



AUGUSTO ARCIMIS

METEOROLOGÍA



MANUALES



GALLACH





COMPANÍA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA, PUBLICA
CIONES Y EDI
CIONES





COMPañIA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA, PUBLICA-
CIONES Y EDI-
CIONES





METEOROLOGÍA



COMPANÍA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA, PUBLICA:
CIONES Y EDI:
CIONES

Re 2.790

= 504 = Leg M(023)

MANUALES - GALLACH



XVIII

METEOROLOGÍA

POR

Augusto Arcimis
AUGUSTO ARCIMIS

Director del Instituto Central Meteorológico

J. J. J. J.

—
Tercera Edición
—

16

” CALPE ”

COMPANÍA ANÓNIMA DE LIBRERÍA, PUBLICACIONES Y EDICIONES

MADRID - BARCELONA

ES PROPIEDAD
Derechos de traducción
reservados

Imprenta de Domingo Clarasó, Villarroel, 17 —Barcelona.

INTRODUCCIÓN

En las noches despejadas se distingue en el cielo, por poco que se fije la atención, una faja blanquecina, luminosa, orientada de N. a S., próximamente, que participa del movimiento diurno; los antiguos le dieron el nombre de *Vía láctea*, que conserva, y está formada de estrellas tan distantes que, individualmente, no pueden columbrarse; sólo su conjunto es visible como un débil resplandor. Nuestro Sol es una estrella, y no de las más importantes, de este inmenso conglomerado; y si por su calor, tamaño y luz nos parece tan distinto de los pequeños astros que tachonan la bóveda celeste, se debe a que, relativamente, está muy cerca de nosotros: 37.000,000 de leguas nos separan de él, distancia que su luz recorre en poco más de ocho minutos. La luz de la estrella más próxima, tarda en llegar a nuestros ojos, cerca de cuatro años; otras invierten siglos en el camino.

Alrededor del Sol, y a diversas distancias, circulan unos cuerpos opacos que se llaman planetas,

entre los cuales figura la Tierra, como de los más pequeños; además del movimiento de traslación alrededor del Sol, poseen otro de revolución sobre su eje. El primero constituye el año, y el segundo el día, y sus duraciones son variables para cada planeta: así, v. gr., el año de Neptuno comprende ciento sesenta y cinco años terrestres, y el día de Júpiter sólo dura diez de nuestras horas.

Todos los planetas, y la Tierra, por lo tanto, son sensiblemente esféricos, con un ligero achatación en el sentido de su eje de rotación, indicio del estado flúido originario. Las dimensiones de nuestro globo, que antes parecían enormes, se van reduciendo en nuestra imaginación cada vez más, a medida que se perfeccionan los medios de locomoción. La circunferencia ecuatorial de la Tierra mide 10,020 leguas métricas, que un tren de ferrocarril de los llamados rápidos, recorrería, sin detenerse, en un par de semanas; su radio es de 1,590 leguas, de modo que, el mismo tren, nos transportaría al centro del globo, en dos días y medio.

El movimiento de traslación de la Tierra se efectúa en un plano que pasa por el centro del Sol, y el eje de rotación forma un ángulo casi invariable de $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ con este plano, de donde resultan posiciones características que constituyen las cuatro estaciones de primavera, verano, otoño e invierno, y duraciones en extremo diversas de la longitud del día, según las zonas. En la tórrida, que los griegos, inventores de esta división geográfica, suponían inhabitable, el día y la noche

constan de doce horas durante todo el año, y el Sol sale a las seis de la mañana y se pone a las seis de la tarde, con ligeras diferencias; está limitada por los trópicos, y el ecuador la divide en dos partes iguales. Las zonas templadas se extienden de los trópicos a los círculos polares; en ellas la duración del día es muy variable, y tanto, que en el mismo círculo polar puede haber una noche de veinticuatro horas seguidas y un período igual de Sol sobre el horizonte. En las zonas frías las diferencias son más considerables aún, pues en el polo el día dura seis meses y otro tanto la noche.

Nuestro globo se compone de tierras y mares, en proporciones muy diversas, pues las aguas ocupan más de tres cuartas partes de la superficie, y las tierras firmes y las islas, tan sólo una.

Todo el planeta está cubierto y rodeado por una envoltura de gases y vapores que se llama atmósfera: el estudio de los fenómenos físicos que ésta presenta es el objeto de la Meteorología.



CAPITULO PRIMERO

LA ATMÓSFERA

La composición del aire atmosférico o atmósfera es bastante sencilla, y en ella entran sólo dos cuerpos principales, que son el oxígeno y el nitrógeno; contiene también pequeñas cantidades de vapor de agua y de ácido carbónico, y vestigios, según las localidades, de hidrógeno, yodo, amoníaco, ácido sulfuroso y sulfúrico, y el nuevo gas llamado argo, con sus asociados helio, cripto, neo y jeno; también hay que indicar corpúsculos de todas clases, polvo y sustancias orgánicas.

El estudio de la composición del aire y de sus modificaciones, no pertenece, propiamente, a la Meteorología.

En un metro cúbico de aire, que son 1,000 litros, hay 780 de nitrógeno, 210 de oxígeno y 9 de argo. Por mucho tiempo se creyó que la composición del aire era idéntica en todas partes, tanto en la orilla del mar como en las montañas más elevadas; pero hoy se sabe que la cantidad de oxígeno disminuye con la altura. El aire atmosférico

rico figuraba, hasta hace poco, entre los gases permanentes, creyéndose que conservaba este estado, por grande que fuese la presión a que se le sometiese; pero en estos últimos años ha sido posible liquidarlo con bastante facilidad. Es muy elástico e incoloro, aunque en grandes masas presenta un tinte azulado, como demuestra la coloración de las montañas, vistas desde muy lejos.



Fig. 1. — La Tierra y la atmósfera.

La altura de la atmósfera se conoce con poca exactitud; el primero que se ocupó de este problema fué el árabe Alhazén, que la fijó en 52,000 pasos, basándose, para su determinación, en la reflexión de la luz del Sol por las nubes superiores; esto es un límite inferior. El superior lo determinó el famoso astrónomo Laplace por consideraciones teóricas, fundadas en la acción de la gravedad terrestre, que tiende a retener las moléculas del aire, y la fuerza centrífuga, que, por el contrario, las aleja; la altura en donde estas dos

fuerzas se equilibran, se estima en 35,675 km. Las observaciones de las estrellas fugaces y de la duración de los crepúsculos, reducen este número a 200 o 300 km.; pero es de advertir que los fenómenos meteorológicos se verifican todos a una elevación sobre la superficie del suelo, que no pasa de 20 a 25 km. En una esfera de un metro de diámetro, el espesor total de la atmósfera se representaría por una capa de poco más de dos centímetros.

CAPITULO II

EL CALOR

El calor es la causa principal de todos los fenómenos meteorológicos; como fuente de calor hay que considerar exclusivamente el Sol, pues ni el de los demás astros, ni el interno de la Tierra, tienen importancia en Meteorología.

El calor se mide con el termómetro, que es uno de los instrumentos más importantes de la Ciencia y de los que más han contribuido a su progreso; fué inventado en Italia en el siglo XVII. Se compone de un tubo de cristal, de calibre muy estrecho, cerrado por un extremo, y con una bola soldada en el otro; se llena de mercurio o alcohol la bola y una parte del tubo, quedando el resto vacío de aire: cuando el calor aumenta, se dilata el líquido y sube en el tubo; y cuando disminuye, se contrae, y baja; para medir estas oscilaciones se adapta al instrumento una escala graduada (1). La más corriente hoy día es la centígrada, porque,

(1) Véase el *Manual de Física*, pág. 89.

como su nombre indica, está dividida en 100 grados, pero no en toda su longitud, sino entre dos puntos fijos y determinados, que son el cero y el ciento, y que corresponden, respectivamente, a las temperaturas del hielo y del agua hirviendo; pues por numerosos y delicados experimentos se ha demostrado que, mientras el hielo contenido en una vasija se está derri- tiendo, su temperatura es constante; y que lo mismo ocurre con el agua pura hirviendo a orillas del mar, cuya tem- peratura también permanece invariable, todo el tiempo que dura la ebullición.

Los termómetros de uso ordinario no pasan del grado cincuenta por arriba, ni del diez o veinte por abajo, y se gra- dúan por comparación con un buen ter- mómetro de escala completa; el punto cero suele determinarse directamente, introduciendo el termómetro en hielo fundente.

Hay otras dos escalas termométricas, llamadas de Réaumur y de Fahrenheit, médico francés el primero y físico dina- marqués el segundo. El termómetro de Réaumur casi no se emplea actualmen- te; su cero coincide con el de la escala centesimal, pero la temperatura de ebullición del agua se marca con el grado ochenta. El de Fahrenheit se usa en todos los países de lengua inglesa, y su escala es algo más complicada que las de los an- teriores; la temperatura del hielo fundente corres-



Fig. 2.
Termómetro
ordinario.

ponde al grado 32, y el 212 al punto de la ebullición del agua.

En esta obrita no se hará referencia más que al termómetro centígrado.

Con objeto de obtener las temperaturas extremas del aire, sin tener necesidad de estar observando continuamente las variaciones de la columna termométrica, se han ideado unos termómetros llamados de máxima y mínima, que las registran de un modo automático. Para conseguir este resultado en los de máxima, se estrecha mucho el tubo del instrumento cerca de la cubeta; cuando aumenta la temperatura, y se dilata el mercurio, tiene fuerza suficiente para vencer esta resistencia, y el extremo de la columna llega a marcar el grado máximo de calor ocurrido; pero, al disminuir la temperatura y contraerse el mercurio, el estrechamiento del tubo impide que la columna vuelva a entrar en la cubetilla.

El termómetro de mínima es de alcohol, y su calibre bastante mayor que el de los de mercurio. En el líquido de la columna va sumergido un pedacito de hilo de cristal negro: cuando sube la temperatura y se dilata el alcohol, pasa entre el hilo o índice y las paredes del tubo; pero cuando disminuye, el índice es arrastrado por el líquido, y queda marcando el punto más bajo a que ha llegado.

Estos dos termómetros deben colocarse horizontalmente.

Hay también instrumentos menos exactos que los anteriores, pero muy cómodos, para marcar las temperaturas extremas. La figura 3 representa

uno de estos aparatos, llamado termómetro de Six, del nombre de su inventor. Se compone de un tubo encorvado en forma de U, terminado en dos depósitos L y R, el primero totalmente lleno de alcohol, y el segundo, sólo en parte; la porción inferior del tubo lleva una columna de mercurio que no tiene más objeto que facilitar el juego de los índices, pues el líquido termométrico es, exclusivamente, el alcohol. Al aumentar la temperatura, se dilata el alcohol de la cubetilla L y empuja el mercurio hacia abajo, que forzosamente sube en la rama de la derecha, llevando delante de sí un índice de hierro, provisto de un finísimo muelle que se apoya contra las paredes del tubo; al disminuir la temperatura, se contrae el alcohol y desciende el mercurio; pero el índice permanece en la posición que alcanzó, y marca la temperatura máxima; al seguir la contracción del alcohol, asciende el mercurio en la rama de la izquierda, impelido también por la fuerza expansiva del vapor de alcohol

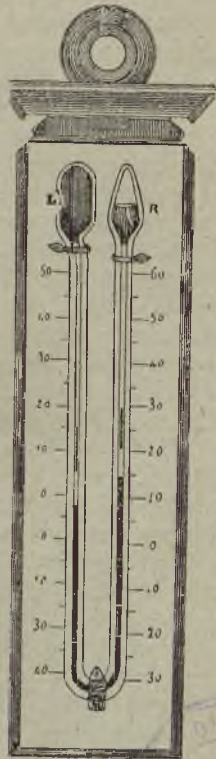


Fig. 3. — Termómetro de máxima y mínima.

del depósito R, y el índice respectivo marca la temperatura mínima. Para preparar el instrumento, se colocan los índices, atrayéndolos con un imán, en contacto con los extremos de la columna de mercurio.

Hay también instrumentos más complicados, que constantemente trazan en un papel todas las variaciones de la temperatura, y se llaman termómetros registradores.

Como el punto cero es el origen de la escala termométrica hacia arriba y hacia abajo, los grados superiores se llaman de calor, y los inferiores de frío o bajo cero; estos últimos se indican con el signo menos (—).

Los termómetros, y otros instrumentos meteorológicos de que hablaremos en su lugar, deben instalarse al aire libre, en lugares abiertos y despejados, pero protegidos de los rayos directos del Sol. Con este fin se construyen unas garitas de persianas de madera, pintadas de blanco, sostenidas por cuatro pies derechos, de tal suerte, que el aire circule por todas partes y la ventilación sea completa; conviene construirlas de tamaño reducido, para que no almacenen mucho calor; pero bastante amplias para que el aire no se estanque; los termómetros se colocan a cosa de metro y medio sobre el suelo, y éste debe estar sembrado de hierba, siempre que sea posible. Las indicaciones de los termómetros colocados en las ventanas y paredes dan la temperatura que hay en esos sitios, pero no sirven para los fines meteorológicos.

CAPÍTULO III

LA TEMPERATURA DEL AIRE

I. **Cómo se caldea la atmósfera.** — Que la atmósfera es transparente para la luz, nos lo demuestra la experiencia diaria: que lo sea para el calor, exige investigaciones más delicadas; pero está averiguado que el aire atmosférico es diatérmico, nombre que dan los físicos a los cuerpos que se dejan atravesar por los rayos caloríficos, sin absorberlos, sino en parte muy pequeña.

Cuando el Sol está en el horizonte, su calor y su luz tienen que recorrer la región donde la atmósfera es más densa, posee más vapor de agua y se halla más sucia por el polvo y las partículas vegetales y minerales, levantadas por el viento; en este caso, su luz está tan debilitada que se puede mirar a la simple vista, sin deslumbrarse, y su calor es inapreciable. A 90° de altura, esto es, en el cenit, la absorción atmosférica es igual al 25 por 100 de los rayos caloríficos que llegan a las capas superiores, de modo que, en la superficie del suelo, sólo se recoge el 75 por 100; parte de estos rayos es devuelta a la atmósfera, siendo los que principalmente contribuyen a su caldeoamiento. La inclina-

ción con que los rayos solares llegan a la superficie de la Tierra, debe también considerarse, pues mientras más oblicuamente hieren el suelo, tanto menor es el grado de calor que le comunican.

