

PRESIDENCIA DEL CONSEJO DE MINISTROS
DIRECCIÓN GENERAL DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO CATASTRAL Y DE ESTADÍSTICA

SERVICIO METEOROLÓGICO ESPAÑOL

Serie **A**, núm. **1**.

Distribución vertical de la temperatura en la atmósfera del centro de España

POR EL

METEORÓLOGO DR. A. DUPERIER

Jefe de la Sección de Investigaciones.
Catedrático de Geofísica de la Facultad de Ciencias de Madrid

MADRID
C. BERMEJO, IMPRESOR
STMA. TRINIDAD, 7. — TELÉFONO 31199

1933

72
0)
M
1

AEMET-BIBLIOTECA



1005382

R.º 13.882

Sig M 24.72(460)

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE LA TEMPERATURA
EN LA ATMÓSFERA DEL CENTRO DE ESPAÑA

POR

A. DUPERIER



DISTRIBUCION VERTICAL DE LA TEMPERATURA EN LA ATMOSFERA DEL CENTRO DE ESPAÑA, *por* A. DUPERIER.

RÉSUMÉ:

Les résultats des sondages par ballon-sonde réalisés à Madrid permettent de considérer la distribution verticale de température dans l'atmosphère, au milieu d'Espagne, d'accord avec la distribution que l'on y pouvait prévoir d'après les résultats déjà obtenus. C'est ainsi que la stratosphère résulte située, en moyenne, à l'altitude de 12 kilomètres avec la température de -62° en hiver et -56° en été.

D'autre part, la variation de hauteur et température de la stratosphère semble obéir à la loi générale de variation, suivant le régime cyclonique ou anticyclonique au sol.

1. Para observar la atmósfera en las capas más elevadas, se emplea el globo libre no tripulado, y cuando lo que se desea es adquirir conocimiento de los elementos meteorológicos: presión, temperatura y humedad, se suspenden del globo libre instrumentos registradores apropiados que se recogen después a su caída. Se tiene realizado, de este modo, lo que se llama un sondeo por globo-sonda.

Para ello nosotros hemos empleado globos de goma inflados con hidrógeno que parten del suelo con un diámetro de metro y medio aproximadamente. Cada sondeo lleva dos unidos por el apéndice de manera que al estallar uno de ellos a la altitud máxima, el que quede, permaneciendo inflado, sirva para disminuir la velocidad de caída. El instrumento pende de los globos por una cuerda de veinte metros de longitud y va protegido por un cestillo suspendido a su vez en el centro de unos aros de mimbre que sirven de amortiguadores. El sistema parte con una velocidad ascensional de cinco metros por segundo, aproximadamente.

Los meteorógrafos empleados han sido de dos tipos: Bosch y Dines. El primer tipo corresponde a un aparato en montura de aluminio en la que el barógrafo, el termógrafo y el higrógrafo inscriben sus indicaciones sobre un mismo cilindro, el que lleva una hoja de papel o de metal ennegrecida con negro de humo. Su órgano termométrico está formado por una lámina bimetálica encorvada en arco de círculo. Cuando la temperatura cambia, la diferencia de dilatación entre los metales hace variar la curvatura de la lámina, y estas variaciones son transmitidas por palancas a una de las plumas del registrador. El barómetro es un simple tubo de Bourdon de sección elíptica y el higrómetro un higrómetro ordinario de cabello. El aparato pesa, en números redondos, 600 gr.

El meteorógrafo Dines es más pequeño y mucho más ligero por no llevar reloj. No lleva higrógrafo, y su termómetro, bimetálico también como el del anterior, inscribe sus indicaciones sobre una pequeña placa cuadrada

de dos centímetros de lado y revestida por electrolisis de una capa de plata mate. El barómetro lo constituye una pequeña caja aneroide que traduce las variaciones de presión del aire exterior en movimiento de la placa transversalmente a la curva descrita por el termómetro. Se tiene así, como meteorograma, una curva rayada cuyas abscisas son determinadas por la presión y las ordenadas por la temperatura. Estas curvas se leen por medio de un microscopio o por ampliación fotográfica. El aparato pesa en total 20 gr.

Naturalmente, cada sondeo exige una calibración previa del instrumento. En los meteorógrafos Bosch esta operación se ha hecho sumergiéndolos en un baño de alcohol enfriado mediante nieve carbónica hasta 70° u 80° C bajo cero. De este modo, se obtiene la gráfica de comparación del termómetro con un error inferior al grado. Las curvas de presión y humedad haciendo el vacío o variando las condiciones de humedad, respectivamente, en un recinto cerrado que contiene el instrumento a la temperatura ambiente.

