

casi constante. Calculando éste por períodos diferentes, los resultados á que se llega apenas difieren en 1 ó 2 décimas de grado, como lo demuestra el cuadro siguiente, tomado del *Anuario del observatorio de Montsouris*:

TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES Y ANUALES EN PARÍS POR PERÍODOS DE AÑOS

	1734-40	1806-20	1821-50	1851-72	1873-81
Enero	3°,7	2°,1	1°,9	3°,0	2°,5
Febrero	4°,5	4°,8	4°,1	4°,3	4°,4
Marzo	6°,3	6°,3	6°,6	6°,4	7°,4
Abril	8°,9	9°,6	10°,1	10°,7	10°,2
Mayo	13°,9	14°,8	14°,2	13°,7	12°,8
Junio	17°,7	16°,5	17°,5	17°,0	17°,2
Julio	19°,4	18°,5	18°,9	19°,2	19°,2
Agosto	18°,5	18°,0	18°,7	18°,5	18°,8
Septiembre	16°,7	15°,4	15°,8	15°,7	15°,5
Octubre	11°,0	11°,1	11°,4	11°,3	10°,7
Noviembre	4°,3	6°,4	7°,0	5°,9	6°,5
Diciembre	3°,9	3°,4	3°,8	3°,4	2°,7
Temperatura media del año (1)	10°,7	10°,6	10°,8	10°,8	10°,7
— en la estación del calor . .	15°,2	14°,8	15°,2	15°,2	14°,9
— en la estación del frío . .	4°,5	4°,6	4°,7	4°,6	4°,7

Tomando los promedios generales, resultaría 10°,75, ó en números redondos, 10°,8 para el promedio anual, 15°,1 para el de los siete meses de la estación cálida y 4°,6 para los cinco de la fría. Puedense considerar estas cifras como lo permanente en el clima de París, durante los dos últimos siglos, por lo que á la temperatura se refiere; bien es verdad que ha habido notables diferencias de un año á otro, pues en 1879 el promedio anual bajó á 8°,7, cifra que no se había visto desde 1766 y 1767, y en 1811 y 1822 se elevó á 12° y 12°,1.

IV

TEMPERATURA DE LAS CAPAS ELEVADAS DE LA ATMÓSFERA

Desde tiempo inmemorial se sabe que la temperatura baja á medida que el observador asciende por las montañas, y las observaciones hechas en globo de un siglo á esta parte han demostrado que se nota también este decrecimiento en las capas sucesivas de la atmósfera. Pero ¿qué ley sigue el descenso de temperatura en cuestión? ¿es ó no proporcional á la altura? Difícil sería decidirlo, según creemos, porque todavía no se han hecho observaciones bastante minuciosas ni suficientemente continuadas acerca de este punto.

Desde luego hay lugar á distinguir entre la temperatura del aire sobre el suelo de las mesetas y de las montañas, y la de las capas de aire libres de igual altitud. Compréndese en efecto que deba haber aquí una gran diferencia bajo el punto de vista de

(1) De las cinco series que forman el cuadro, las cuatro primeras se han obtenido en el Observatorio de París y la última en el de Montsouris, que está casi en las mismas condiciones meteorológicas. Pero los instrumentos y los métodos de observación han variado bastante en estos sesenta y cinco años para que se pueda atribuir á estos cambios una buena parte de las diferencias que presentan los promedios mensuales.

caldeo y de enfriamiento de dichas capas; en la cumbre de una montaña, la proximidad del suelo y su contacto con la masa de aire que hay sobre él no pueden menos de ejercer en la temperatura de esta masa, ya de día ó ya de noche, una influencia á que no está sometida una masa de aire situada á la misma altura sobre el nivel del mar, pero á muchos millares de metros de distancia del suelo de las llanuras. Consultemos desde luego los hechos.

