores de los movimientos de los elementos sensibles terminados en plumillas que marcan trazos sobre una banda especialmente diseñada que se ciñe a un tambor guiado por un mecanismo de relojería.

El aparato más comúnmente usado para medir la humedad es el psicrómetro. Este instrumento consiste de dos termómetros, uno del tipo ordinario (termómetro seco) y el otro con un pedazo de muselina húmeda alrededor de la ampolla (termómetro húmedo). Cuando el aire está totalmente saturado, no habrá evaporación de la ampolla húmeda y ambos termómetros ten

drán la misma lectura. En el caso de que el aire no esté totalmente saturado, ocurriría alguna evaporación de la muselina y la temperatura del termómetro de ampolla húmeda será inferior a la del seco. Puesto que la evaporación es función de la sequedad del aire, la diferencia de temperatura entre los dos termómetros será una indicación de la humedad relativa del ambiente. La diferencia entre las dos lecturas se conoce como depresión de la ampolla húmeda a depresión psicrométrica. Antes de hacer la lectura, los termómetros se ventilan, bien por centrifugamiento o mediante ventiladores, de manera de garantizar que se está llevando a cabo la mayor evaporación posible.

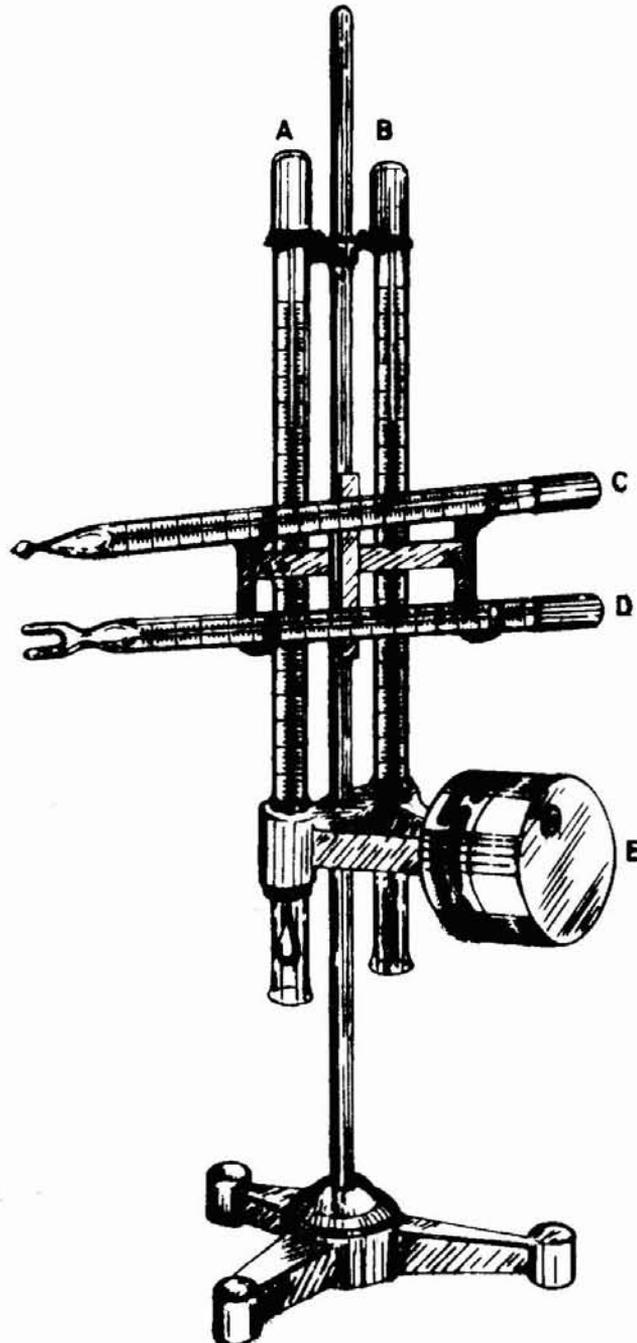
La relación entre la depresión y la humedad real es empírica, y es necesario la ayuda de un juego de tablas psicrométricas para establecer los valores finales de la humedad. La mayoría de las tablas psicrométricas han sido elaboradas basándose en una ventilación de 4 a 10 metros por segundo.