En los Dines, estas operaciones se realizan simultáneamente. Basta sumergir el aparato en un baño de petróleo contenido en una cámara apropiada, en la que se hace el vacío. De esta manera se determina a cada temperatura una escala de presiones tipos y, repitiendo la experiencia para cuatro temperaturas, se entra en posesión de cuantos datos son necesarios para definir después en cada punto la curva que constituye el meteorograma. Este método presenta, por otra parte, la ventaja de que, eligiendo debidamente las isoterms, se elimina automáticamente el error de temperatura en el barómetro, lo que no es realizable en los Bosch porque las plumillas se superpondrían. En éstos es menester hacer después esta corrección.

Sin embargo, a nuestro juicio, son preferibles estos últimos aparatos porque en los Dines, dada la pequeñez de su escala de inscripción, los movimientos a que está sometido el aparato durante el tiempo que media desde el instante en que vuelven al suelo hasta que son recogidos, hacen muy difícil y a veces imposible el reconocer la parte inicial del sondeo hasta los dos o tres mil primeros metros. Por eso, nosotros hemos empleado aquéllos en la mayor parte de nuestros sondeos.

La precisión de los dos tipos de instrumentos es del orden del grado para la temperatura y del milímetro para la presión. Dadas las amplitudes de los elementos a registrar, de 100° para T y de 600 milímetros para p , y la pequeñez de los aparatos, no es posible ir más lejos.

Por otra parte, su exactitud, en lo que concierne a la temperatura, puede ser alterada por la radiación solar directa y la radiación de los globos que arrastran los aparatos. Para eliminar esta causa de error, el cestillo que tiene el meteorógrafo va envuelto lateralmente en papel plateado como pantalla y abierto en sus bases para asegurar la ventilación. La distancia, además, que le separa de los globos es de 20 metros.

De este modo, la distribución de temperatura en la vertical se ha deducido de los datos directamente registrados, por el método de Bjerknes.

2. La figura 1 define los resultados medios de 132 sondeos distribuidos poco más o menos por igual entre invierno y verano.

En primer lugar, se observa en ambas curvas, sensiblemente paralelas,

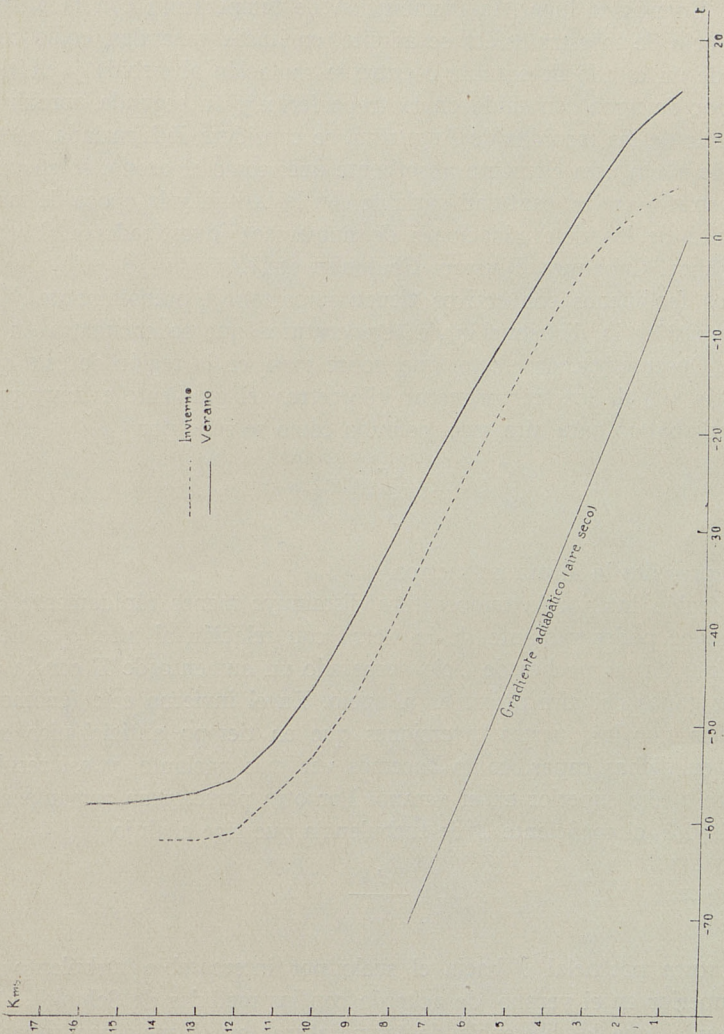


Fig. 1.

que la temperatura disminuye con la altura hasta la altitud media, sobre el nivel del mar, de 12 kilómetros, en que terminan los fenómenos convectivos que caracterizan la *troposfera*. La región que se extiende sobre este nivel, de gradiente térmico poco más o menos nulo, sabido es que constituye la *capa isoterma* o *estratosfera*.

