

## Procedimiento abreviado para el cálculo de magnitudes meteorológicas útiles en los análisis de altura

Por J. ENDERIZ, Meteorólogo.

El éxito de las informaciones meteorológicas depende en gran parte de la rapidez con que por los Observatorios sean recibidos los datos del exterior y de la diligencia que se ponga en realizar los análisis, tanto de superficie como de altura.

Si las observaciones se refieren a una determinada hora, es lo corriente que no se posea la información total hasta pasadas cerca de tres horas. Por esto es necesario que, sin perder por ello precisión, se utilicen procedimientos que conduzcan rápidamente a los resultados que interesan al analista.

En esta reseña pretendemos dar a conocer un medio rápido de calcular datos de gran interés en el estudio aerológico de las masas de aire, particularmente aplicables a los análisis isentrópicos.

Los sondeos aerológicos se reciben en los Observatorios mediante partes cifrados con arreglo

a claves internacionales que contienen las temperaturas y humedades relativas a distintos niveles de presión tipo, y a aquellos en que alguna de estas magnitudes sufre una variación interesante.

El descifrado del parte suele hacerse mediante la representación de las curvas de estado y de humedad en un diagrama. En España utilizamos corrientemente el de Stüve (véase fig. 1).

Aun cuando las variaciones de temperatura y humedad relativa son generalmente de poca importancia fuera de las proximidades del suelo, los ascensos y descensos de las masas de aire las hacen variar, pudiendo llegar a perderse la identidad de una masa.

Cuando una masa de aire asciende o desciende sin ganancia ni pérdida de calor, lo hace disminuyendo o aumentando la temperatura en un grado centígrado cada cien metros, aproximadamente.

Si suponemos, pues, que cada masa ha ascendido desde un cierto nivel, por ejemplo, desde los 1.000 milibares, hasta el punto donde se encuentra, tendría que haber partido con una temperatura aproximadamente igual a

$$\theta = T + z; \quad [1]$$

donde  $z$  es la altura, medida en hectómetros, a que se halla la masa, y  $T$ , la temperatura a que se encuentra.

Si esta masa cambia de nivel posteriormente, cambiará el valor de  $T$ , pero no el de  $\theta$ . Así,

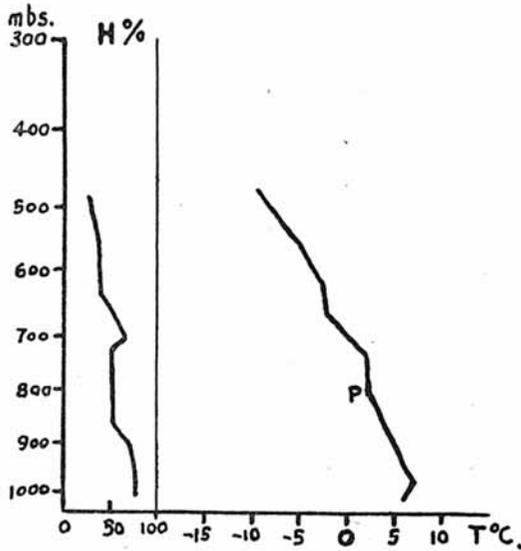


Fig. 1

pues, tendrá más interés el conocimiento de  $\theta$ , que ha recibido el nombre de temperatura potencial.

Un ejemplo sencillo aclarará esta idea que acabamos de exponer:

Supongamos una masa de aire que se encuentra a 2.000 metros sobre el nivel de los 1.000 milibares, con una temperatura de 3° C.; según [1], tendremos:

$$\theta = 3 + 20 = 23^\circ.$$

Si asciende la citada masa 400 metros, la temperatura bajará a -1° C., y será:

$$\theta = -1 + 20 + 4 = 23^\circ.$$

Si suponemos unidos idealmente todos los puntos del espacio que poseen la misma temperatura potencial, obtenemos una superficie que

recibe el nombre de "isentrópica" por poseer en ella todas las partículas de aire la misma "entropía". Esta superficie goza de la notable propiedad de que los movimientos de las masas de aire tienen lugar, casi de una manera exclusiva, a lo largo de estas superficies. En esto se funda el análisis isentrópico, que ha sido utilizado en los Estados Unidos en estos últimos años por Rossby con gran éxito.

Con el fin de caracterizar las masas que se mueven sobre una superficie isentrópica, se utiliza la humedad específica, con grandes ventajas sobre la humedad relativa, ya que posee características más conservativas.

A fin de puntualizar bien estas ideas, haremos un breve resumen de los conceptos físicos que nos interesan.