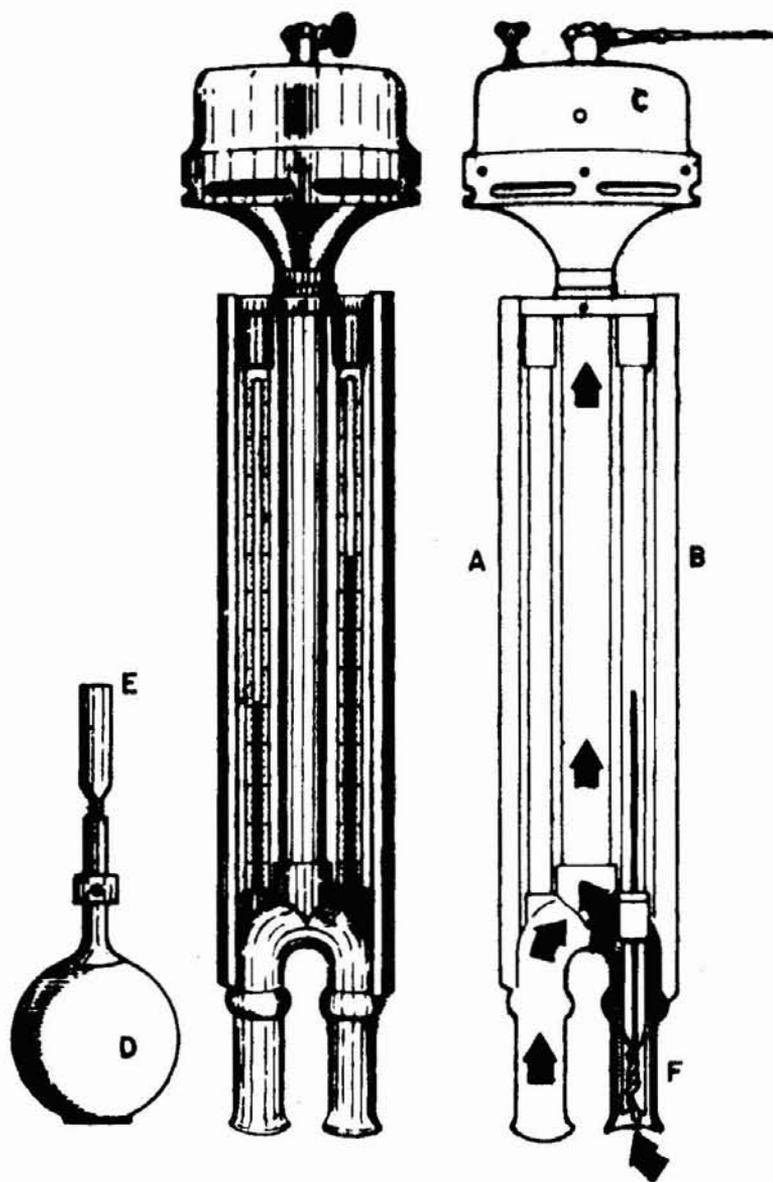
La dificultad más importante que se encara al usar mediciones psicrométricas es el hecho de que a bajas temperaturas una diferencia en la depresión de la ampolla húmeda de centésimas de grado puede introducir una diferencia en la humedad relativa hasta de un 10%. Por lo tanto, se hace necesario leer con precisión los dos termómetros hasta las décimas de grado para obtener resultados enmarcados dentro de esa tolerancia.

Entre estos aparatos se pueden mencionar el tipo August y el tipo Assmann.

A partir de las lecturas psicrométricas y con la ayuda de las tablas respectivas se obtienen la humedad relativa y el punto de rocío. Dos de estas tablas se muestran en las páginas siguientes a manera de ilustración.

El psicrómetro tipo August consiste en un arreglo de termómetros:  
A. de ampolla seca. B. de ampolla húmeda. C. de máxima. D. de mínima.  
E. Tiene además un ventilador el cual debe funcionar durante 4 minutos aproximadamente antes de efectuar las lecturas en los termómetros de ampolla húmeda y seca.





El psicrómetro tipo Assmann consiste de dos termómetros de mercurio, A y B, contenidos en una funda metálica, con un aspirador C en la parte superior y un recipiente para agua D, cuyo terminal E se introduce en el tubo F para humedecer la muselina que envuelve la ampolla del termómetro húmedo.

El aspirador de cuerda debe funcionar alrededor de 4 minutos, mientras se sostiene el psicrómetro alto con el brazo estirado o se fija en el soporte especial que el instrumento lleva para tal fin. Rápidamente se leen, primero el termómetro húmedo y luego el seco, las lecturas se aproximarán hasta décimas de grado.

VARIACION DEL PUNTO DE ROCIO CON LA TEMPERATURA Y LA DEPRESION DE AMPOLLA HUMEDA, Y VARIACION DE LA PRESION DE VAPOR A SATURACION SOBRE AGUA CON LA TEMPERATURA. PRESION = 1013,2 milibares.

Temp. aire	Presión de vap. a satur.	Depresión de ampolla húmeda en °C															
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	2.86	-11	-16	-24													
-8	3.35	-9	-13	-20	-33												
-6	3.91	-7	-11	-16	-24												
-4	4.55	-5	-8	-12	-19	-32											
-2	5.28	-2	-5	-9	-14	-22											
0	6.11	0	-3	-6	-11	-16	-27										
2	7.05	2	-1	-3	-7	-12	-19	-33									
4	8.13	4	2	-1	-4	-8	-13	-21	-47								
6	9.35	6	4	2	-1	-5	-9	-14	-23								
8	10.72	8	6	4	1	-2	-5	-9	-15	-26							
10	12.27	10	8	6	4	1	-2	-5	-10	-17	-29						
12	14.02	12	10	8	6	4	1	-2	-6	-11	-18	-34					
14	15.98	14	12	11	9	6	4	1	-2	-6	-11	-19					
16	18.17	16	14	13	11	9	7	4	1	-2	-6	-11					
18	20.63	18	16	15	13	11	9	7	4	2	-2	-6					
20	23.37	20	19	17	15	14	12	10	7	5	2	-1					
22	26.43	22	21	19	17	16	14	12	10	8	5	2	-1	-5			
24	29.83	24	23	21	20	18	16	15	13	11	8	6	3	-1	-5	-10	
26	33.61	26	25	23	22	20	19	18	15	13	11	9	6	4	0	-4	-9
28	37.80	28	27	25	24	22	21	19	18	16	14	12	10	7	4	1	-3
30	42.43	30	29	27	26	25	23	22	20	18	17	15	13	10	8	5	2
32	47.55	32	31	29	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13	11	9	6
34	53.20	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	20	17	16	14	12	10
36	59.42	36	35	34	32	31	30	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13
38	66.26	38	37	36	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	20	28	16
40	73.78	40	39	38	36	35	34	33	31	30	28	27	25	24	22	20	19