Mas se advierte también que hasta los tres primeros kilómetros el gradiente en el verano es superior al de invierno y que la diferencia de temperaturas de la estratosfera para las dos estaciones es notablemente inferior a la que reina en el suelo.

Todos estos resultados, de acuerdo con los que vienen obteniéndose en los demás países, encuentran su explicación en fenómenos más o menos complejos. En primer lugar, la disminución de temperatura con la altitud y la existencia de la estratosfera se admite, en líneas generales, como consecuencia de un estado de equilibrio entre la radiación absorbida y emitida por el vapor de agua contenido en la troposfera; y en segunda aproximación, a partir de las medidas de Angström, se considera influenciada por la presencia de algún otro elemento absorbente que, como el ozono, se encuentra en la estratosfera en cantidad variable con la latitud y la época del año, según resulta de las determinaciones de numerosos investigadores (Fowle, Dobson, Fabry, Cabannes, Buisson, Chalonge, etc.).

Pero los fenómenos convectivos tienen importancia predominante y se añaden para fijar la distribución de temperaturas que se encuentra en la troposfera. Observemos, en efecto, que, sobre todo, en la región de ésta que se eleva más allá de los tres primeros kilómetros, el gradiente es muy próximo del adiabático para aire seco, definido como se sabe por

$$\frac{dT}{dh} = -\frac{Ag}{C_p} = -0,01$$

donde h representa la altura en metros.

En la región inferior la temperatura disminuye menos rápidamente debido al mayor poder radiante de la tierra con relación al aire, que llega hasta originar en las noches de cielo despejado un aumento de T con la altura en las capas del aire próximas al suelo. En el invierno este fenómeno se intensifica por las fuertes inversiones que en tiempo anticiclónico son frecuentes en dichas capas, como hacemos ver más adelante, y así resulta el gradiente medio superior en el verano. Por otra parte, y en armonía con estos resultados, el coeficiente A de turbulencia que rige el flujo

$$= A \frac{d\theta}{dh}$$

de temperatura potencial θ hacia el suelo por intercambio turbulento de masa es superior en el verano, de acuerdo con las medidas de Schmidt.

Finalmente, que la diferencia de temperaturas en el suelo sea superior al intervalo que separa las dos estratosferas, es una consecuencia del mayor aporte de energía solar que resulta para el hemisferio de verano, especialmente en las regiones polares. De este modo, el coeficiente de turbulencia horizontal y el transporte de calor en latitud son notablemente disminuídos y la troposfera se calienta más; la estratosfera se hace más caliente en la misma proporción y, en consecuencia, su menor temperatura

se aumenta en menor número de grados. Por otra parte, puesto que la diferencia de temperatura entre el suelo y la estratosfera correspondiente que así se obtiene es superior en el verano, la altura de esta capa en esta época del año debe ser superior a su nivel en el invierno, si el gradiente de convección se mantiene constante. Observemos en la figura 1 que así, en efecto, resulta la capa isoterma ligeramente más elevada en el verano.