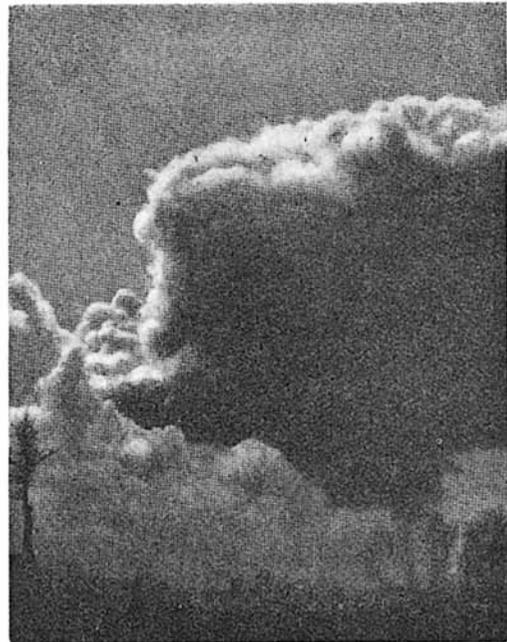
*Temperatura potencial.* — Es la que tomaría el aire si se lo llevara por vía adiabática desde la presión en que se encuentra a una presión tipo (normalmente, los 1.000 milibares).

De la ecuación adiabática

$$dQ = 0,$$

o sea:

$$C_p dT - v dp = 0,$$



Fotografía de una masa de cúmulo-nimbus.

resulta, suponiendo el aire gas perfecto:

$$C_p dT - \frac{RT}{p} dp = 0;$$

y separando las variables,

$$\frac{C_p}{R} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p},$$

ecuación que integrada da:

$$\frac{T_o}{T} = \left( \frac{p_o}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}},$$

o sea:

$$\theta = T \left( \frac{1.000}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} = T \left( \frac{1.000}{p} \right)^{0,2848}. \quad [2]$$

Si derivamos esta ecuación con respecto a  $z$  a  $\theta$  constante, encontramos:

$$\left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_\theta = \frac{g}{C_p} \approx \frac{1^\circ \text{C.}}{100 \text{ m.}},$$

que es el llamado gradiente adiabático del aire seco.

*Humedad específica.*—Para medir la humedad del aire, aparte de otros índices que no interesan a nuestro propósito, se utiliza la humedad específica, que es la relación de masas entre el vapor de agua que contiene el aire y la del aire húmedo.

Si llamamos  $p$  a la presión del aire,  $e$  a la tensión del vapor y  $\epsilon$  a su densidad, tendremos por la ley de Dalton:

$$\frac{s}{1-s} = \epsilon \frac{e}{p-e};$$

y como

$$\epsilon \approx \frac{5}{8},$$

resulta:

$$s = \frac{5e}{8p-3e};$$

$s$  representa la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo (humedad específica).

Como el valor de  $s$  es siempre muy pequeño, suele multiplicarse por 1.000 y expresarse en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo.

Para unas determinadas condiciones de presión y temperatura existe una tensión de vapor

máxima, pasada la cual se produce la precipitación, salvo en casos de sobresaturación. A esta tensión máxima la designaremos con la letra  $E$ . A su valor corresponderá, según la fórmula [3], una humedad específica  $S$ , llamada saturante.

La ecuación

$$\frac{100s}{S} = H\%$$

define lo que hemos llamado humedad relativa.

Esta definición viene a corroborar lo expuesto anteriormente acerca de la prioridad de caracteres conservativos de la  $s$  sobre la  $H$ , ya que  $S$  varía con la temperatura, en tanto que la  $s$  no es afectada por la misma.

Trataremos ahora de encontrar cómo varía la  $E$  en función de la temperatura.

Partiendo de la ecuación de Clapeyron:

$$\frac{L}{T} = (V-v) \frac{dE}{dT}.$$

$L$  = Calor latente de condensación.

$V$  = Volumen del vapor.

$v$  = Volumen del líquido.

$T$  = Temperatura absoluta.

Y teniendo en cuenta que  $v$  es despreciable frente a  $V$ , queda:

$$\frac{L}{T} = V \frac{dE}{dT}.$$

Si además introducimos las condiciones de gas perfecto, lo que no da errores apreciables para el vapor de agua, dada la pequeña cantidad existente en la atmósfera, obtenemos:

$$\frac{dE}{dT} = \frac{LE}{R^1 T^2}.$$

$R^1$  = Constante del vapor de agua.

cuya integral exacta nos es desconocida por ser  $L$  una función de  $T$ , cuya característica no se ha logrado encontrar hasta la fecha.