La presión de vapor a saturación se puede calcular aproximadamente, con un error menor del 1% para un rango de temperaturas entre -50 y + 55°C mediante la ecuación:

$$e_a = 33,8639 [(0,00738T + 0,8072)^8 - 0,000019|1,8T+48| + 0,001316]$$

para  $e_a$  en milibares y T en °C.

El punto de rocío para temperaturas ambientales entre -40 y + 50°C se puede calcular con un error de  $\pm 0,3^\circ\text{C}$  mediante la ecuación:

$$T_d = T - (14,55 + 0,114T)X - [(2,5 + 0,007T)X]^3 - (15,9 + 0,117T)X^{14}$$

donde T debe expresarse en °C y  $X = 1 - HR/100$

VARIACION DE LA HUMEDAD RELATIVA EN TANTO POR CIENTO CON LA TEMPERATURA Y LA DEPRESION DE AMPOLLA HUMEDA. PRESION = 990 milibares.

Temp. del aire	Depresión de ampolla húmeda en °C															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	91	60	31	2												
- 8	93	65	39	13												
-6	94	70	46	23	0											
-4	96	74	53	32	11											
-2	98	78	58	39	21	3										
0	100	81	63	46	29	13										
2	100	84	68	52	37	22	7									
4	100	85	71	57	43	29	16									
6	100	86	73	60	48	35	24	11								
8	100	87	75	63	51	40	29	19	8							
10	100	88	77	66	55	44	34	24	15	6						
12	100	89	78	68	58	48	39	29	21	12	4					
14	100	90	79	70	60	51	42	34	26	18	10	3				
16	100	90	81	71	63	54	46	38	30	23	15	8				
18	100	91	82	73	65	57	49	41	34	27	20	14	7			
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	31	24	18	12	6		
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28	22	17	11	6	
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31	26	20	15	10	5
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40	34	29	24	19	14	10
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42	37	32	27	22	18	13
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	39	35	30	25	21	17
32	100	93	86	80	74	68	62	57	51	46	41	37	32	28	24	20
34	100	93	87	81	75	69	63	58	53	48	43	39	35	30	26	23
36	100	94	87	81	75	70	64	59	54	50	45	41	37	33	29	25
38	100	94	88	82	76	71	66	61	56	51	47	43	39	35	31	27
40	100	94	88	82	77	72	67	62	57	53	48	44	40	36	33	29

Conocida la temperatura del aire  $T$  y el punto de rocío  $T_d$  en °C, la humedad relativa se puede calcular con un error del 1,2% para el rango de variación meteorológica, mediante la fórmula aproximada:

$$HR \approx \left( \frac{112 - 0,1T + T_d}{112 + 0,9T} \right)^8$$

Distribución Geográfica de la Humedad Atmosférica. La humedad relativa es una función inversa de la temperatura, por lo tanto tiende a aumentar a medida que aumenta la latitud y disminuye la temperatura, sin embargo a los 30° de latitud debido a los aires que bajan de la tropopausa en esta zona, existe una disminución por debajo del valor promedio de la humedad relativa.

Por otra parte, puesto que el vapor de agua es tomado por la atmósfera principalmente en la superficie de la tierra, la cantidad de vapor que pueda contener la atmósfera depende en gran parte del tipo de superficie sobre la cual pasa el aire, esto es, se puede esperar razonablemente que la humedad sea mayor sobre el agua que sobre la tierra.

A medida que se sube una montaña el contenido de humedad disminuye, por una parte debido a que la superficie de la tierra es la principal fuente de humedad atmosférica, y por otra parte, porque la cantidad de vapor de agua que puede contener un volumen dado de atmósfera, baja con la temperatura, la cual generalmente baja a su vez con la elevación.

La vegetación también influye ligeramente la humedad, en el sentido que durante la estación de crecimiento las plantas agregan por transpiración agua al aire. Por esta razón, usualmente el aire ubicado sobre un área vegetada tiene mayor contenido de humedad que el aire que está sobre suelo desnudo.

Variación del Contenido de Vapor de Agua con el Tiempo. En la mayoría de los sitios, la variación de las medidas que se usan para definir el contenido de vapor de agua de la atmósfera exceptuando la humedad relativa, es similar al de la temperatura, teniendo el máximo valor en verano y el menor en invierno.