A estas dos causas de caldeoamiento del aire, a saber, la radiación directa del Sol y la reflexión del calor del suelo, hay que agregar una tercera: las capas atmosféricas más bajas que están en contacto con la tierra, se calientan por conductibilidad, se hacen más ligeras, ascienden, y comunican su calor a los estratos más altos.

La naturaleza del suelo influye considerablemente en la irradiación y absorción del calor; las arenas y rocas, se calientan mucho más que los terrenos cultivados y los prados; la superficie del mar también devuelve al aire gran parte del calor que recibe.

Es evidente que, procediendo el calor del Sol, cuanto más tiempo se halle este astro sobre el horizonte, en igualdad de circunstancias, tanto más elevada será la temperatura que se alcance en el lugar considerado; al venir la noche, se enfría la tierra por irradiación hacia el espacio, cuya temperatura se estima en 273° bajo cero, y no empieza a calentarse hasta la nueva aparición del Sol. Los días más largos han de ser los más cálidos, y la estación del año en que mayor sea el número de días largos, la de temperatura más elevada, y así ocurre, en efecto, aunque con algunas modificaciones. Podremos representarnos este proceso natural, comparando la Tierra con una vasija llena de agua fría y el Sol con un hornillo; si colocamos la vasija al fuego cierto tiempo, y la

retiramos luego, perderá el agua la temperatura que adquirió; pero si gradualmente acortamos los períodos de enfriamiento, el calor almacenado en el agua irá aumentando, hasta un punto que parezca fuera de proporción con el tiempo que últimamente permanece al fuego.

Aunque el aire atmosférico es diatérmico para los rayos caloríficos directos del Sol, no lo es sino en grado mucho menor, para el calor que los físicos llaman obscuro, y la atmósfera detiene y absorbe, en gran parte, el calor que el suelo y las capas inferiores del aire irradian hacia el espacio; y tanto mayor es el efecto de esta absorción, cuanto más considerable es la cantidad de vapor de agua que el aire contiene. Para demostrar esta particularidad notable, basta un experimento muy sencillo: si exponemos un termómetro al Sol, observaremos que su temperatura no baja, aunque interpongamos en el trayecto de los rayos solares, un cristal blanco transparente; pero repitiendo el experimento con un fuego cualquiera, como el de una chimenea, v. gr., se observa que el cristal detiene el calor y que desciende la columna termométrica. En las grandes fundiciones, se suele ofrecer a las visitas que van a presenciar las coladas, cristales blancos transparentes, para evitarles las molestias que produce la elevada temperatura que irradian las masas de hierro derretido.

II. **Oscilación diurna de la temperatura.** — A la salida del Sol suele marcar el termómetro la temperatura mínima del día; desde este momento empieza a subir, y un par de horas más tarde, por lo general, señala la temperatura media; dos horas

después del mediodía alcanza su valor máximo, comienza a descender, para indicar, a la puesta del Sol, otra vez la media, y luego sigue bajando durante la noche, hasta llegar a la mínima del día siguiente, que coincide nuevamente con la salida del Sol.

Las excepciones de esta regla, que es bastante general, se deben al transporte de las masas de aire por el viento, y a otras causas.

Para determinar con exactitud la temperatura máxima y mínima del día, se emplean los termómetros contruídos con este objeto y que ya hemos descrito; sumando la máxima y la mínima, y tomando la mitad de la suma, se obtiene un número muy aproximado a la temperatura media del día, y este método es el que generalmente se emplea; pero para hallar la verdadera temperatura media hay necesidad de observar el termómetro de hora en hora, sumar todas las lecturas y dividir la suma por 24 h. Como este procedimiento es muy molesto, no se practica sino en contados Observatorios, y lo común es determinar la media por las indicaciones de los termómetros escritores o registradores, que varias veces, durante el día, se comparan con los instrumentos normales.

La mejor manera de darse cuenta de las oscilaciones de la temperatura en el curso del día, es con una representación gráfica como la de la fig. 4; en la cual, las líneas verticales de la cuadrícula, indican las horas, y las horizontales, grados termométricos, correspondiendo el 0° a la temperatura media. Las curvas continuas expresan las

oscilaciones diurnas del mes de julio, en varias localidades y en el Océano Ecuatorial. La simple inspección de la figura nos muestra la diversa amplitud de la oscilación, según los lugares; en el Océano, la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima, esto es, la amplitud, no llega a 2°, en Hamburgo es de 6°, en Madrid pasa de 14° y en las Montañas Rocosas de 18°.

La amplitud de la oscilación termométrica no es igual du-

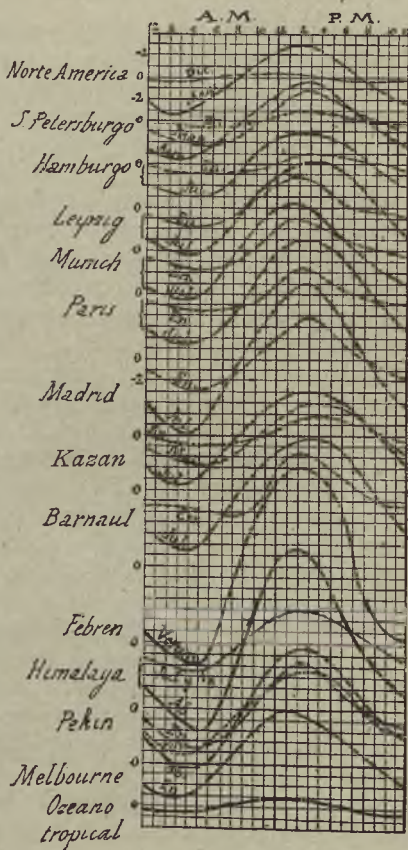


Fig. 4.—Oscilación diurna de la temperatura.

rante todo el año, y aumenta a medida que crecen los días, coincidiendo con este aumento, el retraso en la hora de la máxima, que se aleja más del mediodía. En la fig. 4 se marcan las curvas del mes de enero con trazos, y fácil es de ver que, la amplitud para Madrid, v. gr., no llega a 8°, y que en el Océano es igual a la de julio. En el mar, por lo tanto, las oscilaciones son poco importantes, y el temple del día es muy igual; en las costas se acentúan las diferencias, que crecen en el interior de los continentes, y llegan a su máximo, en los desiertos y mesetas elevadas.

La amplitud de la oscilación depende, en gran parte, del estado del cielo, siendo tanto menor, cuanto mayor es la nublosidad.

III. Oscilación anua de la temperatura. — Para fijar la temperatura media mensual, se suman las temperaturas medias diurnas y se divide la suma por el número de días que contenga el mes; y comparando las medias de los 12 meses, se obtiene la oscilación anua de la temperatura. La media del año resulta de la división de las medias mensuales por 12, y la media normal de un lugar, del promedio de las medias de un gran número de años, cuantos más mejor, pues así se diluyen las variaciones accidentales que pudieran presentarse.

En general, para representar de un modo gráfico la oscilación anua de la temperatura, se emplea el mismo método que hemos descrito al hablar de la oscilación diurna, substituyendo los meses a las horas; en el hemisferio boreal, con ligeras diferencias, la temperatura media más baja

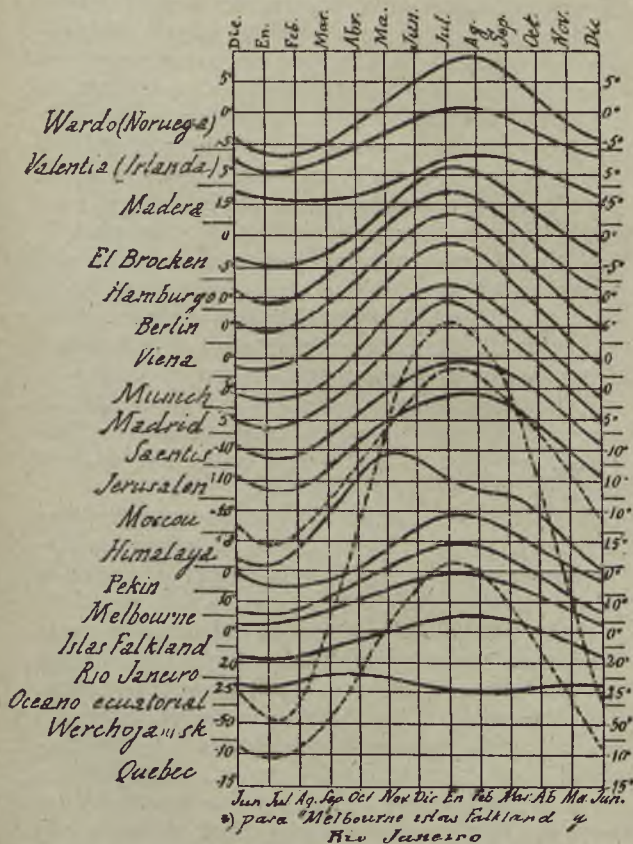


Fig. 5. — Oscilación anua de la temperatura.

cae en el mes de enero, y la más elevada en julio; lo inverso ocurre en el hemisferio austral. La figura 5 muestra, de un modo bien claro, las grandes diferencias y la amplitud de la oscilación, en varios lugares del globo. En el Océano Atlántico ecuatorial, la amplitud es insignificante, pasando de 25° , que es la temperatura más baja en julio y agosto, a $27^{\circ}5$, que es la más alta, a fines de abril. En Río Janeiro, puerto de mar del hemisferio austral, la mínima ocurre en julio (nosotros, para la igualdad de las comparaciones con los datos del hemisferio boreal, la indicamos en enero), y es de $20^{\circ}5$, y la máxima de $24^{\circ}2$ en febrero: amplitud, $3^{\circ}7$. En Madrid crece ya considerablemente este valor, pues la mínima de enero es de 4° y la máxima de julio de 29° , amplitud 25° ; pero donde alcanza su importancia máxima es en Werchojansk, en Siberia, pues aquí la amplitud llega nada menos que a 65° .

Las causas de estas diferencias considerables dependen, principalmente, de la latitud, de la elevación del lugar considerado sobre el nivel del mar y de su distancia a la costa.

A medida que nos alejamos del ecuador hacia los polos, crece la amplitud, en igualdad de las demás circunstancias, cosa que bien se comprende, considerando que las diferencias de duración del día y la noche en el curso del año, en la zona ecuatorial, son insignificantes, y que los rayos solares, en el mismo período de tiempo, se apartan muy poco de la vertical, cayendo sobre el suelo con una energía constante; la amplitud es aquí, por lo tanto, la más pequeña; pero a mayor distancia del

ecuador, desaparece la igualdad del día y la noche, y del calentamiento del suelo.

El influjo de la altitud también merece llevarse en cuenta; pero más importante es todavía, el de la distancia al mar. En el interior de los continentes, las variaciones de la temperatura, tanto en el curso del día como en el del año, son más bruscas y acusadas que en los lugares de la costa, situados en la misma latitud; en Lisboa, por ejemplo, la amplitud anua es inferior a la de Madrid. Pero nada es comparable con los extremos que se experimentan en el corazón de Siberia, donde la diferencia entre la temperatura más baja del invierno y la más alta del verano pasa de 100°. En Werchojansk, antes citado con motivo de las amplitudes anuas medias, ha marcado el termómetro 67°8 de frío y 33°7 de calor, aunque no en un mismo año.

Estas grandes diferencias en las oscilaciones de la temperatura, han hecho que los climas se dividan en marítimos y continentales.

El agua del mar, para calentarse, necesita más cantidad de calor que la tierra; de un lado, porque su capacidad calorífica es mayor; y de otro, porque parte del calor que recibe se invierte en la evaporación de la misma agua, y parte penetra en las capas inmediatas a la superficie. Esta es la razón de la frescura que ofrecen en el verano las islas y los puertos de mar. Pero la misma dificultad que ofrece el agua para calentarse, presenta para enfriarse, y conservando su calor mucho más tiempo que la tierra, templada en el invierno el aire que se apoya en la superficie del mar, y por eso,

las costas e islas gozan de un invierno más dulce que los pueblos situados tierra adentro.

IV. Variación de la temperatura con la profundidad. — Una parte de los rayos solares que caen sobre el suelo, dijimos que eran absorbidos por éste, dependiendo el grado de absorción del color de la tierra, de su calidad, de su humedad, y también de que esté o no sembrada, y de la clase de vegetación; si el suelo está húmedo, o las plantas que lo cubren son muy herbáceas, en evaporar el agua se consume cierta cantidad de calor, de la suministrada por los rayos solares.

La arena deja pasar poco calor, y su superficie, por esa causa, se caldea considerablemente, comunicando al aire, en sus capas inferiores, una temperatura elevada; de aquí el calor excesivo de los desiertos, como en el de Nubia, donde se cuecen los huevos colocándolos al sol en la arena; en Australia se han inflamado, al contacto del suelo asoleado, los fósforos que accidentalmente se le cayeron a un viajero.

Las oscilaciones de la temperatura en la superficie del suelo, son más considerables que las del aire: la máxima se anticipa y ocurre una hora antes que en éste; pero las dos mínimas se verifican al mismo tiempo, a saber: a la salida y puesta del Sol. Para determinar la temperatura a diversas profundidades, se entierran unos termómetros de varilla muy larga, con objeto de que puedan leerse sus indicaciones. En la zona ecuatorial, a 50 centímetros debajo del nivel del suelo, ya no se perciben las oscilaciones diurnas de la temperatura; en nuestras regiones hay que bajar

hasta un metro, para obtener el mismo resultado; pero todavía se hacen sensibles las oscilaciones anuas.