Toda simplificación que se pretenda dar a la ecuación diferencial para conseguir su integración, conduce a resultados que no se ajustan a la experiencia.

Magnus calculó experimentalmente la fórmula empírica

$$E = 6 \cdot 10 \times 10^{\frac{7,4475 \cdot t}{234,07 + t}} \text{ mb.},$$

que se ajusta con bastante aproximación a la realidad, por lo cual hemos hecho uso de la misma en los cálculos verificados.

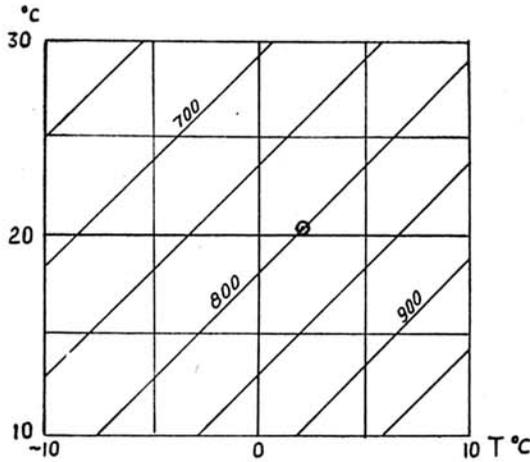


Fig. 2

A través de lo expuesto, hemos recalcado que las magnitudes y  $s$  son de excepcional interés para el analista; pero indiscutiblemente tenemos que llegar a un método rápido para su cálculo, dada la premura con que el análisis debe realizarse.

En el Observatorio de Zaragoza empezó por utilizarse para el cálculo de  $\theta$  un diagrama  $\log T - \log \theta$  (véase fig. 2), en el cual las isobaras son rectas y paralelas.

El cálculo de  $s$  se consiguió mediante un diagrama, en el cual las isobaras se obtuvieron mediante la fórmula de Magnus, que da como ecuaciones paramétricas de dichas curvas las

$$\theta = (273,2 + t) \left( \frac{1.000}{p} \right)^{0,2848}$$

$$S = \frac{SE}{8p - 3E} \times 100$$

con

$$E = 6 \cdot 10 \times 10^{\frac{7,4475 \cdot t}{234,07 + t}}$$

donde  $t$  representa la temperatura centígrada y sirve de parámetro.

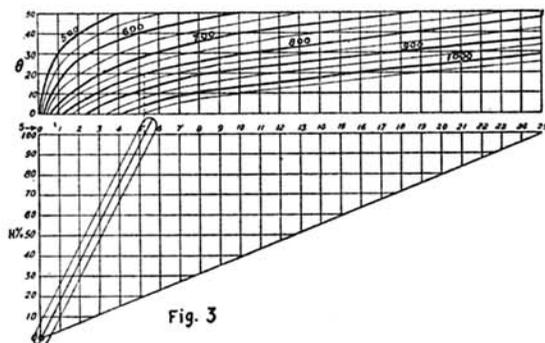


Fig. 3

Este diagrama lleva anexo un haz de rectas para el cálculo de  $s$ ; conocida  $H$ , dicho haz es recorrido por una regla móvil de celuloide, cuya parte central está provista de una línea de fe (véase fig. 3).

Supongamos, por ejemplo, una partícula de aire que se encuentra a una temperatura de  $2^\circ$  C. y a una presión de 800 milibares. De la figura 2 se deduce que su temperatura potencial es de  $20^\circ$ . Si, utilizando la figura 3, buscamos el punto del diagrama correspondiente a la presión de 800 milibares y temperatura potencial de  $20^\circ$ , vemos que le corresponde una humedad específica saturante  $S$  de 5,3 gramos de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo; si además  $H$  es igual a 50 por 100, encontramos:  $s = 2,7$  gr./kgs.

Ulteriores trabajos nos condujeron a la consecuencia de que aunando en forma de regla de cálculo los procedimientos para la obtención de las dos magnitudes, se obtenía una mayor rapidez, sin perder por ello gran precisión.

Esta regla de cálculo (véase fig. 4) consta de

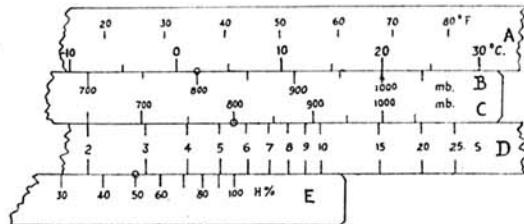


Fig. 4

dos reglas fijas y dos reglillas móviles. Las reglas fijas son las marcadas con las letras A y D, y las móviles, las marcadas con las letras B-C y E.