La variación diaria de la humedad atmosférica debería igualmente ser similar al de la temperatura. Esto es cierto en el mar. Sobre la tierra sin embargo, comienza con un mínimo en las primeras horas de la mañana. En

las capas más bajas de la atmósfera aumenta rápidamente hasta un máximo antes de mediodía; disminuye hasta un mínimo secundario en la tarde y aumenta nuevamente antes de la noche. El mínimo de la tarde se debe a dos efectos:

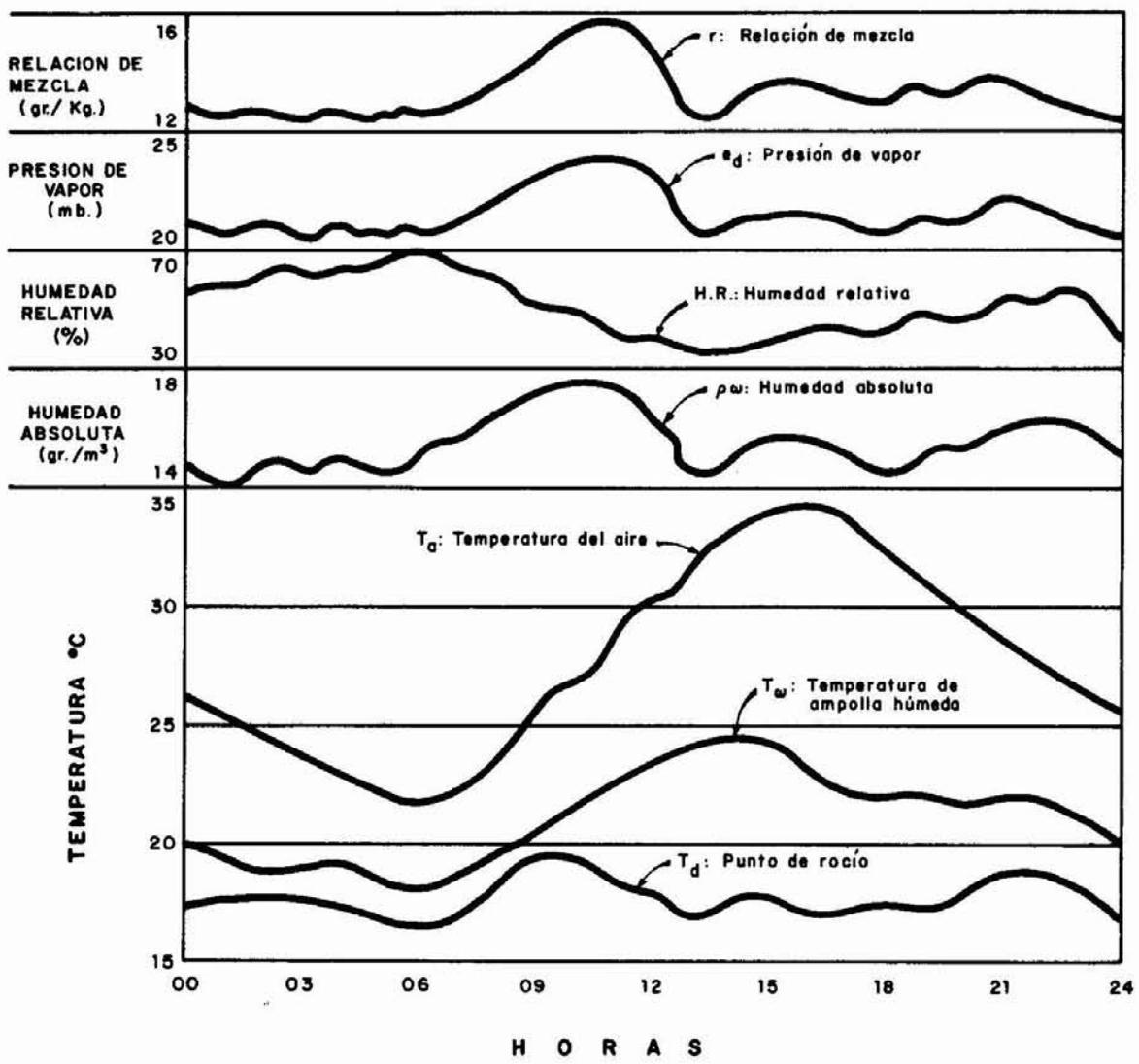
1. Antes de mediodía la evaporación extrae la humedad del suelo a una intensidad mayor de la que puede ser reemplazada por el transporte de agua desde las capas más bajas por capilaridad, razón por la cual se seca gradualmente.
2. Porque el transporte turbulento del vapor desde la superficie hasta niveles más altos aumenta durante el mediodía.

La variación diaria de la humedad relativa es generalmente opuesta a la de la temperatura, ocurriendo el máximo en las primeras horas de la mañana y el mínimo en las primeras horas de la tarde. En regiones donde existen brisas marinas la humedad relativa puede aumentar durante el día.

Las Nubes. Las nubes son gotas de agua extremadamente pequeñas, de 0,02 a 0,06 mm de diámetro o también cristales pequeños de hielo. En ambos casos se sostienen por el movimiento del aire hacia arriba. Para que se formen las gotas es necesario que existan partículas microscópicas de polvo que sirvan de núcleos de condensación. Cuando las temperaturas del aire alcanzan valores inferiores a los  $-12^{\circ}\text{C}$  se comienzan a formar cristales de hielo.