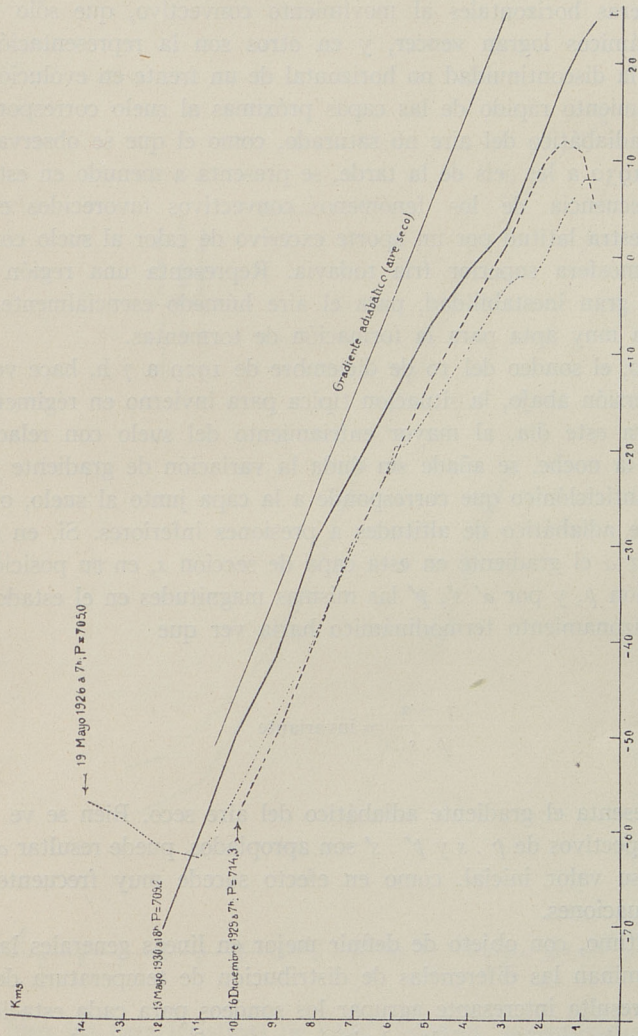


Fig. 2.

3. Sin embargo, la continuidad que aparece en cada una de las curvas de la figura 1 es meramente una consecuencia de los resultados medios que ellas representan. En general, la distribución de temperaturas en la vertical, para cada día, es bastante más irregular.

La figura 2 muestra los resultados aislados de tres sondeos con características diferentes. El tipo de la curva correspondiente al 19 de mayo de 1926 a las siete de la mañana con paso brusco a la estratosfera e inversión de gradiente y con diversas discontinuidades a distintas alturas, como las que ella presenta en el suelo, a 2,3 y a 5,6 kms., es el tipo más frecuente. Estas discontinuidades, que a veces se observan, no ya como isotermias, sino incluso con aumento de temperatura, constituyen en unos casos verdaderas barreras horizontales al movimiento convectivo, que sólo fuertes impulsos dinámicos logran vencer, y en otros son la representación momentánea de la discontinuidad no horizontal de un frente en evolución.

Un enfriamiento rápido de las capas próximas al suelo correspondiente al gradiente adiabático del aire no saturado, como el que se observa el 13 de mayo de 1930 a las seis de la tarde, se presenta a menudo en este mes. Es una consecuencia de los fenómenos convectivos favorecidos en esta época y a nuestra latitud por un aporte excesivo de calor al suelo con relación a la atmósfera superior fría todavía. Representa una región de la atmósfera de gran inestabilidad, para el aire húmedo esencialmente, y en días de calma muy apta para la formación de tormentas.

Por último, el sondeo del 16 de diciembre de 1929 a 7 h. hace ver, con su fuerte inversión abajo, la situación típica para invierno en régimen anticiclónico. Para este día, al mayor enfriamiento del suelo con relación al aire, durante la noche, se añade sin duda la variación de gradiente propia del régimen anticiclónico que corresponde a la capa junto al suelo, oriunda por transporte adiabático de altitudes a presiones inferiores. Si, en efecto, se designa por α el gradiente en esta capa de sección s , en su posición inicial a la presión p , y por α' , s' , p' las mismas magnitudes en el estado final, un sencillo razonamiento termodinámico haría ver que

$$\frac{\gamma - \alpha}{p \cdot s} = \text{invariante}$$

donde γ representa el gradiente adiabático del aire seco. Bien se ve que si los valores respectivos de $p \cdot s$ y $p' \cdot s'$ son apropiados, puede resultar α' muy diferente de su valor inicial, como en efecto sucede muy frecuentemente para estas situaciones.

4. Por último, con objeto de definir mejor en líneas generales las causas que determinan las diferencias de distribución de temperatura de unos días a otros, resulta interesante agrupar los sondeos para cada estación del año según que la presión es alta, baja o neutra. Se acostumbra entender por presión alta la que excede en cinco milímetros o más a la normal y por presión baja la que es inferior a ésta en cinco milímetros por lo menos. Naturalmente, la neutra es la comprendida entre las dos.

Esta distribución no la hacemos para el verano, porque en esta época del año disponemos de muy pocos sondeos con presión alta, y no poseemos

ninguno con presión baja. Los resultados para invierno se resumen en la figura 3.