El calor de la superficie se propaga hacia abajo, pero tan lentamente, que a pocos decímetros se invierten las horas de las temperaturas extremas: la máxima ocurre por la noche y la mínima durante el día; a 8 ó 10 metros de profundidad, la inversión es relativa a las estaciones, observándose la máxima en el invierno y la mínima en el verano. Más abajo todavía, desaparece toda oscilación, y el termómetro marca constantemente la misma temperatura; ésta es la capa de tierra de temperatura invariable, que en poco discrepa de la media anual del lugar considerado. Su profundidad no es la misma en todas partes, y crece del ecuador hacia los polos, influyendo en su posición la clase de terreno, la orografía, y que el clima sea marítimo o continental. Entre trópicos se halla a 5 ó 6 metros; en la Península Ibérica a poco más de 20; en Alemania y Francia a 25 metros. En los sótanos del Observatorio de París, que forman parte de las famosas catacumbas, se colocó un termómetro hace más de dos siglos, que durante todo este largo período de tiempo ha marcado constantemente 11°7 de temperatura, un grado más que la media del aire, debiéndose esta diferencia a que está situado a 28 metros, es decir, 3 metros más bajo que la capa invariable.

Era sabido por los mineros, que a medida que se ahondaban los pozos y galerías, aumentaba la temperatura, hasta el extremo de dificultar los trabajos. Las investigaciones recientes han demos-

trado que, por término medio, si bien en esto hay grandes discrepancias, la temperatura, a partir de la capa invariable, crece a razón de 1° por cada 26 metros de profundidad, lo que se debe a que el centro del globo conserva todavía gran cantidad de calor, resto de su primitivo estado incandescente. Aun aumentando la razón anterior y suponiendo que se necesite descender 40 metros en el interior de la Tierra para que suba 1° el termómetro, resulta que, a la profundidad de 4,000 metros, estará el agua en ebullición; a 6 u 8 Km. no habrá metales sólidos, y las rocas más resistentes, como el granito y otras, se hallarán en estado fluido. Y que éstas no son meras hipótesis, nos lo demuestran los surtidores de los *geysers* de Islandia y las erupciones volcánicas.

V. **Variación de la temperatura con la altitud.** —

A medida que nos elevamos sobre el nivel del mar, en cualquiera latitud en que nos encontremos, se advierte que la temperatura es más fría; en los montes reina siempre más fresco que en los llanos, y a considerables alturas es el frío tan constante e intenso, que las cimas de las montañas permanecen perpetuamente cubiertas de nieve, aun en las regiones ecuatoriales.

Las causas que producen este enfriamiento son múltiples, pero la principal de todas es la irradiación terrestre, que en las grandes alturas, debido al menor espesor de la atmósfera y a su enrarecimiento, obra con mayor energía, enviando al espacio interplanetario el calor recibido del Sol, pues debemos recordar que el aire es muy mal conductor del calórico, y no se calienta por los ra-

yos solares directos, sino por los rayos oscuros que devuelve la superficie del suelo.

En el aire seco se estima que el termómetro baja 1° por cada 100 metros de elevación, pero como el aire atmosférico siempre contiene vapor de agua en cantidad variable, el decrecimiento de la temperatura con la altitud se efectúa más lentamente, admitiéndose, por lo general, en nuestras regiones, que por cada 180 metros que subimos, baja el termómetro 1°.

Hasta época reciente, casi todas las observaciones se habían efectuado al nivel del suelo, en las montañas, donde dominan muchas circunstancias perturbadoras, y muy pocas en el aire por medio de globos. En la torre de Eiffel, en París, también se efectuaron y se efectúan observaciones; pero aunque su altura de 300 metros es considerable para un edificio, resulta pequeña para el objeto, además de los inconvenientes que presenta, hallándose situada en el centro de una ciudad populosa. Pero, desde hace pocos años, las investigaciones de las altas regiones de la atmósfera se llevan a cabo con gran frecuencia, valiéndose de cometas o panderos, de globos tripulados y de globos libres o globos-sondas.

Con el primer sistema, con el de las cometas, se ha conseguido elevar los instrumentos, convenientemente protegidos de la radiación solar por medio de pantallas de papel plateado, hasta cerca de 6,000 metros; los globos tripulados han alcanzado elevaciones de 10,000 metros, y con los globos-sondas se ha podido registrar la temperatura del aire a más de 14,000 metros de altu-

ra. En Francia se han lanzado, en los años de 1898, 1899 y 1900, más de 240 globos sondas; los aparatos van colocados en un canasto forrado de papel plateado, suspendido del globo por medio de una larga cuerda, para impedir, en lo posible, los efectos de la radiación solar; pero no creyéndose bastante esta protección, se han lanzado también durante la noche. Aunque parezca raro, son muy pocos los globos que se han perdido.

Resumiendo todas las observaciones efectuadas, se ha obtenido como resultado final que, suponiendo la temperatura al nivel del suelo de 8° en el curso del año, es de 14° bajo cero a 5,000 metros de altitud y de 48° bajo cero a 10,000 metros.

En el invierno, la capa de 0° se encuentra a los 1,200 metros, y en el verano a los 3,600 metros. La altitud media de esta capa en el curso del año es de 2,750 metros, que viene a coincidir con la de las nieves perpetuas en los Alpes.

La temperatura más baja obtenida ha sido de 57° bajo cero.

Si bien de un modo general, la temperatura decrece con la altitud, son frecuentes, sin embargo, los casos de inversión, a saber, que a mayor elevación corresponde también mayor temperatura, fenómeno que se observa en los valles y montañas, principalmente en el invierno.

VI. Distribución de la temperatura en la superficie del globo. — Por lo poco que llevamos estudiado, podremos imaginar que en la distribución del calor en la superficie del globo han de entrar muchas causas modificadoras de la acción exclu-

siva del Sol, y así sucede en efecto; no basta, v. gr., que un lugar esté situado en la línea equinoccial, para que forzosamente, y por esta sola circunstancia, su temperatura haya de ser elevada, pues ya sabemos que, si el lugar tuviese mucha altitud, podría hallarse en la capa de las nieves perpetuas. La distancia al ecuador tampoco marca, de un modo aproximado, la temperatura que ha de tener un punto cualquiera de la Tierra, no ya en la parte sólida, pero ni en los mares, donde las oscilaciones termométricas diurnas y anuas, son más regulares.

Para determinar el reparto de la temperatura de las capas inferiores del aire en todo el globo, ideó Humboldt unir con líneas, sobre un mapa, todos los puntos que tuvieran una misma temperatura, en la unidad de tiempo elegida, a las que dió el nombre de isotermas o líneas de igual calor. Los datos de que se valió Humboldt eran muy escasos y erróneos, y sus cartas no presentaban toda la exactitud apetecible; pero esas faltas se han subsanado, y hoy día se conoce la distribución de la temperatura sin errores apreciables, en todo el mundo civilizado, y con gran aproximación a la verdad, en las regiones poco exploradas, como el centro de Africa, de Australia, de Asia, etc. Hay, sin embargo, territorios inmensos en los que jamás se ha podido penetrar, como los casquetes polares, en particular el antártico, de los que nada sabemos por observaciones directas, sino por presunciones basadas en hechos físicos y en analogías meteorológicas.

Las isotermas que se suelen representar en las

cartas, son las correspondientes al año completo y a los meses extremos de enero y julio. Para objetos especiales se trazan isotermas mensuales, diurnas y horarias.

Un somero examen de las isotermas anuas nos indicaría de seguida que, casi todas ellas, vienen a ser, de un modo general, algo paralelas a los círculos de latitud, aunque, ciertamente, con desvíos importantes; en los océanos, el paralelismo se acentúa más, hasta que, al llegar a las proximidades de las costas, las curvas se inclinan hacia el N. en nuestro hemisferio, y hacia el S. en el opuesto; pero, en la tierra firme, la inflexión de las líneas es hacia el S. cerca de las costas orientales, en el hemisferio ártico.

Las diferencias que presentan, en cuanto a su temperatura anua, lugares situados en la misma latitud geográfica, son a veces muy considerables: en Nápoles la temperatura media del año es de 16° y en Nueva York de 11° , y, sin embargo, ambos pueblos tienen igual latitud, debiéndose este fenómeno, principalmente, al influjo de la tierra firme y del mar, que en un caso produce un clima marítimo y en el otro continental.

La zona tropical está limitada por dos isotermas, que abiertas recorren los mares, pero que se cierran, v. gr., en el centro de Africa. Desde esta zona hacia los polos, baja la temperatura, con suavidad en los océanos, y con mayor rapidez en los continentes. La dirección y amplitud de las isotermas varía con las estaciones, adaptándose casi siempre a la orografía del país, pero sujetas al influjo de otras varias causas, de las que toda-

vía no debemos ocuparnos. No bastan, por consiguiente, para darnos idea de las modificaciones de la temperatura; por ejemplo, Londres y Buda-Pest, tienen la misma temperatura media de $10^{\circ}5$ en el curso del año, pero las diferencias estacionales son muy considerables: la media de enero es en Londres de $3^{\circ}5$ y en Buda-Pest de $-1^{\circ}4$; las de julio son, respectivamente, de $17^{\circ}9$ y de $22^{\circ}3$, y bien se comprende el influjo que estas discrepancias han de ejercer, v. gr., en el desarrollo del reino vegetal.

En la zona templada boreal, donde predominan las tierras, en oposición a lo que ocurre en el hemisferio del Sur, la distribución de la temperatura es muy irregular. En Europa son los inviernos relativamente suaves, y los veranos cálidos; en el Asia central y septentrional, el invierno es extremadamente frío y el verano extremadamente cálido. En la América del Norte, desde las regiones polares hasta la de los grandes lagos de agua dulce, el invierno es tan frío como en Asia, pero los veranos son frescos. Los Estados Unidos presentan mayor semejanza con Asia.

CAPÍTULO IV

LA PRESIÓN DEL AIRE

I. **El Barómetro.** — Aristóteles, presumiendo que el aire pesaba, trató de comprobarlo con unos odres, y al efecto los pesó llenos de aire y vacíos; pero el experimento efectuado en tales condiciones no podía darle resultado. Galileo, muchos siglos después, también trató del asunto; pero a su discípulo Torricelli se debe, con el descubrimiento del barómetro, la demostración evidente del peso del aire.

Era sabido por los fontaneros y cuantos se ocupaban de trabajos hidráulicos, que el agua, en los tubos de las bombas, no subía a una altura superior a 32 pies. Creyendo Torricelli que este fenómeno se debía al peso de la atmósfera, que contrabalanceaba el del agua contenida en el tubo de la bomba, imaginó substituir el agua por mercurio, cuerpo mucho más pesado, y averiguar qué relación había entre las alturas de las columnas de agua y de mercurio, y el peso respectivo de estas substancias.

Para ello tomó un tubo de vidrio como de un centímetro de diámetro y cerca de un metro de longitud, cerrado por un extremo; lo llenó de mercurio y, tapando el extremo abierto, lo introdujo verticalmente en una vasija que contenía el mismo metal, y destapándolo entonces, vió que el mercurio descendía en el tubo, quedándose parado a unas 30 pulgadas de distancia de la superficie del mercurio de la vasija; este experimento es el origen del barómetro, y durante mucho tiempo todos los estudios efectuados para determinar el peso de la atmósfera y sus modificaciones, se efectuaron con instrumentos de este género, a saber: un tubo de cristal que se llenaba de mercurio en el lugar del experimento, para vaciarlo luego, y una vasija que servía de cubeta.

La diferencia de nivel entre el extremo de la columna de mercurio contenida en el tubo, y la superficie del mismo metal en la vasija, se llamó altura barométrica, midiéndose con una escala dividida en pulgadas; al espacio comprendido entre el vértice de la columna de mercurio y el extremo

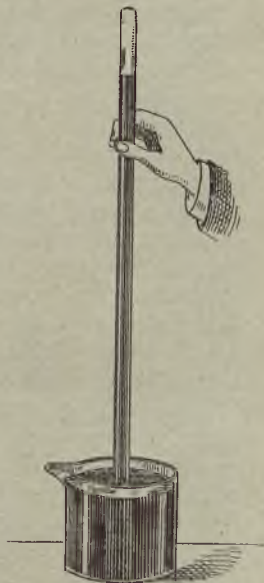


Fig. 6. — Experimento de Torricelli.

cerrado del tubo y privado de aire, se le dió, por esta circunstancia, el nombre de vacío barométrico o vacío de Torricelli.

Extendida la noticia de este descubrimiento entre los hombres científicos, se le ocurrió al sabio francés Pascal, hacer un experimento decisivo, que demostrase, claramente, si la suspensión del mercurio dentro del tubo se debía, en efecto, al peso que la atmósfera ejercía sobre el líquido de la cubeta. Si el aire pesa, a medida que nos elevamos sobre el nivel del mar, dejaremos debajo de nosotros capas de aire que no ejercerán ya presión ninguna sobre los objetos situados a esa superior altura, y, por consiguiente, el barómetro debe indicar esa diferencia de presión, siendo menor la altura de la columna barométrica en las montañas, que al nivel del mar.

En aquella época el barómetro era muy imperfecto, y se componía, como decimos, sólo del tubo de cristal que se llenaba de mercurio en el lugar mismo de la experimentación, invirtiéndolo sobre una vasija cualquiera; por esta causa, tal vez, el primer ensayo efectuado en la torre de Santiago de París, no dió el resultado que se esperaba; pero años después un pariente de Pascal, consiguió observar la depresión de la columna mercurial, en la cima de la montaña del Puy de Dôme, en el centro de Francia, y quedó demostrada la previsión del sabio filósofo francés.

Un barómetro muy sencillo, elemental, por decirlo así, es el que representa la fig. 7; se compone de un tubo de cristal de gran diámetro, como de 20 milímetros, invertido sobre una cajita de hierro

llena de mercurio, que sirve de cubeta; en la tabla que sostiene el aparato, va la escala para medir las fluctuaciones de la columna, cuyo cero o punto de origen, se supone que está situado en el nivel del mercurio de la cubeta; también lleva un termómetro, para determinar la temperatura del mercurio, a fin de aplicar una corrección de suma importancia, a todas las lecturas del instrumento.

La construcción del barómetro no presenta, en teoría, ninguna dificultad: en la práctica es otra cosa. Se comienza por elegir un tubo de vidrio bien recto y cilíndrico de 1 m. de longitud, y con la lámpara de esmaltar se cierra uno de sus extremos, soldándole al otro un embudo: se lava el tubo muchas veces con agua, disoluciones de potasa y de ácido nítrico; luego se introduce el mercurio, previamente destilado y purificado, en pequeñas porciones, y se hierve colocando el tubo al fuego, en aparatos especiales, con objeto de expulsar el aire, hasta que todo quede lleno. Esta es la operación más importante y delicada; después hay que colocar el tubo en la cubeta y ajustarlo a la armadura de madera o de metal, según la clase de barómetro de que se trate, en la que va la escala.