Las nubes pueden clasificarse en base a dos características: forma y altitud. En base a la forma existen dos grupos mayores: estratiformes y cumuliformes. De acuerdo con la elevación, las nubes que están entre 6 y 12 Km de alto usan el prefijo cirro. Las que están entre 3 y 6 Km el prefijo alto, y las más cercanas a la superficie de la tierra no usan prefijo.

Las nubes estratiformes tienen forma de cobija. Cubren grandes áreas y son relativamente delgadas. Mientras que las nubes cumuliformes tienen



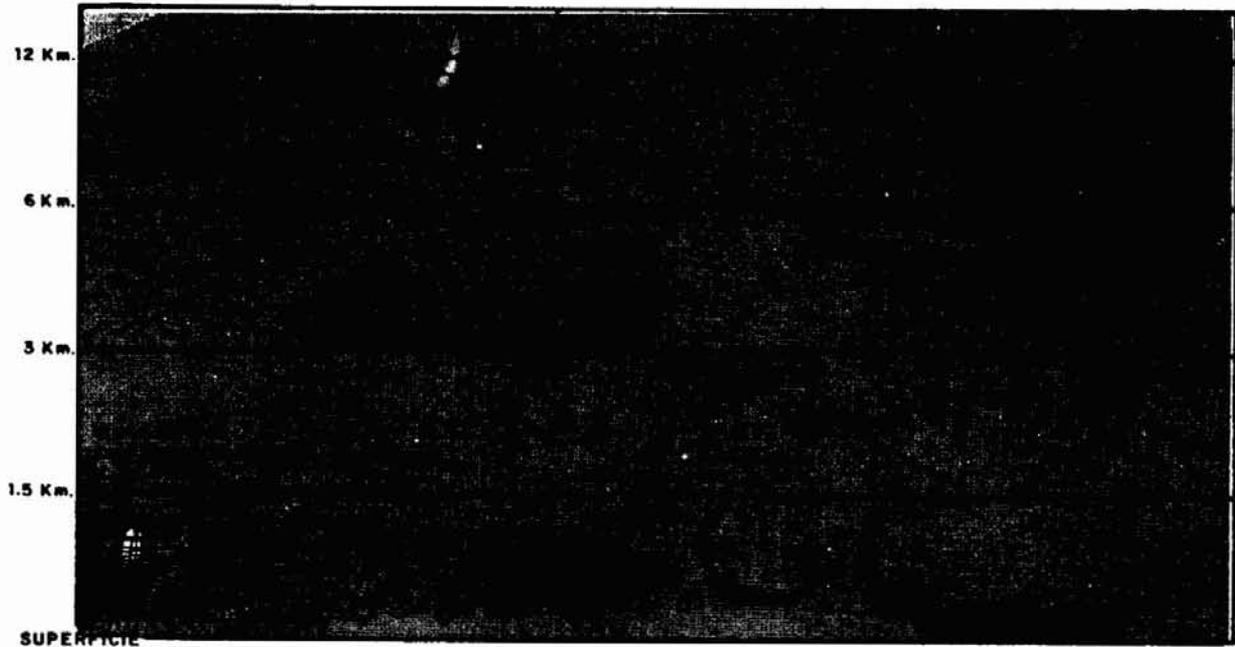
forma masiva o irregular.

En las regiones más altas aparecen las formas: cirros, cirros-estratos y cirros-cúmulos. Las primeras no interfieren el pasaje de luz solar ni lunar, tienen forma de plumas. Las segundas son más gruesas y producen un halo alrededor del sol o de la luna.

Entre los 2.000 y 6.000 metros están los altoestratos y altocúmulos. Los altoestratos parecen una cobija distribuida suavemente sobre todo el cielo, de color grisáceo y suave por debajo, y muestra el sol como un círculo brillante. Los altocúmulos son una capa de masas de nubes individuales, colocados una cerca de otro con un patrón geométrico. Son blancas y ligeramente grises en el lado de la sombra. Los altoestratos se asocian con el mal tiempo, mientras que los altocúmulos se asocian con el buen tiempo.

Por debajo de los 2000 metros existen los estratos, los nimboestratos y los estratocúmulos. Los estratos son una capa densa, poco elevada de color gris oscuro. Cuando de ellas llueve o neva se denominan nimboestratos. Los estrato-cúmulos son nubes bajas consistentes en masas de distintos colores grises en un cielo abierto. Estas nubes generalmente están asociadas a buen tiempo. La neblina es simplemente una forma de estratos más cercanos a la tierra.

Los cúmulos son nubes blancas que parecen conjuntos de algodón y generalmente muestran una base plana y un tope ondulado. Lucen blancas del lado iluminado por el sol pero grises en el sombreado. Las pequeñas se asocian con buen tiempo. Estas nubes pueden crecer y transformarse en cúmulo-nimbos y nubes de gran masa que producen fuertes lluvias y tormentas. Una nube cúmulo-nimbos grande puede extenderse desde una altura de 300 mts. hasta unos 12.000.