El número de sondeos para cada grupo (41 en presión neutra, 19 en alta y 12 en baja), es, desde luego, muy pequeño; mas a pesar de ello, se

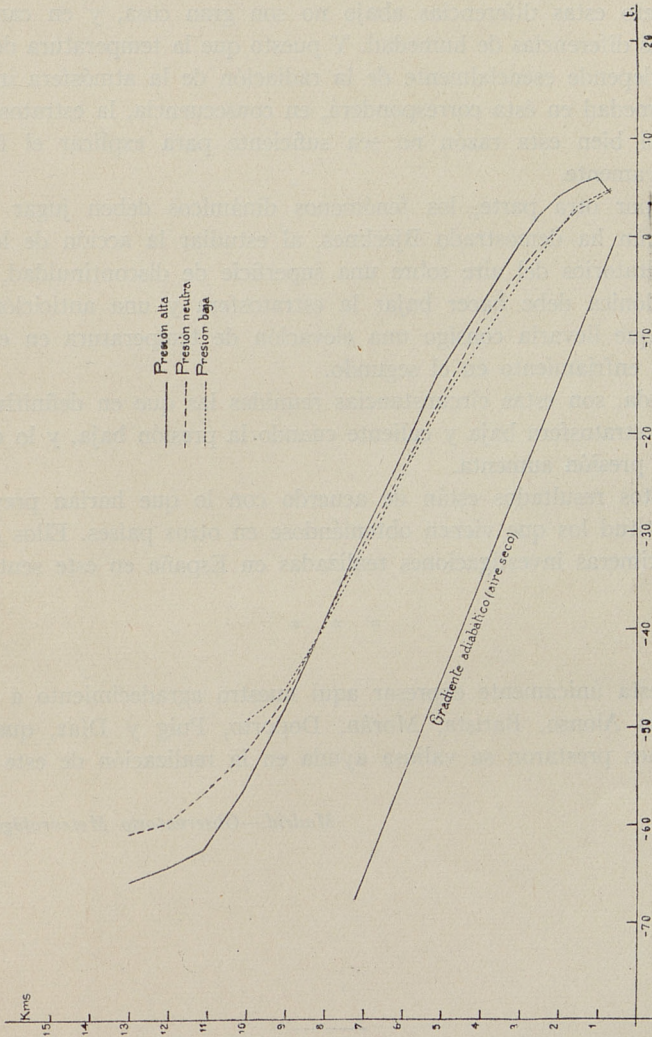


Fig. 3.

definen bien las características de cada situación meteorológica. Para presión alta, coincidiendo con días de buen tiempo, el suelo está más frío, el gradiente en las capas inferiores es pequeño, incluso invertido, y la troposfera hasta los ocho kilómetros la más caliente. Cuando la presión baja, por el contrario, la nubosidad y humedad son mayores, el suelo se enfría menos, el gradiente inferior es más alto y la troposfera más fría. Y para

presiones intermedias, el estado del aire libre sensiblemente comprendido entre los dos.

A partir de ocho kilómetros, las características se invierten y resulta la estratosfera en contraste con las temperaturas de las regiones inferiores; más fría para presión alta y a mayor temperatura cuando el barómetro desciende. Pero estas diferencias abajo no son gran cosa, y en cambio son grandes las diferencias de humedad. Y puesto que la temperatura de la capa isoterma depende esencialmente de la radiación de la atmósfera inferior, a mayor humedad en ésta corresponderá, en consecuencia, la estratosfera más caliente, si bien esta razón no sea suficiente para explicar el fenómeno cuantitativamente.

Mas, por otra parte, los fenómenos dinámicos deben jugar un gran papel. Según ha demostrado Bjerknes, al estudiar la acción de los movimientos giratorios del aire sobre una superficie de discontinuidad, una rotación ciclónica debe hacer bajar la estratosfera y una anticiclónica elevarla, lo que llevaría consigo una elevación de temperatura en el primer caso y un enfriamiento en el segundo.

Sin duda, son estas circunstancias reunidas las que en definitiva determinan la estratosfera baja y caliente cuando la presión baja, y lo contrario cuando la presión aumenta.

5. Estos resultados están de acuerdo con lo que harían prever para nuestra latitud los que vienen obteniéndose en otros países. Ellos constituyen las primeras investigaciones realizadas en España en este sentido.

* * *

Nos resta únicamente expresar aquí nuestro agradecimiento a nuestros compañeros Alonso, Batista, Morán, Doporto, Puig y Díaz, que sucesivamente nos prestaron su valiosa ayuda en la realización de este estudio.

Madrid.—Observatorio Meteorológico.

M24.7
(460
INM
A 1