En julio de 1788 hizo de Saussure, por espacio de diez y siete días y en la garganta del Gigante situada á 3,428 metros de altitud, toda una serie de observaciones meteorológicas y en especial de la temperatura del aire, mientras otros observadores anotaban también las alturas del termómetro en Chamounix (1,050^m) y en Ginebra (408^m). Las diferencias de temperatura entre la estación superior y las otras dos variaron, no tan sólo de un día á otro, sino también de una hora á otra en el mismo día. Tomando el promedio y suponiendo el descenso de temperatura proporcional á la altitud, el ilustre físico dedujo de sus observaciones que por la tarde (á las 6) un descenso de 1° cen-

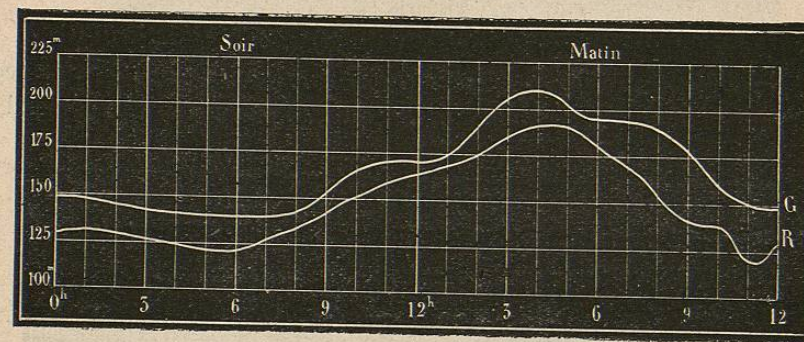


Fig. 73.—Diminución de la temperatura con la altitud. Variaciones horarias de la altura correspondiente á una baja de 1°

tígrado correspondía á una elevación de 141 metros; á las 4 de la madrugada la baja era menos rápida, siendo menester ascender 210 metros para hallar una diferencia de 1°, y el promedio de todas sus observaciones indicó 1° por 164^m,69.

Kaentz hizo en el Righi, á 1,810 metros de altitud, una serie de observaciones que demostraron la influencia horaria notada ya por de Saussure. Hacíanse las observaciones simultáneas en Basilea, Berna, Ginebra y Zurich. La ley de decrecimiento, más rápido de día que de noche, da 1° por 121 metros á las 5 de la tarde y 1° por 186 á igual hora de la madrugada. Correspondía por término medio una disminución de 1° por 149 metros de elevación vertical.

Adviértese la misma ley en las observaciones simultáneas efectuadas en Ginebra y en el Gran San Bernardo; el descenso de temperatura es de 1° por 276 metros por la mañana en invierno, y por la tarde la observación da un descenso de 1° por cada 147 metros de elevación, ó sea 212 por término medio. Humboldt asignaba 1° por 156 á 170 metros en la Europa central, es decir, un promedio de 1° por 163 metros.

“Las observaciones que he hecho, dice, hasta 6,000 metros de altura en la parte de la cordillera de los Andes comprendida entre los trópicos, me han dado una disminución de 1° de temperatura por 187 metros de aumento en la altura. Treinta años después, mi amigo Bonpland dedujo un promedio de 175 metros.”

Esta disminución de la temperatura del aire, deducida de observaciones simultáneas hechas en estaciones de altitudes diferentes, ¿es uniforme entre los puntos extremos?

Vamos á citar algunos números que prueban lo contrario. Pero quizás se desprendería la regularidad de esta ley ó de cualquiera otra de observaciones acumuladas, como resulta claramente indicada la oscilación diurna del termómetro y del barómetro si se comprende un espacio de tiempo suficientemente largo.

M. Lortet hizo en agosto de 1869 dos ascensiones al monte Blanco, en las cuales tuvo cuidado de anotar las temperaturas del aire, desde el punto de partida hasta la cumbre, en seis estaciones intermedias. Véanse los resultados:

LUGARES	Altitudes	Temperaturas del aire	
Chamounix..	1050 ^m	+ 10°,1	+ 12°,4
Cascada del Dard.	1500	+ 11°,2	+ 13°,4
Chalet de la Para.	1605	+ 11°,8	+ 13°,6
Piedra Puntiguda.	2049	+ 13°,2	+ 14°,1
Grands-Mulets.	3050	— 0°,3	— 1°,5
Gran Meseta.	3932	— 8°,2	— 6°,4
Joroba del dromedario.	4556	— 10°,3	— 4°,2
Cumbres del Monte Blanco.	4810	— 9°,1	— 3°,4