Son infinitas las variedades de barómetros que existen, pero en meteorología casi no se usan más



Fig. 7.
Barómetro de cubeta.

que tres, o, por mejor decir, dos: el de Fortin o de cubeta movable, el de Gay-Lussac o de sifón, y el de cubeta fija, ancha. En los buques se emplean los llamados barómetros marinos, que se diferencian de los anteriores en varios detalles, siendo el principal el estrechamiento interno, casi capilar, de gran parte del tubo, para disminuir las oscilaciones de la columna de mercurio producidas por los balances.



Fig. 8.
Barómetro de
Fortin.

El objeto de hacer movable el fondo de la cubeta es para que el nivel del mercurio esté siempre a la misma altura que el cero de la escala, indicado por la punta de marfil *e* fija en la tapa de la cubeta; si no fuera por este artificio, al aumentar y dis-

minuir la cantidad de mercurio de la cubeta, con el que salía y entraba en el tubo al variar la presión, se alteraría el nivel, que unas veces estaría por encima de la punta de marfil y otras por debajo, mientras que moviendo el tornillo del fondo en sentido conveniente, permanece el nivel invariable.

Las lecturas se efectúan colocando una pieza *n*, que es un apéndice importante de la escala, llamado *nonio*, en contacto aparente con el extremo superior de la columna de mercurio, de modo que la visual pase horizontalmente por los dos cantos del nonio, y el vértice de la columna o menisco.

El barómetro de Gay-Lussac se compone de un tubo largo de cristal encorvado en su parte inferior, de donde le viene el nombre que también se le da, de barómetro de sifón; el extremo superior del tubo está cerrado, y abierto el de la rama inferior, y va sujeto a una tabla, fig. 9, que contiene también las escalas, pues, por lo general, lleva dos, una sirve para leer la altura de la columna en la rama corta *b* o cubeta, y la otra en la rama larga *a*. Hay varios sistemas de graduación y de colocación del cero en la rama corta, y unas veces se suman las lecturas de las dos columnas, y otras se restan, a fin de conseguir como resultado final el valor de la diferencia de



Fig. 9.
Barómetro de sifón.

nivel de las dos ramas, que es la altura barométrica que se busca. En algunos instrumentos se obtiene de una vez la altura, por medio de una escala movable.

El barómetro de Gay-Lussac es muy bueno y exacto, pero de manejo algo delicado y molesto, por las dobles lecturas que hay que efectuar; se emplea mucho en viajes de exploración, por su escaso peso y facilidad de transporte; en este caso el tubo se encorva de tal suerte que las dos ramas estén en la prolongación una de otra; la rama pequeña va cerrada, excepto un pequeñísimo orificio lateral para la entrada del aire, y en vez de la tabla con las escalas, se adapta una funda de metal.

Para las observaciones generales y corrientes, pero exactas de la Meteorología, el mejor barómetro es el ideado por Renou, que construye el fabricante Tonnelot; en el de Fortin, el ajuste del mercurio de la cubeta con la punta de marfil, es una observación esencial para la determinación de la altura barométrica, que se completa con la lectura de la escala, sin que haya semejanza alguna en el carácter de estas dos observaciones. En el de sifón, acabamos de indicar sus inconvenientes de la doble lectura; en el de Renou, sólo hay que hacer el ajuste de los cantos del nonio con el menisco de la columna, y leer la graduación de la escala, para determinar la altura barométrica, obteniéndose esta sencillez de manipulación, con haberle dado a la cubeta un diámetro considerable respecto al del tubo, y haber trazado las divisiones de la escala de un modo algo arbitrario, pero con arreglo a ciertos principios.

La escala que se emplea generalmente para medir las alturas barométricas es la métrico decimal, expresándose los milímetros y sus décimas, y con frecuencia, también las centésimas de milímetro, en las observaciones delicadas. En los países de lengua inglesa, se mide la altura de la columna de mercurio en pulgadas y milésimas.

Para que las lecturas barométricas sean comparables entre sí, necesitan sufrir varias correcciones, siendo la más importante la de temperatura; en efecto, con el calor se dilata el mercurio, como todos los cuerpos, y sin que aumente la presión atmosférica, puede subir la columna barométrica; pero por experimentos de laboratorio se sabe cuánto se dilata el mercurio por cada grado de temperatura, y cuánto se dilata la escala de metal, y basándose en la relación que existe entre estas dos dilataciones, se han calculado tablas que permiten reducir la lectura del barómetro, a la que tendría si la temperatura permaneciese constantemente invariable; esta temperatura común es la de cero grados.

Hay otra clase de barómetros, desde luego la más extendida, pues casi no existe casa u oficina que no cuente con uno, a veces como simple objeto de adorno, que es la de los barómetros metálicos o aneroides (sin aire); no son tan exactos como los de mercurio, y se gradúan por comparación con éstos; pero su pequeño volumen (los hay del tamaño de una peseta) y su escasa fragilidad, los hacen muy útiles y convenientes en los viajes.

El órgano principal de estos barómetros consiste en una cajita o cápsula metálica cerrada, de la

que se ha extraído el aire ; cuando aumenta la presión atmosférica, ceden las paredes de la cajita, y cuando disminuye, un fuerte resorte de acero las levanta, y estos pequeños movimientos se transmiten por medio de palanquitas, a una aguja que



Fig. 10. — Barómetro aneroide.

recorre las divisiones de un cuadrante. En vez de caja, se emplea también un tubo encorvado, en el que se ha hecho el vacío, y cuyos extremos (fig. 10), convenientemente articulados, comunican su movimiento a la aguja indicadora.

El deseo de conservar de un modo permanente las indicaciones constantemente variables del barómetro, ha estimulado durante mucho tiempo el celo de los constructores y meteorologistas, y aunque hace ya tiempo que en los Observatorios existen buenos barómetros registradores, su elevado precio y lo complicado de su manejo, los alejaban del uso corriente ; pero gracias a la ingeniosidad de un fabricante francés, M. Richard, poseemos en la actualidad un barómetro registrador, bastante exacto y de precio económico ; su uso se extiende más cada día, prestando servicios inestimables en todas las ocasiones en que ocurren grandes trastornos atmosféricos.

El instrumento se compone de varias cápsulas aneroides superpuestas (fig. 11), con objeto de amplificar su movimiento, que por un sistema de bielas se transmite a un largo estilo, en cuyo ex-

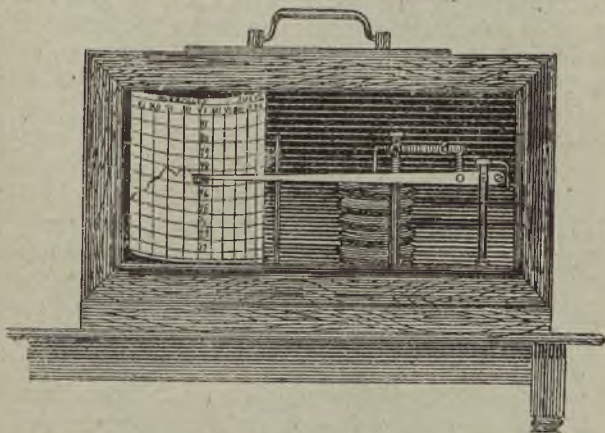


Fig. 11. — Barómetro registrador.

tremo va la pluma, que traza sobre un papel cuadrículado todas las variaciones de la presión; el papel está arrollado en un cilindro de metal, dentro del cual se aloja una máquina de reloj, que le hace dar una vuelta en una semana.

A los barómetros metálicos no hay que aplicarles corrección de temperatura; pero sí conviene compararlos con un buen barómetro de mercurio, antes de hacer uso de sus indicaciones.

II. **Oscilación diurna del barómetro.** — Tan pronto como se empezó a observar el barómetro con atención, se echó de ver que presentaba en sus movimientos cierta periodicidad en el curso del día, y que, de un modo general, estaba más elevado por la mañana y por la noche, que por la tarde; estas variaciones constituyen la oscilación diurna de la presión atmosférica. Pero así como la oscilación de la temperatura se manifiesta de un modo muy marcado en todos los lugares de la Tierra, aunque en unos más que en otros, la oscilación barométrica, por el contrario, es tan débil, que bastan los movimientos accidentales y periódicos que se producen, para hacerla desaparecer. Sólo en las regiones tropicales, donde son pequeñas las oscilaciones irregulares de la presión, se marca de un modo tan patente la oscilación diurna, y con precisión tan grande, que casi puede usarse el barómetro en vez de reloj. Las horas de la presión máxima son las 10 de la mañana y de la noche, y las horas de la presión mínima las 4 de la tarde y de la madrugada; vemos, pues, que en el curso del día efectúa el barómetro una oscilación doble: desde el punto en que se encuentre a las 4 de la mañana, empieza a subir, hasta alcanzar su altura máxima a las 10 de la mañana, y desde este momento empieza a bajar, para llegar, a las 4 de la tarde, a su nivel mínimo, comenzando nuevamente su ascensión hasta el segundo máximo de las 10 de la noche, y siguiendo luego el descenso, para completar el período con el mínimo de la madrugada siguiente. En el ecuador, la amplitud de la oscila-

ción es de 2 a 3 mm.; en las zonas templadas de las latitudes medias, de 1 mm., y en las regiones polares no se advierte. La oscilación varía con las estaciones, con la altura sobre el nivel del mar,

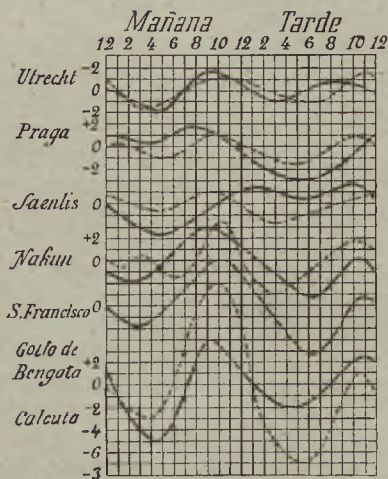


Fig. 12. — Oscilación diurna de la presión.

con la distancia a la costa, con la orografía, etc., no sólo en cuanto a su valor, sino también a sus épocas, ocurriendo los máximos y mínimos más temprano o más tarde, según las localidades. En la fig. 12 se representa la oscilación barométrica diurna en varios lugares de la superficie del globo, a la orilla del mar, en el interior de los

continentes, en las montañas elevadas, en la zona tropical y en las regiones templadas.

Aunque este fenómeno se conoce hace más de dos siglos, hasta ahora permanece inexplicado, y ciertamente no por falta de teorías. No hay duda de que depende de la radiación solar, pues es mayor su importancia entre trópicos, que en los polos, y su valor decrece a medida que aumenta la latitud, y sube con la amplitud de la temperatura.

Se supone por algunos meteorologistas, que estas oscilaciones periódicas son consecuencia de las corrientes ascendentes del aire; después de la salida del Sol, y cuando debido al caldeamiento del suelo, las capas inferiores del aire empiezan a calentarse, se dilatan, se hacen más ligeras y ascienden, al principio con lentitud y con mayor velocidad posteriormente; al mismo tiempo comienza también la evaporación, más rápida primero que la ascensión del aire, a consecuencia de lo cual sube el barómetro, hasta alcanzar el máximo de la mañana. A medida que va aumentando la temperatura, se acelera el movimiento ascendente de las masas aéreas que se ponen en contacto con el suelo, acompañadas de mayor cantidad de vapor de agua, que es más ligero que el aire seco, y al llegar a gran altura se enfrían, y tienden a caer por la fuerza de la gravedad; pero hacia abajo no pueden hacerlo, por impedírsele las nuevas masas de aire que constantemente están subiendo, y tienen que derramarse hacia los lados, produciéndose una disminución de presión y un descenso, por lo tanto, en el barómetro, y así se

explica el mínimo de la tarde; luego se va enfriando el suelo, las corrientes ascendentes pierden fuerza, y no pueden transportar a lo alto con tanta rapidez el vapor de agua, el aire se hace más denso, y al fin llega a formarse una corriente de masas de aire descendentes que, aumentando la presión, hacen subir el barómetro y ocasionan el segundo máximo diurno.

En el curso de la noche, debido al enfriamiento de la atmósfera, se condensan los vapores acuosos, disminuye su tensión, la presión atmosférica baja, por consiguiente, y así se produce el mínimo de la madrugada.

Toda esta teoría es muy artificiosa, y la explicación del mínimo de la madrugada, completamente arbitraria, pues, de no ser así, debiera ocurrir en las proximidades de la hora del mínimo de temperatura, lo cual no sucede.

III. Oscilación anua del barómetro.—La marcha regular del barómetro en el curso del año, ofrece también un período en extremo variable, según las localidades: la oscilación anua es menor en el mar que en la tierra firme, y su mayor valor lo adquiere en el interior de los grandes continentes. En éstos predominan en el invierno las fuertes presiones, y en el verano las débiles; al paso que en los mares, a pesar de la regularidad de la presión en el curso del año, se observa un aumento en la estación cálida, y una disminución en la fría, fenómenos que se explican perfectamente, considerando el proceso que sigue el calentamiento del aire.

En efecto, en los continentes, la elevada tem-

peratufa del verano, origina una poderosa corriente de aire ascendente, por lo general muy seco, que, al llegar a las regiones superiores, se extiende en todos sentidos hacia los lugares más frescos, produciendo un enrarecimiento, y, como consecuencia, un descenso de presión, acentuado todavía más, por la débil tensión del escaso vapor de agua que contiene. El mar, a la inversa, no sólo tiene una temperatura más baja que comunica al aire, y no sólo posee éste más vapor de agua con fuerza expansiva, sino que a estas dos causas hay que agregar, el influjo del exceso de las masas de aire procedentes del derrame continental, y todo ello hace que la presión sea mayor, y, en consecuencia, que el barómetro se mantenga más alto.