Cálculo del Agua Precipitable. El contenido total de vapor de agua en la atmósfera se denomina agua precipitable. Es bueno aclarar que este nombre no es el más apropiado pues no existe precipitación natural capaz de remover toda la humedad del aire.

Es posible obtener la distribución vertical de temperatura, presión y humedad específica de la atmósfera a través de radiosondas o aviones.

La integral de la humedad específica extendida a toda una columna de aire húmedo produce la cantidad de vapor de agua ( $W$ ) contenido en esa columna de altura  $Z$ ; ésto es:

$$W = \int_0^Z \rho_w dZ$$

pero como  $dp = - \rho g dZ$ , se puede escribir:

$$W = \int_{P_0}^{P_Z} \frac{\rho_w}{\rho} \frac{dp}{g}$$

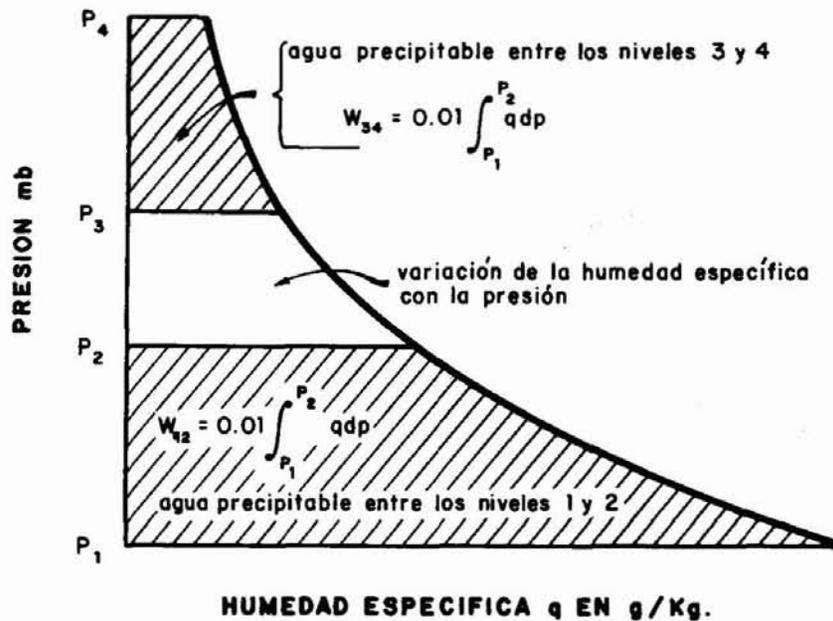
siendo  $\rho_w/\rho = q$ , la ecuación anterior queda:

$$W = - \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P_Z} q dp$$

esta ecuación puede escribirse también:

$$W = 0,01 \int_{P_Z}^{P_0} q dp$$

expresando  $W$  en mm,  $p$  en mb y  $q$  en g/kg.

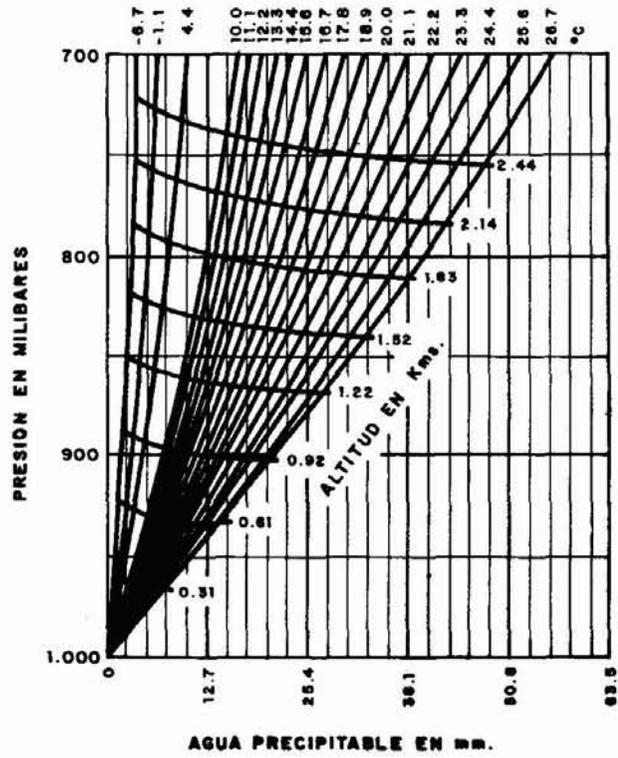
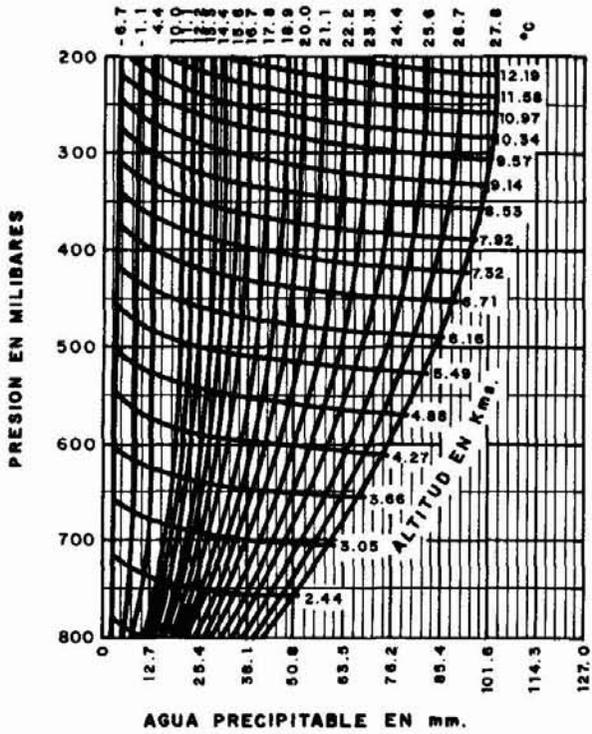