Es de notar que en estas dos ascensiones la temperatura empezó por crecer, si- quiera débilmente, hasta los 2,000 metros de altitud. El aumento de 1°, que al princi-

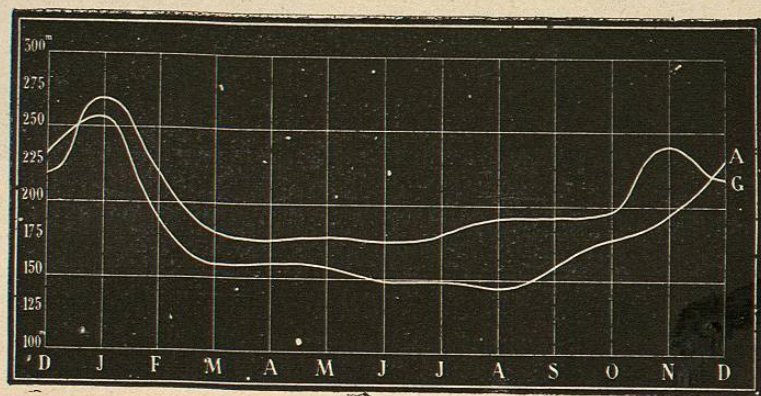


Fig. 74.—Diminución de la temperatura con la altitud. Variaciones mensuales de la altura correspondiente á una baja de 1°

pio fué por cada 410 y 450 metros, luego por 175 y 525, y finalmente por 317 y 880 metros, fué seguido de un brusco descenso de temperatura, de 1° por cada 75 metros de altura en la primera ascensión y por cada 64 en la segunda. Entre los 4,000 y 4,500 metros la temperatura sube levemente hasta la cima del monte.

A pesar de las anomalías que presentan las observaciones en las montañas, pueden darse por establecidas dos leyes: que el descenso de temperatura con la altitud es por lo general más rápido de día que de noche, y que es también más rápido en verano que en invierno.

De las observaciones hechas en las montañas, pasemos á las efectuadas por los aeronautas en las capas elevadas de la atmósfera. Es sabido que Gay-Lussac, en la célebre ascensión que hizo en 1804, notó una temperatura de 9°,5 bajo cero, mientras que la del suelo era de +28°, ó sea 38° de diferencia en menos para una altitud de 7,000 metros, esto es, 1° por cada 185 metros de elevación en la hipótesis de que el descenso fuese uniforme. Pero el ilustre físico pudo cerciorarse de que no existía esta unifor-

midad durante su ascensión: hasta los 3,800 metros, el descenso fué de 1° por 188^m,5; entre 3,800 y 5,700, de 1° por 185^m,8, y más allá, de 1° por 161^m,2.

Barral y Bixio se elevaron en julio de 1850 á 7,049 metros; al remontarse en su globo, la temperatura al nivel del suelo era de +18°, y á dicha altitud había bajado á —39°,7, casi la de la congelación del mercurio. La baja total 57°,7 indicaba 1° de descenso por cada 122 metros de elevación. Es verdad que esta temperatura, tan extraordinariamente baja, tenía por causa probable la presencia de una nube formada de agujas de nieve cuyo espesor llegaba lo menos á 40 kilómetros.

Bravais ha reunido los resultados obtenidos por varios aeronautas, los de Gay-Lussac que acabamos de mencionar y otros varios, de los cuales parece resultar que el descenso de temperatura, bastante rápido al principio á partir de la superficie del suelo,

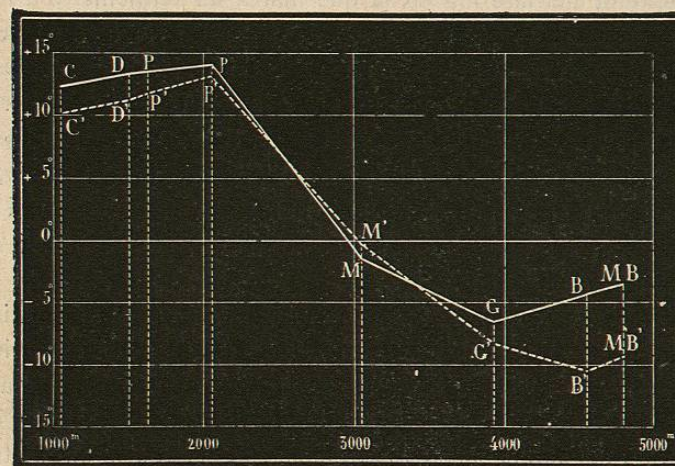


Fig. 75.—Diminución de la temperatura entre Chamounix y el monte Blanco

va disminuyendo en seguida hasta los 3,800 ó 4,000 metros de altitud, para acelerarse más y más desde este punto hasta los límites de altura á que han llegado los globos.