Las condiciones cambian totalmente en la estación fría, y el fenómeno se invierte, predominando en los continentes, durante el invierno, las altas presiones, y en los mares las bajas. Con cielo claro, se produce una poderosa irradiación de calor del suelo hacia el espacio interplanetario, lo que, unido a la gran duración de las noches, da lugar a un enfriamiento considerable de los continentes, y, por lo tanto, del aire que en ellos se apoya, y aumentando su densidad, hace subir el barómetro.

La Península Ibérica presenta ejemplos marcadísimos de estas oscilaciones, pues en escala más reducida que los grandes continentes, ofrece los mismos fenómenos que éstos, en cuanto se relaciona con la distribución del calor y la presión, y en los claros y hermosos días de invierno alcanza el barómetro su elevación máxima. La mínima absoluta no tiene lugar en el verano, ciertamente; pero

la presión media general es más débil que en la estación opuesta.

IV. **Variación del barómetro con la altitud.**—Sabemos que en un barómetro de sifón, por ejemplo, a la columna de mercurio de la rama larga, hace equilibrio, en la rama corta, una columna de aire de la altura total de la atmósfera; al nivel del mar, cuando el barómetro marca 760 mm., el peso de la atmósfera sobre una superficie de un metro cuadrado es igual a 10,333 Kg. En las montañas este peso es menor, y por consiguiente la altura barométrica disminuye (como demostró por primera vez el experimento efectuado por Perier, que antes referimos), a medida que nos elevamos sobre el nivel del mar, o aumenta, si, por el contrario, nos hundimos en un pozo de mina.

El aumento de presión que se obtiene en este último caso, no es dable observarlo sino a muy pocas personas; pero para percibir el descenso de la columna de mercurio o el movimiento retrógrado de la aguja de un aneroide, basta con subir desde la calle al último piso de una casa. Al nivel del mar baja el barómetro 1 mm. por cada 10'5 m. que ascendemos; pero a medida que nos elevamos, el aire va estando más enrarecido, y para obtener la depresión de 1 mm. no basta ya con dejar debajo de nuestros pies una capa de aire de 10'5 m., sino que tiene que ser de 12, 13 o más metros.

Por lo dicho se comprende, que, para comparar las alturas barométricas de varios instrumentos situados a distintas elevaciones sobre el nivel del mar, será menester aplicarles una corrección que permita suponerlos situados en un mismo plano

horizontal; el plano común elegido es el del nivel del mar, origen de todas las altitudes; por medio de una fórmula matemática, y mejor aun de tablas calculadas al efecto, se aplica esta corrección a las lecturas barométricas, cuando hay necesidad de comparar las indicaciones de los instrumentos unos con otros; claro está que, dependiendo la corrección que hay que aplicar, de la altitud, hay que conocer ésta; pero recíprocamente, de la altura de la columna barométrica, se puede deducir la altitud de un lugar, y este método de nivelación se emplea generalmente por los viajeros y exploradores, que se encuentran en la imposibilidad de efectuar una nivelación trigonométrica. En las ascensiones aerostáticas se determina siempre la elevación alcanzada, por las indicaciones del barómetro, y en circunstancias favorables, los resultados que se obtienen son bastante satisfactorios.

V. **Distribución de la presión en la superficie del globo.** — Para estudiar el reparto y modificaciones de la presión en la superficie terrestre, se valen los meteorologistas del plan que ya expusimos al hablar de la distribución de la temperatura, y que consiste en unir con líneas todos los puntos que tienen el mismo valor, en el fenómeno que se investiga; cuando se trata del calor, se llaman estas líneas, como sabemos, isotermas, y cuando se refieren a la presión, *isobaras*.

Se han hecho mapas geográficos con el trazado de las isobaras, para todas las regiones de la Tierra, en los diversos meses y estaciones, y nuestro conocimiento en esta materia es menos defectuoso que en el caso de la distribución del calor, pues la

presión atmosférica se reparte de un modo más homogéneo que la temperatura, y sus oscilaciones presentan mayor regularidad.

Las presiones extremas ocurren en las estaciones extremas también, a saber, en el centro del invierno y del verano.

En enero, una área de altas presiones descansa sobre el Asia oriental, en la proximidad del polo del frío del hemisferio boreal, donde el barómetro marca un máximo principal de 778 mm.; el segundo máximo de 768 mm., se encuentra en el Océano Atlántico, al S. y cerca de las islas Azores; el tercer máximo, de la misma altura que el segundo, poco más o menos, reside en los Estados Unidos, y el cuarto en el Océano Pacífico. En el hemisferio austral se observa una distribución, hasta cierto punto análoga a la del boreal, con máximos en el Pacífico, al O. de la América del Sur, en el Atlántico, entre la América del Sur y África meridional, y en el Océano Indico al SO. de Australia.

Los mínimos barométricos del invierno yacen en el Atlántico Septentrional cerca de Islandia (746 mm), y en el Océano Pacífico Septentrional, en las inmediaciones del Estrecho de Behring (752 mm.) en los mares antárticos, en el África del Sur y en la Australia del Norte.

Estas áreas de altas y bajas presiones se mueven con lentitud, pero de un modo gradual y constante, hasta que, al cabo de seis meses, se invierten sus posiciones respectivas en algunas regiones, no en todas. Así, por ejemplo, el máximo del Atlántico Septentrional y el del occidente

de la América del Norte, oscilan poco, aproximándose a latitudes más elevadas; pero el asiático se ha convertido en un mínimo de dimensiones inmensas, cuyo núcleo se encuentra algo al N. del Océano Indico. El área de bajas presiones de Islandia, aunque persiste, presenta menos solidez y regularidad.

En el hemisferio austral, ahora en invierno, se extiende una faja de altas presiones a lo largo del trópico de Capricornio, desde el cual baja la presión hacia el polo.

Lo que decimos hay que entenderlo aplicado a la superficie del suelo, pues en las regiones altas de la atmósfera, es muy distinta la distribución de las presiones, según se deduce de la aplicación de la fórmula para reducir las lecturas barométricas a diversos niveles; y aunque los valores que se obtienen no son de gran confianza, sin embargo, no es muy aventurado suponer que, a una altitud de 2,000 metros en la atmósfera, las presiones más fuertes, que en el suelo se extienden a lo largo de los trópicos casi han desaparecido, y a 4,000 metros no existe más que un gran máximo barométrico, que como un gran anillo rodea toda la Tierra en la prolongación del ecuador, y desde el cual disminuye la presión hacia los polos.

CAPÍTULO V

EL VAPOR DE AGUA DEL AIRE

I. **Evaporación.**—Indicóse antes que uno de los componentes de la atmósfera era el vapor de agua, el cual siempre existe en ella, aunque en cantidad muy variable, pues a diferencia de lo que ocurre con el oxígeno, nitrógeno, ácido carbónico, etcétera, cuyas proporciones son constantes, conservando estos cuerpos permanentemente su estado gaseoso, el vapor de agua, por el contrario, es mucho más abundante en unas ocasiones que en otras. En realidad, el vapor de agua, no es un verdadero elemento de la composición del aire, sino un cuerpo que se halla mezclado entre los otros, y de los que es fácil separarlo mediante sencillas operaciones físicas.

El vapor de agua es transparente como el aire, y, por lo tanto, invisible; pero se hace aparente cuando se condensa y precipita en forma de niebla, lluvia, rocío, nieve, etc. En un espacio cerrado se puede acumular, comprimir, dilatar, calentar y enfriar el aire, sin que pierda ninguna de sus pro-

piedades, ni adquiriera otras nuevas ; pero no ocurre lo propio con el vapor de agua, pues este cuerpo puede pasar del estado gaseoso al líquido y al sólido, con un descenso suficiente de la temperatura, fenómeno que está de continuo ocurriendo en la atmósfera.

Todo el vapor de agua que contiene el aire procede de la evaporación de los mares, ríos, lagos, etc., y de las superficies mojadas de la tierra, como los prados, etc. La evaporación tiene

lugar constantemente, lo mismo de día que de noche, y con temperaturas elevadas o con el termómetro bajo cero, pero no con la misma intensidad. El hielo y la nieve también se evaporan ; en las regiones polares se han hecho experimentos durante inviernos rigurosos, exponiendo al aire libre pedazos de hielo pesados previamente, que han ido mermando por la evaporación, aun cuando la temperatura permanecía, constantemente, a muchos grados bajo cero.



Fig. 13.
Atmidómetro.

Los instrumentos destinados a medir la evaporación se llaman *atmidómetros* ; los hay de muchas clases, pero todos son muy imperfectos. El que representa la fig. 13 se halla muy extendido por su sencillez y baratura :

se compone de un tubo cilíndrico de vidrio de unos 30 centímetros de longitud y 1 centímetro de diámetro, cerrado por

un extremo y dividido en milímetros y décimas; se llena de agua pura, destilada a ser posible, y el extremo abierto se tapa con un disco de papel secante que sujeta un pequeño resorte de alambre; invirtiendo el tubo, se empapa el disco de papel, y a medida que el agua se evapora, desciende el nivel en el tubo, pudiéndose leer en la escala la cantidad de líquido que ha absorbido la atmósfera.

El instrumento debe resguardarse de la acción directa de los rayos solares y de la irradiación, y por eso se suspende en la garita de los termómetros, donde el aire circula libremente.

De los muchos ensayos efectuados con diversos atmómetros y en circunstancias muy variadas, se han deducido las principales leyes que rigen la evaporación. Esta crece con la temperatura, la mayor sequedad del aire, la menor presión, la velocidad y dirección del viento, y la calidad y propiedades del suelo; si éste es de arena, la evaporación es mínima; es mayor en las tierras oscuras que en las de color claro, y en las que están cubiertas de vegetación, que en las pedregosas y estériles. También la exposición del suelo ofrece diferencias, fuera parte de su calidad; las tierras que miran hacia el S. son las que mayor evaporación producen, siguiendo por su orden las del E., luego las del O., y, por último, las del N.

La capacidad del aire para absorber el vapor de agua es limitada, y a cada grado de temperatura corresponde cierta cantidad máxima; cuando el aire la tiene, se dice que está saturado, sin que pueda disolver más; pero si aumenta la tem-

peratura, aumenta también el poder de absorción; mientras más diste el aire del punto de saturación, más rápida será la evaporación, la que cesará completamente, con aire saturado. Si baja la temperatura, baja también la capacidad del aire para contener vapor de agua, y éste, en una atmósfera saturada, se precipitará parcialmente, en forma de gotas, como rocío, niebla, etc.

Siendo la temperatura el agente principal de la evaporación, aumenta ésta, en igualdad de circunstancias, cuanto más elevada es la temperatura media del lugar considerado: en la tablilla siguiente presentamos algunos ejemplos de evaporación, ordenados de mayor a menor, expresando las cifras el espesor en milímetros de la capa de agua, que anualmente pasa del suelo al aire.

Evaporación media anual en el mundo

	<u>Milím.</u>		<u>Milím.</u>
Cumaná (Venezuela).	3520	Azores, Islas.	1000
Roma.	2620	Pekín.	970
Kimberley (Africa).	2466	Jalapa.	912
Marsella.	2300	Inglaterra.	900
Manila.	2190	Escocia.	800
Santa Elena, Isla de.	2130	¡Holanda.	800
Madera, Isla de la.	2030	Astrakán.	740
Habana, La.	1766	Londres.	650
Adelaida (Australia).	1410	Petersburgo.	300
Sydney (íd.).	1200	Copenhague.	210

Las condiciones especiales de la Península Ibérica, bañada por el mar, de variado relieve, con regiones muy asoleadas y muy nublosas, grandes mesetas y cordilleras, y sometida al influjo de los

vientos del Atlántico y del Mediterráneo, dan a la evaporación un carácter sumamente irregular, como demuestra el siguiente cuadro:

Evaporación anual en la Península Ibérica

	<u>Milim.</u>		<u>Milim.</u>
Llanes.	639	Mahón.	1433
Soria.	724	Escorial, El.	1442
Santiago.	731	Madrid.	1527
Gerona.	1014	Málaga.	1536
Barcelona.	1040	Orense.	1642
Salamanca.	1041	Cartagena.	1697
Burgos.	1053	Huesca.	1739
Alicante.	1055	Sevilla.	1778
Bilbao.	1093	Pamplona.	1781
Lisboa.	1150	Coimbra.	1788
Ciudad Real.	1161	Teruel.	1816
Vigo.	1186	Cazorla.	1825
Coruña, La.	1198	Badajoz.	1935
León.	1204	Zaragoza.	2078
Palencia.	1240	Segovia.	2114
Oviedo.	1257	Cáceres.	2157
San Sebastián.	1267	Murcia.	2298
Córdoba.	1312	Jaén.	2540
Cádiz.	1325	Valencia.	2616
San Fernando.	1350		

II. **Humedad.**—Sabemos que el aire está tanto más húmedo, cuanto más vapor de agua contiene, para una temperatura dada, y que un volumen de aire saturado de vapor, perderá este estado y parecerá hasta seco, si su temperatura se eleva en grado suficiente.

La cantidad de vapor de agua de la atmósfera se determina por varios procedimientos, siendo el más exacto, aunque el menos usado por lo difícil-

toso, el del peso o químico. Consiste en hacer pasar un volumen conocido de aire, a través de tubos de cristal llenos de sustancias absorbentes, ávidas de agua; se pesan los tubos antes y después

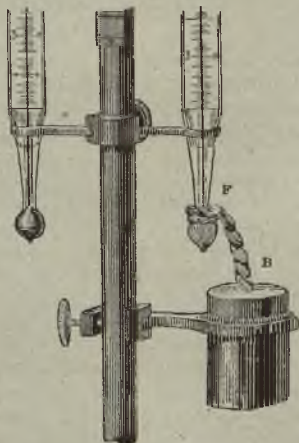


Fig. 14. — Psicrómetro de August.

del experimento, y el aumento de peso de las sustancias higroscópicas, indica la cantidad de agua que, en estado gaseoso, contenía el volumen de aire medido. Este método no se emplea más que en circunstancias e investigaciones especiales, y en Meteorología sólo se usan para el objeto aparatos de manejo más sencillo, y que dan resultados bastante exactos.