El cálculo de  $\theta$  se obtiene mediante la primera regla fija, graduada logarítmicamente en temperatura, y la primera reglilla móvil (B), que lo está en presiones, también logarítmicamente. Basta para ello hacer coincidir la temperatura ambiente leída en la escala A con la presión leída en la escala B, y sobre los 1.000 milibares (marcados en la regla con una señal roja, para favorecer la lectura) se encuentra  $\theta$ . La escala de temperatura, que está en grados centígrados, lleva adosada otra en grados Fahrenheit.

En el ejemplo de la figura 4, que reproduce el caso anterior, encontramos frente a los 1.000 milibares la temperatura de  $20^\circ$ .

La primera reglilla móvil lleva en su parte

inferior otra escala de presiones (C), que permite calcular, en la segunda regla fija, el valor de  $S$ , que se encuentra precisamente frente al valor de la presión dada. En nuestro caso encontramos, frente a la presión de 800 milibares de la escala C, el valor 5,3 sobre la escala D.

La escala  $S$  también es logarítmica, lo mismo que la segunda reglilla móvil, la cual está graduada en humididades relativas. Conocida  $S$ , se calcula  $s$ , haciendo coincidir el 100 de  $H$  (escala E) con  $S$ , y frente a la  $H$  existente encontramos la  $s$ .

En el ejemplo de la figura 4, para  $H = 50\%$  resulta:  $s = 2,7$ .

El fundamento matemático de la construcción de esta regla es el siguiente:

Si en la definición de  $\theta$  tomamos logaritmos, resulta:

$$\log \theta = \log T + 0,2848 \log \frac{1.000}{p};$$

o bien:

$$\log \theta - \log T = 0,2848 (\log 1.000 - \log p),$$

que nos demuestra que tomando en la escala de presiones como unidad una igual a 0,2848 veces la de la escala de temperaturas, habrá la misma distancia entre la  $\theta$  y la  $T$  que entre la  $p$  y los 1.000 milibares; así, pues, si ponemos coincidiendo  $p$  con  $T$ , a la vez coincidirá 1.000 con  $\theta$ .

Teniendo en cuenta que

$$S = \frac{S \times H}{100}$$

y tomando logaritmos:

$$\log s = \log S + \log H - \log 100,$$

o sea:

$$\log S - \log s = \log 100 - \log H,$$

que nos dice que si tomamos la misma unidad para las dos escalas y ponemos la  $S$  frente al 100, hallaremos la  $s$  frente al valor de  $H$ .

Estas dos consideraciones nos han exigido el utilizar escalas logarítmicas para  $T$  (escala A),  $p$  (escala B),  $s$  (escala D) y  $H$  (escala E).

Conforme expusimos anteriormente,  $S = f(p, T)$ ; sin embargo, las condiciones de construcción de esta regla imponen a esta función tales restricciones, que sólo la permiten depender de una variable.

Esta dificultad se ha resuelto haciendo  $T = \varphi(p)$  mediante la elección de un sondeo tipo; de esta forma, dando a  $p$  un valor cualquiera y hallado el correspondiente de  $T$ , ponemos estos puntos de las escalas A y B en coincidencia. Calculamos el valor de  $S$  mediante la fórmula de Magnus, y frente al valor obtenido, tomado en D, colocamos el valor  $p$  en C.

El cálculo de  $S$  mediante esta regla será exacto cuando el punto a que se aplique pertenezca al sondeo tipo utilizado en su construcción, y no lo será si el punto está fuera.

El error que se comete es pequeño cuando nos apartamos del sondeo tipo unos 15° C., particularmente si lo hacemos hacia temperaturas más altas.

A fin de poder usar esta regla en todos los casos que se presenten, se utilizan dos sondeos tipo, uno para masas calientes y otro para las frías, consiguiéndose así un margen de aplicación aceptable de unos 60° C., que es más que suficiente. La escala correspondiente a este segundo sondeo tipo se encuentra en el reverso de la primera reglilla móvil. Para evitar equivocaciones, cada una de estas dos caras lleva una indicación de las características del sondeo utilizado en su construcción.

La regla va provista de un cursor de celuloide para favorecer el enrase de las diversas escalas que la componen.

En los análisis isentrópicos esta regla conduce rápidamente al cálculo del nivel a que una masa de aire consigue la saturación.

También se han obtenido buenos resultados en otras aplicaciones meteorológicas que sería prolijo enumerar.

En los análisis de altura diariamente realizados en el Observatorio de Zaragoza vienen ensayándose los dispositivos explicados anteriormente, con una gran ganancia de tiempo, sin menoscabo de la exactitud.