En resumen, la temperatura del aire disminuye, siendo las demás circunstancias iguales, á medida de la altura. La ley de esta disminución está sujeta á variaciones que dependen de las horas del día, de la época del año, ó de las estaciones, y de anomalías procedentes de otras circunstancias meteorológicas, como agitación ó calma de aire, grado de humedad, etc., anomalías que probablemente son más marcadas en las capas inferiores á los límites de las nubes. Más allá de éstas debe ser más regular. En la hipótesis de que el decrecimiento fuese uniforme y proporcional á la altitud, y admitiendo que 200 metros de elevación den por término medio un descenso de 1°, á 10,000 metros la temperatura sería de 50° bajo cero, y á 28 kilómetros el frío de las capas atmosféricas llegaría á —140°, es decir, la temperatura que Pouillet ha calculado para el espacio interplanetario. Hemos visto que los límites de la atmósfera están probablemente á mayor distancia, de lo cual puede deducirse que el descenso, al principio casi proporcional al aumento de altitud, sigue luego una marcha más lenta, á medida que se penetra en capas de aire más enrarecidas y elevadas. Mas hay que convenir en que todavía son insuficientes los datos para formular la ley, y que las consecuencias que de ellos se pueden deducir adolecen de prematuras ó hipotéticas.

Digamos ahora una palabra acerca de las causas del enfriamiento del aire en las montañas ó en las capas elevadas de la atmósfera.

Pero antes convendrá que insistamos en un punto que parece en contradicción con los hechos y con las observaciones que acabamos de mencionar. La intensidad de la radiación solar ó del foco calorífico que eleva la temperatura del suelo y la del aire es tanto mayor cuanto más considerable la altitud. La razón es muy sencilla. Cuando un haz de rayos solares cae sobre el suelo de una montaña, á 2,000 metros sobre un punto cualquiera de la llanura, su intensidad es mayor porque no ha sufrido absorción alguna por parte de las capas superiores de la atmósfera. En un caso, ha atravesado un espesor de aire 2,000 metros menor que en otro. Añadamos que las capas menos densas, las menos cargadas de vapor de agua, son las que absorben menor cantidad de calor luminoso, y por consiguiente, un termómetro puesto al Sol marca una temperatura más alta en la montaña que en el llano. Pero si la radiación directa es más intensa, la temperatura del aire mismo, la que marca un termómetro á la sombra, es mucho menor en la montaña que en el llano. De Saussure vió que, en la cumbre del Cramont, un termómetro puesto al Sol en una caja de madera dada de negro, sube 1° más, á la altitud de 2,755 metros, que en Courmayeur, á la de 1,495. Pero el aire era mucho más frío en el Cramont que en Courmayeur. Bravais y Martins han visto "que el calor era mayor en la gran meseta del monte Blanco, donde la temperatura del aire estaba *bajo cero*, que en el mismo momento en Chamounix, donde el termómetro marcaba 19° también á sombra, lo cual consiste en que la gran meseta está á 2,890 metros sobre Chamounix.,,

Pues bien, si la intensidad de la radiación solar disminuye al mismo tiempo que la altitud, ¿por qué es más frío el aire de las montañas ó de las capas superiores de la atmósfera que el de las capas más bajas? Las causas de este fenómeno, tan universalmente comprobado, son múltiples. Vamos á enumerarlas brevemente.