El más extendido es el *psicrómetro* de August, del nombre del físico alemán que lo inventó; se compone de dos termómetros iguales (fig. 14) suspendidos verticalmente en un soporte y separados por una distancia de varios centímetros. La bola de uno de ellos F va cubierta de muselina, que lleva una mecha de algodón sin torcer, con uno de sus cabos sumergidos en la vasija B, llena de agua pura, y aun mejor destilada; de este modo se consigue que la bola esté constantemente hume-

decida. Cuando el aire no está saturado, se evapora el agua de la muselina; pero este trabajo, el de convertirse el agua en vapor para pasar a la atmósfera, exige cierta cantidad de calor, que el agua sustrae al termómetro, y éste baja, indicando una temperatura inferior a la del termómetro seco, que marca la temperatura del aire; cuanto más seco está éste, tanto más rápida es la evaporación, y tanto mayor es la diferencia de los dos termómetros, o diferencia psicrométrica, la cual permite calcular el grado de humedad del aire, en virtud de una fórmula deducida de experimentos de laboratorio; en la práctica se hace uso de tablas que facilitan las operaciones.

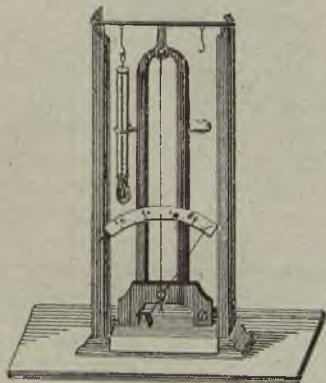


Fig. 15. — Higrómetro de cabello.

Más sencillo que el psicrómetro, pero menos exacto, en circunstancias normales, es el *higrómetro* de cabello, inventado por el famoso físico suizo Saussure. Está fundado en la propiedad que tienen varios cuerpos, como el cuerno, la ballena, etc., de absorber el vapor de agua, alterando su longitud, por lo que se llama también higrómetro de ab-

sorción. El órgano esencial de este instrumento es un cabello, previamente desengrasado con una disolución de potasa caliente, sujeto por un extremo en un bastidor de metal, que da una vuelta por una polea y lleva en el extremo libre un pequeño contrapeso para darle tensión. En el eje de la polea va una aguja, que señala sobre una escala circular los movimientos de contracción y dilatación que experimenta el cabello, según varía el grado de humedad del aire; la escala se suele dividir en 100 partes, correspondiendo el grado 100 a la saturación y el grado 0 a la sequedad absoluta; pero los números intermedios no son proporcionales a la cantidad de vapor de agua que el aire contenga; así, cuando la aguja señale 50, no quiere esto decir que la atmósfera esté a mitad saturada; para determinar este valor hay que valerse de una tablilla de reducción; aunque también hay higrómetros graduados de tal modo que sus indicaciones marcan directamente el grado de humedad.

En tiempos muy fríos, se hiela el agua de la muselina que rodea la bola del termómetro humedecido del psicrómetro, y es una operación larga y molesta, derretir este hielo y volver a humedecer la bola, espiondo el momento en que la columna llega a su punto más bajo, para efectuar la lectura, antes de que el hielo se forme nuevamente. Aun con tales precauciones, son las indicaciones del psicrómetro bastante inexactas, y por eso, en los países en donde predominan las bajas temperaturas, se emplea con preferencia el higrómetro de cabello.

Otro higrómetro, muy exacto, bien observado, es el de Daniell.

Como indica la fig. 16, se compone este instrumento de un tubo de vidrio de bastante diámetro, doblemente encorvado, terminado por dos bolas A y B; el tubo está purgado de aire, y la bola A contiene cierta cantidad de éter, que con facilidad entra en ebullición y se evapora, pasando a condensarse a la bola B, tan pronto como entre ambas hay una diferencia sensible de temperatura; dentro de la bola A de la rama mayor del tubo, va un termómetro, y otro en el pie del instrumento.

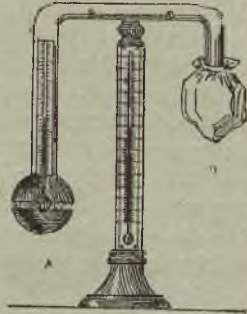


Fig. 16. — Higrómetro de Daniell.

Para efectuar una observación con el higrómetro, se empieza por calentar con la mano la bola B, a fin de que el éter que pueda contener se evapore y pase a la otra bola A; luego se enfría la bola B, rociándola con éter, y para que el efecto sea más eficaz, se cubre la bola con una funda de muselina, como muestra la figura; como el éter con que se ha empapado la muselina se evapora con mucha rapidez, produce un enfriamiento considerable en la bola B, y el éter de la bola A, a causa de la diferencia de temperatura, destila en esta bola y se condensa en la otra. La evaporación del éter produce, forzosamente, como en el caso anterior,

un descenso considerable de temperatura en la bola A, y llega un momento en que, el vapor de agua del aire atmosférico que rodea la bola, se condensa, y aparece sobre ella en forma de gotitas de rocío; para que el fenómeno sea más aparente, la bola está dorada por su ecuador; la temperatura del enfriamiento o del punto de rocío, la indica el termómetro interior, y la del aire, el termómetro del pie.

Con estos elementos, y unas tablas calculadas en las que se expresa la fuerza expansiva o tensión del vapor de agua para todos los grados de temperatura, se determina la tensión del vapor en el momento de la observación, y la cantidad de vapor de agua que contiene el aire, en relación con la que tendría, si estuviese saturado a esa temperatura.

Algunos de los defectos del higrómetro de Daniell se han obviado en los de Regnault, y principalmente en el de Alluard, que es el que hoy se halla más en uso.

La tensión del vapor de agua se expresa, suponiendo que equilibra el peso de una columna de mercurio de tantos milímetros de altura, y la humedad o fracción de saturación, en partes de 100, número que corresponde a la saturación.

III. Oscilación diurna de la humedad. — Lo mismo que los otros dos elementos meteorológicos que ya hemos examinado, a saber, la temperatura y la presión, presenta la humedad del aire, tanto absoluta como relativa, un período diurno de aumento y disminución.

La cantidad de vapor de agua que contiene el

aire, y que se evalúa por su tensión, pues de un modo muy aproximado, el número de milímetros que corresponde a su tensión, expresa también el número de gramos de vapor contenidos en un metro cúbico de aire, varía poco en el curso del día, siendo, por el contrario, considerable la oscilación de la humedad relativa.

La tensión del vapor acuoso muestra en su marcha diurna dos tipos principales, según que se trata de observaciones efectuadas en el mar y en las costas, o tierra adentro; en las regiones húmedas, que son las marítimas, crece la tensión a partir de las horas de la mañana, hasta alcanzar su máximo con el instante del mayor calor, disminuyendo por la tarde y la noche; en las comarcas secas, o sean las continentales, hay dos máximos, uno por la mañana y otro por la noche; la tensión mínima coincide casi con la salida del Sol, sube hasta las 8 o las 9 de la mañana, baja de nuevo a cosa de las 2 de la tarde y sube otra vez a eso de las 9 de la noche, para inclinarse a la baja de la madrugada.

El fenómeno es bastante complejo, y para comprenderlo con más facilidad, debemos recordar que, toda la humedad de la atmósfera, procede de la evaporación, que ésta crece con la temperatura, y que el aire se calienta por las capas inferiores que están en contacto con el suelo.

Con la ascensión de las corrientes de aire, sube también el vapor de agua, y cuando la evaporación en la superficie terrestre no puede suministrar más, baja la humedad absoluta hasta la tarde; desde este momento, disminuyendo la tempera-

tura, se van debilitando las corrientes ascendentes, y las capas inferiores del aire recuperan parte del vapor perdido, aproximándose a la saturación. Por el contrario, en las islas y regiones marítimas, ricas en vapor acuoso, su tensión sigue la misma marcha, con corta diferencia, que la evaporación, que a su vez está sometida a la oscilación termométrica; desde luego, en estos parajes, por muy elevada que sea la temperatura, y rápida la ascensión de los estratos aéreos cargados de vapor acuoso, la evaporación es grande, pues el agua no falta, y las capas inferiores siempre tienen la humedad absoluta que les consiente su grado de temperatura.

El período diurno u oscilación de la humedad relativa, no presenta estas anomalías y es muy semejante en el mundo entero; desde luego se advierte su estrecha dependencia de la temperatura, aunque en inverso sentido; donde la temperatura, en las primeras horas de la mañana y de la tarde, asciende con rapidez, baja de igual manera la humedad relativa, y en los lugares en que la oscilación térmica es pequeña, también es pequeña la amplitud de la humedad.

Su valor máximo lo obtiene por la mañana, y el mínimo por la tarde; aun cuando la tensión del vapor acuoso permanezca constante, lo que indica que la cantidad de humedad absoluta es la misma, la humedad relativa puede alcanzar un valor muy pequeño, con sólo que aumente la temperatura, pues creciendo al mismo tiempo la capacidad del aire para contener vapor, al faltarle éste, resultará la atmósfera mucho más seca. Por esta razón

nos parece el verano más seco que el invierno, cuando en realidad contiene el aire más gramos de vapor acuoso en la primera estación, que en la segunda.

IV. **Oscilación anua de la humedad.** — El período anuo de la humedad absoluta es muy semejante al de la temperatura, y como éste, presenta su mínimo en enero, el mes más frío, y su máximo en julio, el mes más caliente; la semejanza de la oscilación es mayor aún, comparándola con la que ofrece la temperatura de la superficie del mar. Su amplitud crece desde las costas hacia el interior de los continentes, lo mismo en los trópicos que en la zona templada.

Mucha menor regularidad presenta la oscilación anua de la humedad relativa o fracción de saturación, y salvo que su amplitud aumenta también desde la orilla del mar en dirección al interior, por lo demás varía mucho de un lugar a otro.

El influjo del viento se hace sentir de un modo muy eficaz sobre la humedad del aire y sus alteraciones; si soplase con regularidad, y a su paso se ofreciese una superficie normal de agua de la que pudiese extraer el vapor acuoso, lo distribuiría con arreglo a las variaciones que ocurrieran en la temperatura; y algo así es lo que sucede en la práctica, pues los vientos del O. y SO., son, para la Europa en general, húmedos, por venir del Atlántico, y los del N. y E., secos, porque proceden del interior de las tierras.

La humedad del aire, fuera parte de su importancia meteorológica, desempeña un papel extraordinario en todas las manifestaciones de la vida del

globo, no sólo en el mundo vegetal y animal, sino también en el reino inorgánico, pues a ella se deben las modificaciones que experimenta el relieve de la corteza terrestre, y los fenómenos de denudación, erosión y descomposición de las montañas y rocas más duras, sobre las cuales es insignificante la acción de la temperatura. Sirva, por vía de ejemplo, aunque en bien pequeña escala, lo ocurrido con la aguja de Cleopatra; este famoso obelisco de granito, que durante muchos siglos se conservó indemne en Egipto, fué transportado a Inglaterra hace pocos años, y erigido en Londres a orillas del Támesis, habiendo empezado ya a mostrar indicios de desagregación, lo que hace temer que, en plazo más o menos largo, se destruya por completo.

Para el crecimiento y desarrollo de la mayor parte de las plantas, hace falta también cierto grado de humedad; en las estepas de Rusia, la temperatura permitiría la vida de muchos vegetales, que no prevalecen por falta de vapor acuoso en la atmósfera; por el contrario, en las regiones occidentales de las Islas Británicas, donde también el grado de calor sería suficiente para el desarrollo de ciertas plantas, tampoco pueden éstas prosperar, por exceso de humedad, aunque en este caso no se debe olvidar el influjo de la falta de luz. Algo así ocurre también en Galicia.

Otras plantas, v. gr. la palma datilera, necesitan humedad en las raíces y una atmósfera seca, como acontece en la región de Levante de España; los árabes dicen que la palma ha de tener los pies en el agua y la cabeza en el fuego.

El influjo de la humedad relativa del aire es extraordinario en el hombre; un adulto exhala diariamente, y por término medio, 900 gramos de agua por la piel y los pulmones, de los que corresponden a la piel seis décimos o 540 gramos; y basta que la humedad relativa varíe en 1 por 100, para que se conozca su efecto en la transpiración y evaporación del cuerpo, las que, al disminuir, hacen aumentar las secreciones, y por esta razón, las rápidas variaciones del grado de humedad relativa, producen efectos tan perjudiciales en los organismos enfermos.

A la escasez del vapor de agua en la atmósfera, y no sólo a la temperatura elevada, se debe la sensación de sed que se experimenta en los desiertos y en los países secos, en los días ardorosos del verano; en las regiones polares, según cuentan los exploradores, se experimenta una sed abrasadora, a pesar de que la atmósfera es muy húmeda; pero esto se explica satisfactoriamente, por lo bajo de la temperatura, pues el aire que se aspira es frío, y, por lo tanto, su humedad absoluta es muy escasa, y el que se aspira caliente y saturado, y cuanto mayor es la diferencia de temperatura, más considerable es también el consumo de vapor acuoso.

V. **Precipitación.** — Sabemos que el aire no puede contener más que cierta cantidad máxima de vapor de agua, y que al llegar a ese límite, que es el de la saturación, el vapor en exceso se condensa y se convierte en agua líquida o sólida; este fenómeno se llama en Meteorología, *precipitación*. Sabemos también que la facultad del aire para

contener vapor, es proporcional a la temperatura, y que en una atmósfera que diste mucho de la saturación, bastaría con un enfriamiento suficiente, para que su vapor se precipitase.

La precipitación se efectúa en diversas formas, según el proceso del enfriamiento; así tenemos el *rocío* y la *escarcha*, la *niebla* y las *nubes*, la *lluvia* y la *nieve*, el *granizo* y la *pedra*.

Tres son las causas principales que producen la condensación del vapor acuoso, a saber: las corrientes ascendentes de aire, la mezcla de masas de aire de distinta temperatura, y, por último, el enfriamiento del aire en el lugar considerado.

Las corrientes ascendentes se producen, según dijimos antes, por el caldeo de las capas inferiores de la atmósfera, a causa de la radiación de los rayos solares sobre el suelo; por la modificación del movimiento de las corrientes horizontales al llegar a las cordilleras, que se transforman en verticales, y por el movimiento en forma de espiral, del aire alrededor de un mínimo barométrico, de lo que hablaremos con el detenimiento necesario más adelante.