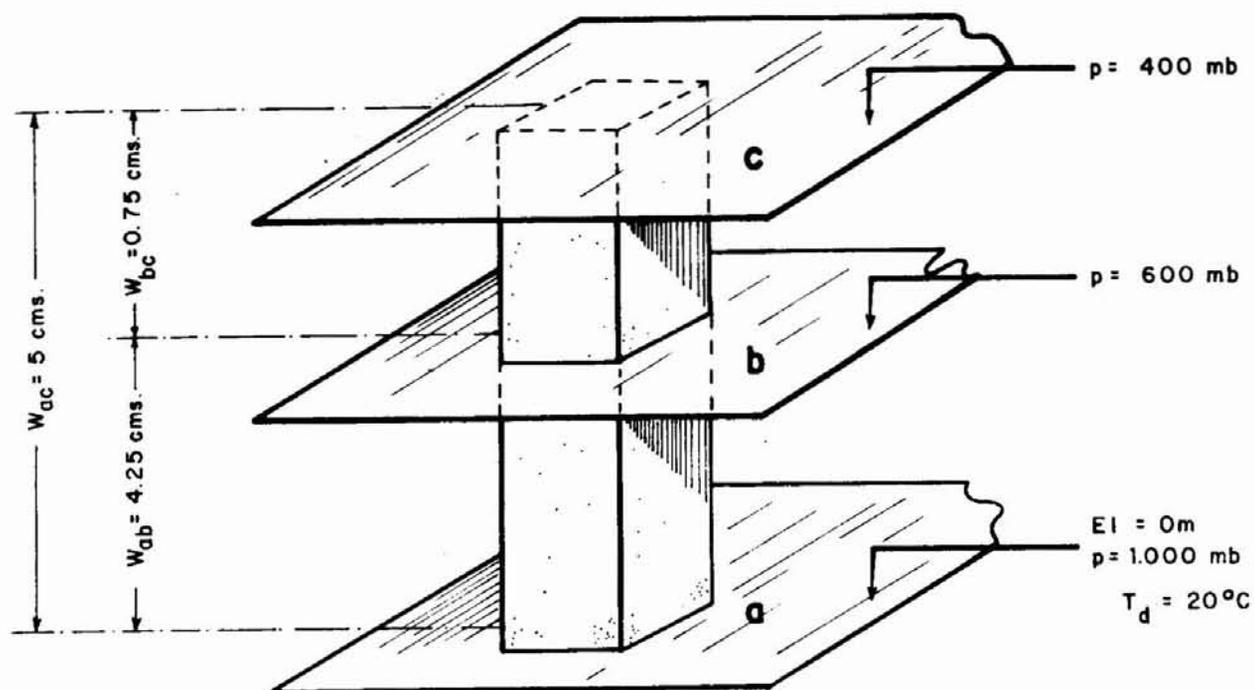
Conocida la variación de la presión con la humedad específica, la cantidad de agua precipitable puede obtenerse mediante el cálculo del área bajo la curva de variación de la humedad específica con la presión, por cual -- quiera de los métodos ordinarios de incrementos finitos.

En caso de que no existan datos tomados por radiosonda, el agua precipitable pueden también estimarse mediante datos tomados desde tierra. En condiciones de una tormenta, se asume que la masa de aire está saturada y que la distribución vertical de la humedad está representada por el punto de rocío de la superficie, y que éste disminuye con la altura según el gradiente vertical pseudoadiabático. Con esta asunción se puede usar la ecuación anteriormente expuesta.

Por otra parte, es posible obtener la cantidad de agua precipitable en una columna saturada de aire mediante los gráficos que se muestran en la próxima página. En estos gráficos, las ordenadas representan la presión atmosférica en milibares. Las líneas curvas con tendencia vertical tienen cada una un valor que corresponde al punto de rocío a una presión de 1000 mb para las condiciones atmosféricas en estudio. Las abscisas de la intersección de las líneas que indican los puntos de rocío con las ordenadas indicando presiones, son valores que representan el agua precipitable que existe desde una superficie a 1000 mb de presión hasta un punto que está a la altura de la presión de entrada al diagrama. Igualmente, la cantidad de agua precipitable que existe entre dos planos se puede calcular por diferencia. Por ejemplo, una columna de aire saturado cuyo punto de rocío a 1000 mb de presión es de 20°C, tiene un contenido de agua precipitable entre ese nivel y el nivel cuya presión es de 600 mb de 4,25 cm y entre los niveles definidos por 1000 mb y 400 mb de presión un contenido de humedad precipitable de 5,0 cm. Ésto es, entre los planos de 600 mb y 400 mb existirá una humedad precipitable de:  $5,00 - 4,25 = 0,75$  cm.