La temperatura del aire depende á cada momento del equilibrio que tiende á establecerse entre el calor que el aire absorbe directa ó indirectamente y el que pierde por vía de radiación ó de convección. Sabemos que su poder absorbente para las radiaciones luminosas ó directas es muy débil, pero que va creciendo con la densidad de sus capas y sobre todo con la cantidad de vapor de agua que contienen (1). Así pues, los rayos solares deben caldear más fuertemente, en su trayecto por el seno de la atmósfera, las capas inferiores, que son las más densas y las más cargadas de humedad. Pero el aire se caldea sobre todo por la radiación calorífica del suelo, como quiera que el poder absorbente de aquel es mucho mayor para las radiaciones oscuras, siendo también las capas inferiores las que recibirán proporcionalmente mayor cantidad, en razón de su densidad mayor y de la cantidad más considerable de agua que contienen.

Si la absorción de calor por las capas de aire inferiores predomina sobre la de las capas elevadas de la atmósfera, y si por tal causa aquéllas se caldean más y más pronto que éstas, su enfriamiento es por el contrario menos rápido. En efecto, las capas sucesivas se sirven mutuamente de pantalla ó de resguardo contra la pérdida de calor por

(1) En el tomo II de esta obra hemos dado las cifras siguientes como medida de la absorción atmosférica á distintas altitudes. De 2,54 calorías que caen en los límites de la atmósfera sobre un metro cuadrado de superficie, 2,392 llegan á la cima del monte Blanco á 4,810 metros de altitud, 2,262 á los Grands-Mulets (3,050 metros), 2,082 al glaciar de los Bossons (1,200 metros), y por fin 1,745 á 60 metros de altitud. Las 315 milésimas del calor total han sido absorbidas en el trayecto total de los rayos solares al través de la atmósfera, 60 por todas las capas superiores á 4,810 metros, 51,94 y 110 milésimas por las capas siguientes, cuyos espesores sucesivos son de 1,760, 1,850 y 1,140 metros. Como se ve, la absorción va creciendo á medida que la altura disminuye.

radiación hacia el espacio, de suerte que las más bajas son las que están más preservadas de tal pérdida. A esto hay que agregar que en las cumbres ó en las altas regiones del aire la proporción de cielo descubierto hacia el cual se efectúa la radiación es mayor que para un punto del suelo de la llanura. Por último, otra causa de enfriamiento es la evaporación, tanto más activa cuanto más seco está el aire y más despejado el cielo, y por este concepto la pérdida de calor debe ser mayor á medida que también lo es la altura en la atmósfera.

En todo esto hemos supuesto que la atmósfera está tranquila, y que se efectúa el cambio de calor entre sus diferentes capas y el suelo sin que haya pérdida de equilibrio entre ellas. Por lo general no sucede así, porque ciertos puntos de las capas inmediatas al suelo más caldeadas que otras se elevan en virtud de la disminución de densidad que para ellas resulta, y además, á medida que se elevan, disminuye la presión que soportan y su dilatación va creciendo. Pues bien, á semejante aumento de volumen, no producido por un trabajo exterior, corresponde necesariamente un consumo de calor; en una palabra, la dilatación tiene lugar á expensas de la temperatura del aire que se dilata y se enfría al mismo tiempo. Estas corrientes ascendentes tienen como contraposición corrientes descendentes. Cierta cantidad de aire de las capas superiores más frías acude á ocupar el puesto de la que se ha elevado; sometida al descender á presiones crecientes, disminuye de volumen; pero como el trabajo de compresión es por el contrario exterior á la masa de aire descendente, produce un aumento de temperatura. Si pues, como dice M. Martins, "la dilatación del aire de las corrientes ascendentes es una causa de frío para las altas regiones á que aquél llega.,," la compresión de las corrientes descendentes produce por el contrario una elevación de temperatura para el aire de las capas más bajas (1).

Tales son las principales causas de la desigualdad de temperatura que merced á la observación se han comprobado en las capas sucesivas de la atmósfera; la del frío intenso del aire de las altas montañas ó de las regiones adonde han llegado los aeronautas, y por lo común las de la baja de la temperatura con la altitud. Las razones que explican estas desigualdades sirven asimismo para explicar las variaciones que presentan del día á la noche, del verano al invierno y de una zona á otra. La disminución de la temperatura es más rápida durante las horas del día, sobre todo cuando el cielo está sereno, que durante la noche; más rápida también en verano que en invierno, porque todas las causas que hemos enumerado anteriormente son en efecto más activas de día que de noche y en verano más que en invierno. Estas diferencias son menos marcadas en el ecuador y en las regiones tropicales, y la disminución menos constante en las distintas estaciones, porque éstas no presentan contrastes tan bruscos como los de las zonas templadas ó polares.