Las leyes físicas permiten calcular con bastante aproximación, cuando se conocen la temperatura inicial del aire, la humedad y la velocidad de la corriente ascendente, el valor de la precipitación; así, por ejemplo, una masa de aire saturada, al nivel del mar, a una temperatura de 15°, ejerce una tensión de 12 mm. y contiene cerca de 13 gramos de agua por metro cúbico; a la altura de 3,000 metros, baja su temperatura a 0°, con corta diferencia, la tensión disminuye hasta 4'5 mm. y

el peso del vapor no llega a 4 gramos; así que, cerca de 9 gramos quedan en libertad, o se separan del aire; si además aceptamos que la velocidad en sentido vertical de la corriente de aire sea de 1 metro por segundo, se elevarán en un minuto 60 metros cúbicos por cada metro cuadrado de superficie; de modo que, a la elevación que hemos supuesto, en cada minuto se condensarán 60 veces 9 gramos, o sean 570 gramos de agua, o 34 kg. por hora, que darían en el suelo 34 mm. de lluvia.

Las corrientes ascendentes, pues, son la causa principal de la precipitación, en segundo lugar viene la mezcla de las masas de aire desigualmente calentadas, y, por último, el enfriamiento del aire en contacto con el lugar que se considere, que es lo que produce el rocío y la escarcha.

a. Rocío. — La misteriosa aparición de gotitas de agua en los vegetales y en otros cuerpos expuestos al sereno, en noches claras y transparentes, intrigó mucho a los antiguos, y ya en la Biblia se toma la presencia del rocío sobre una zalea, como indicio de la voluntad divina. Los alquimistas recogían cuidadosamente el rocío para efectuar sus disoluciones, atribuyéndole propiedades y virtudes maravillosas, creyendo, entre otras cosas, que su procedencia era celestial.

El misterio se repite siempre que se introduce un cuerpo frío en una atmósfera algo rica en vapor de agua; basta con subir de la cueva una botella de vino, para que se cubra de un velo su superficie, o se empañe, y la explicación del fenómeno ya la conocemos: que en contacto con la botella fría, se condensa y precipita el vapor acuo-

so del aire. En las regiones secas, como, v. gr., en la meseta central de la Península, para realizar el experimento, pocas veces basta la escasa diferencia de temperatura que hay entre la botella y el aire, a menos de que aquélla esté helada.

Los cuerpos malos conductores del calórico, como los vegetales, se enfrían considerablemente, irradiando su calor hacia el espacio, en las noches despejadas; el aire de las capas bajas de la atmósfera en contacto con las plantas, se enfría, y de un modo análogo a lo que sucede artificialmente con el higrómetro de Daniell, disminuye su capacidad para contener vapor acuoso, y éste se precipita en forma de gotitas.

No se tiene idea, por lo general, de la gran diferencia de temperatura que puede haber entre dos capas de aire inmediatas, una en contacto con el suelo y la otra a poco más de un metro de altura; veces hay en que la diferencia llega a ser de muchos grados. Debilitando el valor de la irradiación, se impide el descenso de la temperatura en el suelo, y, de consiguiente, la formación del rocío; esto ocurre con las nubes, y en las noches nubladas no hay rocío; también lo impide el movimiento de la atmósfera; por eso, cuando hace viento, no tiene tiempo, la capa de aire que está en contacto con el suelo, de enfriarse lo suficiente para que se precipite el vapor. Se creía que el rocío sólo se formaba en las primeras horas de la noche y de la madrugada, pero esto es un error, y el fenómeno ocurre siempre que la temperatura desciende lo necesario, para que el aire pase de su punto de saturación, en contacto con las plantas

u otros objetos, lo cual ocurre, v. gr., en el verano principalmente, durante la madrugada, cuando más intensa es la irradiación hacia el espacio.

En estos últimos años se ha indicado por algunos meteorologistas que, parte del rocío, no procede de la condensación exclusiva del vapor acuoso del aire, sino del suelo, y que el de las plantas, ellas mismas lo segregan; pero esta opinión no se acepta, por lo general.

b. Escarcha. — Cuando la condensación del vapor acuoso se verifica a una temperatura inferior a 0° , entonces se precipita en forma sólida y se produce la escarcha, que no es rocío solidificado como pudiera creerse, sino hielo que procede directamente del vapor, sin pasar por el estado líquido. Como la producción de la escarcha exige una temperatura bastante baja, aparece, preferentemente, en los lugares donde la irradiación es más activa, como en los prados; también se observa en las ramas de los árboles, en las frías mañanas de invierno.

c. Helada. — En las noches claras, sin nubes y sin viento, el enfriamiento que experimenta la superficie del suelo por irradiación del calor hacia el espacio interplanetario es tan grande, que la temperatura baja de cero grados, y la savia y jugos de las plantas se solidifican; como los líquidos, al pasar al estado sólido, aumentan de volumen, el agua contenida en el sistema vascular de las plantas, al dilatarse, rompe y desgarran los vasos, precisamente en las partes más delicadas del vegetal, lo que causa a veces su muerte, y desde luego, la destrucción de órganos muy importan-

tes; por eso, las heladas tardías de la primavera, cuando los árboles frutales, v. gr., están cubiertos de yemas, son tan perjudiciales y temidas de los agricultores. Para evitar estos daños, o siquiera aminorarlos, se acude a varios expedientes, siendo uno de ellos el producir nubes artificiales de humo, que disminuyan la irradiación.

En la India, aunque la temperatura permanece siempre a bastantes grados por encima de cero, se consigue congelar el agua durante la noche, utilizando el enfriamiento producido por la irradiación; para ello se extienden en el suelo varias tongas de paja, cuerpo mal conductor, y sobre ellas se colocan barreños de poco fondo llenos de agua, que no tarda en convertirse en hielo.

d. Niebla. — Cuando entre la temperatura del suelo y la del aire hay una diferencia de cierta importancia, y también cuando varía la presión atmosférica, se condensa el vapor acuoso en forma de pequeñas esferas líquidas, y aparece la niebla. Durante mucho tiempo se creyó que la niebla se componía de esferillas huecas o vesículas; pero experimentos modernos han demostrado que no es así; el diámetro de las gotitas que constituyen las famosas nieblas de Inglaterra, oscila entre 16 milésimas y 13 centésimas de milímetro; la niebla de las montañas parece ser más fina, digámoslo así, pues sus gotas sólo miden de 6 milésimas a 4 centésimas de milímetro. Hoy día se admite que la condensación del vapor de agua se efectúa alrededor de un núcleo; así que cada gota contiene en su centro una partícula de polvo.

Hay que distinguir dos procesos en la forma-

ción de la niebla. Uno, frecuente en el invierno, cuando durante algún tiempo se ha enfriado la tierra, consiste en la llegada del aire caliente cargado de vapor acuoso, procedente, por lo común, del mar; otro, cuando el mar, o una considerable superficie de agua, lago o pantano, tienen una temperatura más elevada que el aire.

Al primer género pertenecen las nieblas que se condensan en las costas e islas, y en las regiones polares; famosas son las nieblas del banco de Terranova, y justamente temidas de los navegantes; aquí la corriente del Golfo (Gulf-Stream) arrastra consigo aire caliente, que al encontrar el mar frío que viene del estrecho de Davis, se condensa. Estas nieblas son muy densas y se convierten en lluvia con gran frecuencia.

En el segundo caso, cuando el agua está más caliente que el aire, el vapor que emite no puede ser absorbido con la rapidez necesaria y en cantidad suficiente, y se precipita en forma de niebla; a esta clase pertenecen las nieblas de los ríos, valles, estanques, prados húmedos, etc., tan frecuentes por mañana y tarde, especialmente en el otoño; las de las montañas se deben a la misma causa.

La falta de viento y la tranquilidad del mar, son favorables a la producción de la niebla.

En las comarcas donde apenas llueve, ni se produce rocío, como en los grandes desiertos de arena de Asia y Africa, jamás se observan nieblas, pues si bien es cierto que aquí la temperatura baja considerablemente durante la noche no es posible, a causa del calor conservado por el suelo, que el

vapor acuoso, en mínima cantidad contenido en el aire, llegue a saturarlo y luego a precipitarse.

En las regiones tropicales, por el contrario, son las nieblas muy frecuentes; en el Congo, hasta en la estación seca, está el aire tan cargado de vapor de agua, que por mañana y tarde, aunque no pueda decirse que llueva propiamente, todos los objetos están humedecidos y el cielo se cubre con una nube en un todo semejante a la niebla, que los ingleses de la colonia llaman *humo* y los portugueses *cacimbo*. •

Ocasiones hay, en que la niebla forma como un banco de muy poca altura, siendo, sin embargo, muy densa, hasta el extremo de no distinguirse los objetos a media docena de metros de distancia, por ejemplo, en la cubierta de un buque, mientras que desde la cruceta se divisa todo el horizonte.

Cuando la temperatura es muy baja, como en las regiones polares, no consiste la niebla en gotitas de agua, sino en agujitas de hielo muy pequeñas, que iluminadas por el sol, producen un espectáculo hermoso, llamado por los balleneros *polvo de diamantes*.

e. Nubes.—Las nubes son nieblas vistas desde fuera y a distancia; por lo tanto, la constitución de ambos fenómenos es la misma, pero difiere mucho su proceso de formación; la diferencia que existe, pues alguna hay, entre las nieblas y las nubes, estriba, únicamente, en la magnitud de las gotas de agua, más considerable en las últimas, que en las primeras.

En los países montañosos se observa con frecuencia, desde el valle, la presencia de nubes per-

fectamente formadas, que oscilan en el aire y se adhieren a los picos; los viajeros que a ellos han subido, al llegar a la nube, se han visto envueltos por la niebla.

Como dijimos antes, las nieblas se producen por enfriamiento de las capas inferiores de la atmósfera, en aire, comúnmente tranquilo, pero, en todo caso, sin corrientes verticales ascendentes; y éstas son, exclusivamente, las que originan las nubes, pues siendo pobre en vapor acuoso la región superior de la atmósfera, para que pueda precipitarse, tienen que acudir grandes masas de vapor de las capas inferiores en contacto con el suelo, y con las superficies líquidas. Estas masas, al ascender, se enfrían, por llegar a parajes donde la temperatura es más baja, y la presión menor, y al alcanzar el punto de rocío, se condensan y precipitan. El límite inferior de las nubes es, por lo común, horizontal, es decir, que las nubes por debajo son casi siempre planas, lo que se debe a que las masas de vapor ascendentes, se condensan en un estrato aéreo horizontal. Cuando la corriente ascendente se inclina, y más si empieza a moverse en un plano paralelo al suelo, se cubre a veces todo el cielo con un inmenso velo uniforme.

A pesar de las variadísimas formas que presentan las nubes, se ha conseguido clasificarlas, reduciéndolas a varios tipos, atendiendo más a su aspecto que a su constitución. El primero que acometió esta empresa fué el inglés Howard, que vivió en el primer tercio del siglo XIX, y su clasificación, en lo fundamental, es la que se sigue

hoy día, según acuerdo tomado en el Congreso Meteorológico Internacional, celebrado en Munich en 1891.

Howard estableció tres tipos principales de nubes, que llamó *cirros*, *cúmulos* y *estratos*, que solos o combinados, permitían representar casi todas las formas observadas; luego se agregaron los *nimbos*. En la actualidad la clasificación internacional comprende los diez tipos siguientes:

1. *Cirros*.—Son nubes tenues, de aspecto fibroso o filamentoso, como plumas y palmas, llamadas por los marinos *colas de gato* y *rabos de gallo*; se componen de agujas de hielo finísimas, que flotan a grandes alturas, superiores siempre a 9,000 o 10,000 metros, en las que la temperatura es inferior a 0 grados, aun en el rigor del verano, y que producen, por un fenómeno de refracción, los halos, parhelios y paraselenes, de que trataremos más adelante.

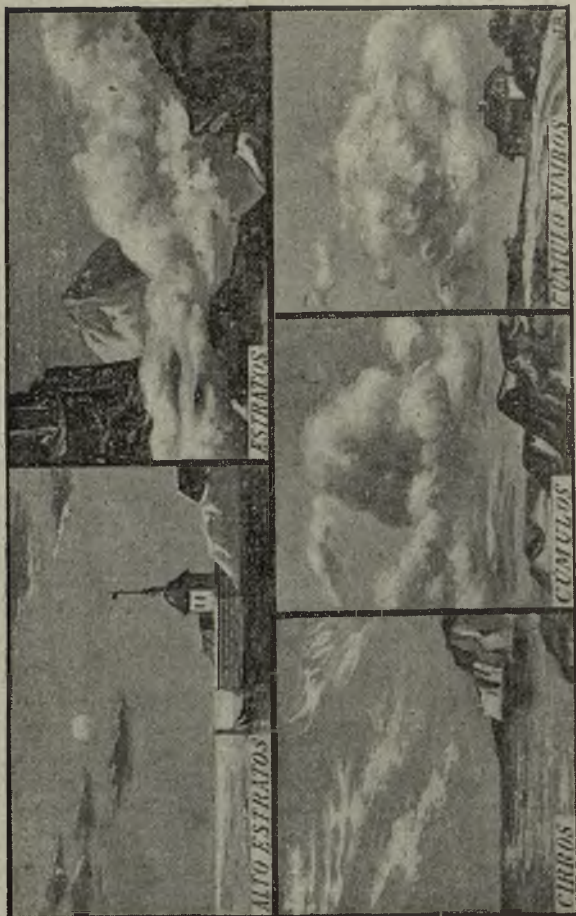
2. *Cirroestratos*.—Howard las define como masas horizontales o ligeramente inclinadas, atenuadas hacia una parte o la totalidad de su circunferencia, encorvadas para abajo u onduladas; hállanse separadas, o en grupos que consisten en pequeñas nubes de este mismo carácter. Se originan por transformación de los cirros, que adquiriendo mayor densidad, descienden a un nivel inferior, formando un velo delgado compuesto de filamentos enlazados unos con otros, hasta el punto de formar masas compactas que parecen completamente estratificadas, y que se aprietan y condensan cada vez más, a medida que la lluvia se aproxima, llegando a presentarse a la vista como

un manto gris blanquecino que se extiende por todo el cielo.