En lugar de presiones pueden usarse las alturas que se muestran en las líneas cóncavas hacia arriba de tendencia horizontal.



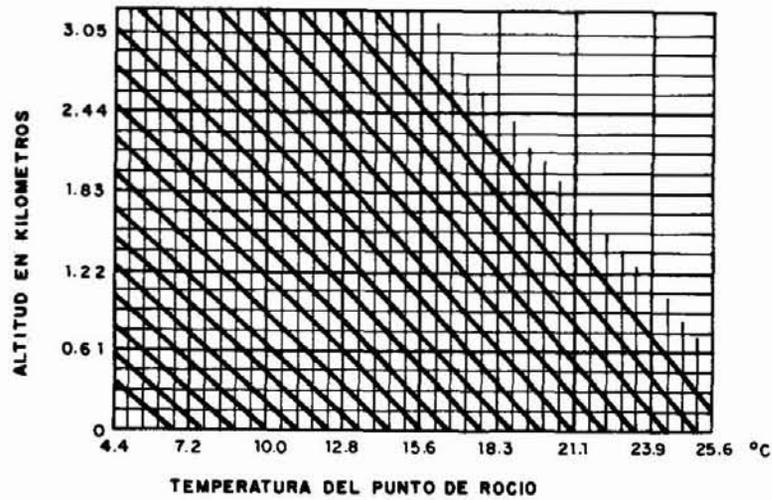


Se ha comprobado por experiencia que el uso de este método de los puntos de rocío superficiales con respecto al método del perfil vertical de presiones contra humedades específicas, produce un error típico del estimado del orden de 2 mm.

Los puntos de rocío se pueden reducir a la presión de 1000 mb, siguiendo el gradiente pseudoadiabático, usando el gráfico que se muestra en la página siguiente.

En este diagrama se entra con la altitud (ordenada) y el punto de rocío (abscisa). Una vez encontrada la intersección, se sigue la línea inclinada correspondiente y en el punto de su corte con el eje horizontal se lee el punto de rocío reducido pseudoadiabáticamente a una presión de 1000 mb.

Cuando se quiere determinar la P.M.P. (precipitación máxima posible),



Carta pseudoadiabática para ajustar el punto de rocío con la altitud.

se deben determinar los puntos de rocío máximos persistentes en base mensual. Esto es: el punto de rocío máximo que puede durar un tiempo igual a la duración de la tormenta que se quiere analizar. Sin embargo, el punto de rocío más alto que persiste por 12 o 24 hrs. se considera en general satisfactorio y representativo.

La frecuencia de ocurrencia de los puntos de rocío, se pueden calcular ajustándolas a distribuciones del tipo: Gumbel, Normal y Log-Normal.

Algunas veces durante la precipitación, existen corrientes de humedad que siguen alimentando la atmósfera y que pueden representar una cantidad de agua igual o aún mayor que el agua precipitable. Esto puede dar origen en algún momento a altas intensidades de lluvia, por ejemplo cuando falla el mecanismo de sustentación de las gotas de agua provisto por las corrientes de aire.

Estas altas intensidades son despreciadas pues ocurren sobre áreas y pe ríodos de tiempo muy pequeños que no tienen incidencia en los problemas que generalmente se consideran en hidrología: cuencas de más de 100 Km<sup>2</sup> con tiempos de concentración mayores de una hora.

Por otra parte, si se tiene presente que las nubes existen antes del co mienzo y después de terminada la lluvia, la diferencia de almacenamiento entre el comienzo y el final es más bien pequeña. En este caso se ve que el factor más significativo que contribuye con la intensidad de la lluvia durante este período de tiempo, es la velocidad de suministro de humedad, la cual se puede calcular como el producto del agua precipitable por la ve locidad de suministro.

$$\int_0^t Wv dt$$

oooo

## REFERENCIAS

Este capítulo ha sido adaptado principalmente de:

Strahler, Arthur. Physical Geography. Tercera edición, John Wiley and Sons Inc. Nueva York. 1965.

Linsley, Ray, K., Kohler, Max, Paulhus, Joseph. Hydrology for Engineers. Segunda edición. Mc Graw Hill Book Co. Nueva York. 1975.

Trewartha, Glen T. An Introduction to Climate. Tercera edición. Mc Graw Hill Book Co. Nueva York. 1954.

Wiesher, C.S. Hydrometeorology. Chapman and Hall LTD. Londres. 1970.

Linsley, Ray K., Kohler, M.A. y Paulhus, J.L.H. Applied Hydrology. Mc Graw Hill Co. Nueva York. 1949.

Venezuela. Ministerio de Obras Públicas. Manual para Observadores de Estaciones Hidrometeorológicas. Febrero 1966.

Petterssen, Sverre. Meteorology, en Chow, Ven T. Handbook of Applied Hydrology. Mc Graw Hill Book Co. 1964.