Por lo que respecta á las anomalías observadas con frecuencia, á las inversiones indicadas por muchos meteorologistas, sobre todo durante los inviernos rigurosos, ano-

(1) Varios meteorologistas, y en especial M. Mohn, han adoptado esta teoría según la cual las corrientes ascendentes y descendentes deben contribuir á aumentar la temperatura de las capas inferiores. Pero creemos que sería más justo decir que la influencia de estos movimientos intestinos de la atmósfera consiste en mantener la desigualdad de las capas extremas. La masa de aire que se eleva, porque el caldeo que ha sufrido la ha dilatado y hecho menos densa que las masas de aire contiguas ó superiores, arrastra consigo el calor que consumirá al dilatarse más y más; al llegar á las altas regiones, se enfría y se pone en equilibrio de temperatura con el nuevo medio adonde pasa, y así también la masa de aire descendente que la reemplaza, se caldea por efecto de la compresión, y restituye á las capas inferiores el calor que la ascensión de la primera les había quitado.

malías é inversiones que han marcado un aumento de temperatura con la altura en lugar de la disminución normal, pueden explicarse de varios modos. La influencia de los vientos, más ó menos cálidos según su dirección, el estado del cielo más ó menos nublado, el estado higrométrico del aire, son otras tantas circunstancias que se deberían tener en cuenta en estos casos excepcionales, si se quisiera averiguar las razones de su exención de la ley general.

M. Fournet ha reunido desde 1839 muchos ejemplos de estas inversiones en Francia y Suiza. Posteriormente se han multiplicado estos ejemplos. Citemos, tomándolo de M. Mohn (marzo 1833), lo que sucede á algunos kilómetros de Cristiania, en donde una colina de 450 metros de altitud disfruta en invierno de una temperatura superior á la de la ciudad misma. M. Alluard, director del Observatorio del Puy de Dôme, ha hecho interesantísimas observaciones sobre estas inversiones durante el riguroso invierno de 1879-1880, observaciones que vamos á reproducir para terminar este artículo.

“Un fenómeno que ha llamado mucho la atención, dice, es la diferencia de temperatura de las dos estaciones del Puy de Dôme, puesto que la de la montaña es menos fría que la de la llanura. Cuando el Limagne está rodeado de nubes y el Sol brilla en el Puy de Dôme, es natural que arriba haga más calor que abajo, de lo cual tuvimos un notable ejemplo del 4 al 14 de enero durante un periodo de nieblas densas que persistió sin interrupción por espacio de diez días. Pero del 15 al 28 de diciembre, estando el cielo sereno, las temperaturas máxima fueron siempre más elevadas en el Puy de Dôme que en Clermont, y como hacia la misma época las temperaturas mínima estaban también invertidas, resultó que por espacio de quince días la temperatura media del día era unos 10° más elevada á 1,100 metros de altitud sobre Clermont. Esta singularidad consiste en que la dirección del viento era Norte ó Noroeste en Clermont, estando el aire casi tranquilo, mientras que en el Puy de Dôme el viento soplaba con fuerza del Nordeste, á veces del Sudeste ó del Sur, y otras del Oeste (1).

„Lo que me parece todavía más digno de interés, porque no se trata ya de un fenómeno accidental, sino de uno general, es la frecuente inversión de la temperatura durante la noche en los parajes elevados. Ocurre en el Observatorio del Puy en todas las épocas del año, según lo anuncié á la Academia en septiembre de 1878. Quizás se repita algo más en invierno que en verano; pero durante los fríos rigurosos de diciembre y enero de dicho año ha sido mucho más marcada; en el intervalo de dos meses y medio, cincuenta y una noches han sido menos frías en el Puy de Dôme que en Clermont. Las diferencias son á menudo considerables, como podrá juzgarse por las cifras siguientes, observadas en diciembre (2):

	Clermont (mínima)	Puy de Dôme (mínima)	Diferencia
17 Diciembre	-16°.7	+2°.2	14°.5
21 —	-13°.7	+3°.2	16°.9
24 —	-13°.6	+2°.4	16°.0
27 —	-15°.7	+3°.1	18°.8
28 —	-14°.0	+3°.1	17°.1

(1) “Por ejemplo, á las ocho de la mañana del 26 de diciembre el termómetro marcaba -15°,6 en Clermont, soplando un viento casi imperceptible de Noroeste, y +4,7 en la cumbre de la montaña, con una calma completa; pero la víspera había reinado allí un viento del Sur bastante fuerte, que explica la diferencia enorme de 20°,3.”

(2) “En enero estas diferencias son menores, aunque notables: sólo llegan á 10°,3. En febrero y marzo se reproducen todavía los mismos fenómenos.”

„¿En qué condiciones ocurre la inversión de la temperatura con la altitud? ¿Hay alguna relación entre ella y el estado de la atmósfera?

„Estas cuestiones están íntimamente enlazadas con las leyes que regulan los grandes movimientos de la atmósfera. Su examen me ha permitido obtener una solución inesperada, y esto gracias al invierno riguroso que ha hecho patentes ciertas particularidades difíciles de sospechar.

„En virtud de las observaciones hechas en las dos estaciones del Observatorio del Puy de Dôme, se puede formular esta regla general:

„Siempre que una zona de altas presiones se extiende por la Europa central

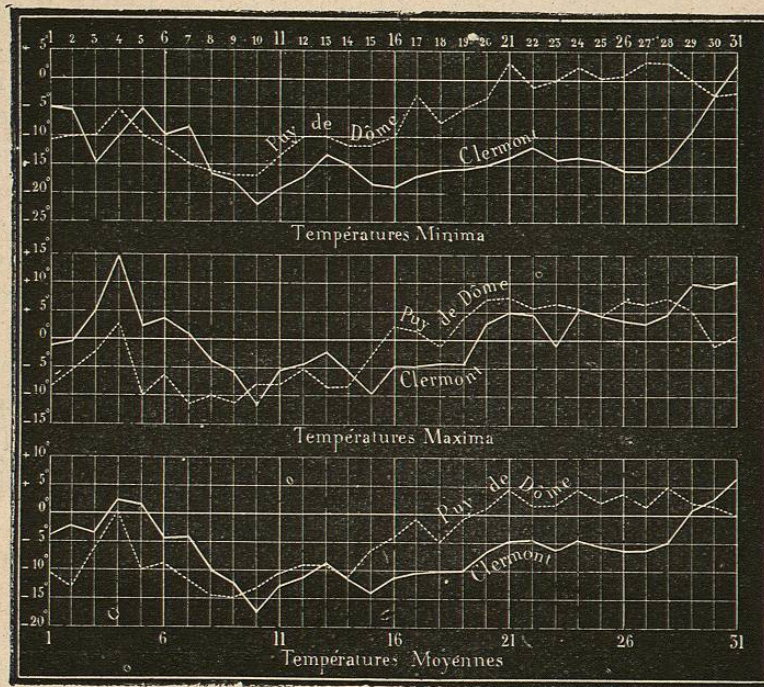


Fig. 76.—Inversión de la temperatura entre las estaciones de Clermont y del Puy de Dôme durante el mes de diciembre de 1879

y sobre todo por Francia, resulta en nuestros climas inversión de la temperatura con la altitud.

„Naturalmente esta inversión se hace manifiesta sobre todo durante la noche, porque entonces no existen las perturbaciones producidas por la presencia del Sol sobre el horizonte; pero también se presenta, aunque raras veces, de día. Podemos añadir que las diferencias de temperatura entre Clermont y el Puy de Dôme son tanto mayores cuanto más lo son las altas presiones y cuanto que la atmósfera se halla en condiciones de mayor estabilidad.

„Tan luego como una zona de altas presiones se extiende por el centro de Europa, y particularmente por Francia, la comparación de nuestros termómetros nos la da á conocer: en seguida hace menos frío de noche en el Puy de Dôme que en Clermont. Si alguna perturbación atmosférica lejana llega á penetrar en esta zona, obligándola á retroceder á un lado ú otro, la inversión de las temperaturas disminuye ó desaparece en seguida.”