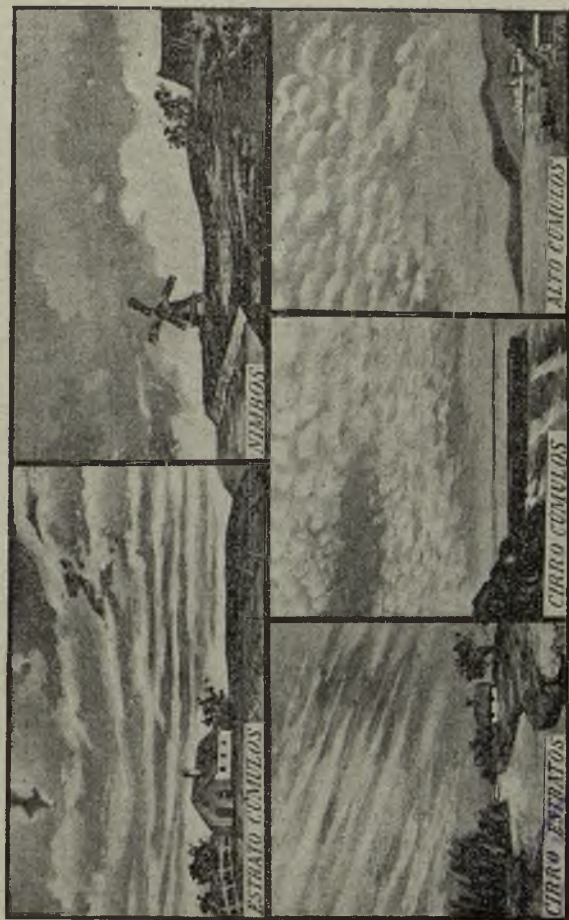
3. *Cirrocúmulos*.—Estas nubes, muy conocidas por todo el mundo, son las que han dado origen al refrán que dice: “cielo aborregado, suelo mojado”. Aparecen como pequeñas masas redondas, blancas, de contornos bien limitados, y dispuestas comúnmente en líneas horizontales; difieren de los cirros en que su nivel es más bajo y sus formas más esféricas.

4. *Cúmulocirros o altocúmulos*.—Un poco más bajo que las nubes anteriores, se encuentra otra forma de transición o intermedia, producida por el descenso de los cirrocúmulos que, al llegar próximamente a los 4,000 metros de altura, se ensanchan, aumentando de volumen considerablemente, pero conservando la misma forma, aunque presentando algunas partes oscuras.

5. *Estratocirros o altoestratos*.—Se da este nombre a una capa o velo gris azulado denso, que permite determinar la posición del Sol y de la Luna, por la mayor claridad de la nube en la dirección de estos astros, que permanecen, sin embargo, invisibles; la capa de estratocirros cubre, por lo general, todo el cielo, y por debajo se ven flotar nubes sueltas oscuras, que pasan con gran rapidez (llamadas *correos* por los marinos), aumentando su número y dimensiones, hasta llegar a formar masas irregulares, informes, grises y de bordes desgarrados, que son las verdaderas nubes de lluvia copiosa y extensa, que abarcan grandes extensiones de terreno; en estos casos es cuando vulgarmente se dice que “el tiempo está metido en agua”.



Diversas clases de nubes.



Diversas clases de nubes.



6. *Estratocúmulos*.—Esta forma es poco frecuente en España y en los países meridionales; no así en los del Norte, donde el cielo permanece cubierto durante semanas y semanas por espesas masas de estratocúmulos, que son como rolletes paralelos de moderado espesor, pues por los intersticios que presentan, se ve a veces el color azul del cielo; entre esta forma y la de los alto-cúmulos se hallan una porción de tipos intermedios. Si se comparan los cirrocúmulos a blancos copos de algodón, podemos representarnos los estratocúmulos como grandes vellones de lana gris, más o menos apretados unos contra otros, extendiéndose en ocasiones en largas fajas por todo el cielo, al que dan un aspecto ondulado, sobre todo cerca del horizonte, lo que se debe a un efecto de perspectiva.

7. *Nimbos*.—Nube de lluvia poco elevada, sin forma determinada, muy oscura, de bordes desgarrados y a veces luminosos, de la que se desprende lluvia o nieve; encima del nimbo, o de los nimbos, se ve siempre una capa uniforme de alto-estratos.

8. *Cúmulos*.—Son, por lo general, nubes de buen tiempo; los marinos las llaman *balas de algodón*, *algodonadas*, y cuando se apoyan en el horizonte y se elevan en forma piramidal, *gigantones*. Deben su origen, principalmente, a las corrientes ascendentes del aire inferior cargado de vapor de agua, formándose, por lo común a temperaturas altas; así que son las nubes ordinarias de los trópicos, en toda estación, y de los países templados en el verano, y menos frecuentemente, en el in-

vierno; en esta última estación no suelen aparecer en las latitudes elevadas. En buen tiempo empiezan a formarse poco después de la salida del sol, aumentando en número y en elevación hasta las horas más cálidas del día, para disminuir y descender gradualmente por la tarde, desapareciendo al cerrar la noche. La forma redondeada que los cúmulos presentan por la parte superior, resulta del proceso de su formación, que parece ser el siguiente: Al irse calentando la superficie terrestre, a medida que los rayos solares adquieren mayor fuerza, se calienta también el aire en contacto con el suelo, se dilata y asciende, llevando consigo el vapor acuoso que contenía; pero al llegar a cierta altura, variable con los países y estaciones, comprendida entre 1,000 y 4,000 metros, una parte del vapor se condensa, y aparece la nube, como aparece a corta distancia de la chimenea de la locomotora, cuando funciona, el vapor condensado que se escapa de los cilindros; siendo el movimiento vertical de ascensión más importante debajo del centro de la nube, continúa por más tiempo su camino y forma una prominencia. El fondo chato de la nube o base de la misma, indica el límite de la capa de aire, cuya temperatura es igual al punto de rocío de la corriente ascendente.

9. *Cúmulonimbos*.—Nubes que forman grandes masas, aisladas al principio, y que se van aproximando, hasta tomar el aspecto de una sierra de montañas, de color obscuro y cariz tormentoso, y de las que cae la lluvia en aguaceros y chubascos; cuando están bien desarrolladas, ofrecen a la

vista, por encima, una capa de cirros o de cirro-estratos, falsos, pues flotan a una altura de 3,000 metros poco más o menos, y más arriba de estos falsos cirros, se ven a veces los cirros verdaderos, y por debajo, en la base de la gran nube, se distinguen otras nubes bajas, grises e irregulares, que parecen nimbos. Los cúmulosnimbos son las nubes de lluvia por excelencia, sobre todo en los países meridionales.

10. *Estratos*.— Los marinos españoles llaman *bardas* o *cejas* a los estratos. Según la clasificación moderna, forman una capa continua horizontal, ampliamente extendida, que aumenta de abajo arriba, y de escasa variación en cuanto a su luz; es por lo general nube de buen tiempo, que aparece durante las noches y mañanas de los días hermosos. A veces se extiende por todo el cielo como un toldo, bajo el cual se presenta la atmósfera algo neblinosa; viene a ser, pues, como una niebla elevada que flota en el aire, siendo su altura, por lo común, inferior a 1,000 metros.

En el siguiente cuadro se resume cuanto llevamos dicho acerca de tan importante asunto:

Cuadro de la clasificación de las nubes

N.º	NOMBRES	ALTURA <i>metros</i>	EXPLICACIÓN
1	Cirros	Más de 9000	Nubes fibrosas, sueltas, delgadas, ordinariamente de color blanquecino.
2	Cirroestratos	id. id. id.	Velo delgado, blanquecino, compuesto de nubes fibrosas extendidas, en el cual suelen aparecer halos, parhelios y paraselenes.
3	Cirrocúmulos	De 4000 a 7000	Nubes redondeadas como copos de algodón, sin partes sombreadas, reunidas en grupos.
4	Cúmulocirros o altocúmulos	id. id. id.	Nubes mucho mayores, blanquecinas y con partes sombreadas. A veces se unen sus bordes y forman largas fajas que producen un aspecto ondulado.
5	Estratocirros o altoestratos	id. id. id.	Velo denso, gris o azulado que no da lugar a la formación de fenómenos ópticos alrededor del Sol o de la Luna.
6	Estratocúmulos	De 1500 a 3000	Grandes masas o rolletes de nubes oscuras que, a menudo, cubren el cielo por completo.
7	Nimbos	id. id. id.	Capa espesa de nubes oscuras, informes, de bordes desgarrados, de las que cae comúnmente una lluvia continua o nieve.
8	Cúmulos	Base 1400. Vértice de 3000 a 5000	Nubes amontonadas, en bóveda o cúpula, compactas, que aumentan de abajo arriba a partir de una base plana y horizontal.
9	Cúmulonimbos	id. id. id.	Nubes de tormenta que, amontonadas, se elevan como montañas sobre una capa de nubes fibrosas (falsos cirros) y de las que ordinariamente cae la lluvia en aguaceros, o el granizo.
10	Estratos	Inferior a 1000	Niebla levantada que flota en el aire

Como complemento a la clasificación anterior, se puede agregar que, las nubes de buen tiempo, corresponden, por lo común, a las formas redondeadas de los números 1, 3, 4, 6, 8 y 10, y las de mal tiempo a las formas de velo o extendidas, que son los números 2, 5, 7 y 9.

Estando las nubes compuestas de agua líquida y de agua congelada, parece que constantemente deberían bajar y llegar al suelo, puesto que la densidad del agua, en ambos estados, es mayor que la del aire, y, en efecto, la tendencia de las nubes es a bajar, obedeciendo a la acción de la gravedad; pero, ante todo, debemos considerar que las nubes no flotan en el aire como un globo, y que no son un producto, sino un proceso; además, que siendo las gotas de agua o las agujas de hielo, en extremo diminutas, el aire les presenta una gran resistencia, de modo que su movimiento descendente es muy lento, y, por último, que producidas por las corrientes de ascensión, están continuamente alimentadas, y que al bajar y encontrar capas de aire cuya temperatura es superior a la del punto de rocío, vuelven a evaporarse haciéndose invisibles.

f. Nublosidad. — Con este nombre se expresa la cantidad mayor o menor de nubes que hay en el cielo; por lo general, se dice que está despejado cuando no se ve ninguna nube; nuboso, si el número de éstas es reducido; casi cubierto, si lo está en efecto más de la mitad del cielo; y cubierto, cuando no se ve ni una parte de cielo azul. También se usa otro sistema, que consiste en dividir, imaginariamente, la bóveda celeste en diez partes,

y contar las que están cubiertas, reuniendo para ello, a la vista, las nubes que puedan hallarse dispersas en distintas regiones del cielo; así, cuando no se ve ni una nube, se expresa este estado con el 0; con el 10 un cielo totalmente cubierto, y los diversos grados de nublosidad, con los números intermedios.

El influjo de la nublosidad sobre la temperatura del aire es grandísimo; como el vapor de agua es transparente, deja pasar la luz, pero detiene parcialmente el calor; la acción de las nubes es de igual carácter, pero extraordinariamente más enérgica; así, con cielo nublado, aunque bien se nota la luz del Sol y de la Luna, no se pueden percibir sus discos, y en cuanto a los efectos caloríficos, obran las nubes al modo de los cristales de un invernadero, dejando pasar el calor del Sol hacia la Tierra y deteniendo el que ésta irradia al espacio. Por esta razón, en el invierno, cuando está despejado, baja tanto la temperatura, que se templá con cielo cubierto, ocurriendo en el verano el fenómeno inverso.

Sabemos que las nubes se forman, de un modo casi exclusivo, por las corrientes ascendentes del aire, que transportan a las regiones elevadas de la atmósfera el vapor acuoso, de lo cual se deduce que, las tierras que a una alta temperatura unan gran riqueza de vapor de agua, serán aquellas en que la nublosidad alcance un valor más elevado; y así sucede en efecto, siendo las regiones ecuatoriales del mar, y las costas, de las más nubosas del globo; la dirección del viento influye también de un modo principal en este fenómeno, pues se-

gún que proceda de parajes secos o húmedos, variará la nublosidad de los países a donde se dirija; así, por ejemplo, son las costas de Noruega, de toda Europa, las regiones más nubosas, especialmente en el invierno, mientras que en Suecia, debido a la interposición de los Alpes Escandinavos, baja considerablemente la nublosidad; igual fenómeno, en escala mucho más reducida, ocurre en la Península Ibérica, entre Galicia y la Castilla occidental.

La nublosidad crece en Europa del SE. al NO.; las regiones en que más luce el Sol son Grecia y Sicilia, y una gran parte de España, siendo las más asoleadas de toda Europa las provincias de Alicante y Almería, comparables en este respecto con Palestina.

Para medir en parte la intensidad, y sobre todo la duración de la luz solar directa y eficiente, se usa un instrumento llamado heliofanógrafo, que consiste en una esfera de vidrio de 10 a 12 centímetros de diámetro, colocada sobre un pie y expuesta al sol; en una gran cápsula adecuada, en el lado opuesto del astro, se coloca a la distancia focal de la bola, una tira de papel acartonado, con divisiones que corresponden a las horas del día; concentrados los rayos solares por la bola, queman el papel, y a medida que el Sol va caminando, el trazo quemado indica cuánto tiempo ha lucido con todo esplendor, y si se nubla, también lo acusa el papel, pues no se quema. Otros instrumentos destinados a registrar el mismo fenómeno, no son ustorios como el descrito, sino fotográficos.

Las observaciones efectuadas con el heliofanógrafo han permitido comparar el número de horas de insolación de diversos países, resultando que España, tomada en conjunto, como decimos, es el más asoleado de toda Europa; en Madrid, situado en el centro de la Península, casi a igual distancia de Almería que de Galicia, que son las regiones opuestas en cuanto a la nublosidad, luce el Sol, en promedio, 3,000 horas al año; en Italia algo menos, 2,700; en Alemania poco más de la mitad, 1,700, y en Inglaterra menos de la mitad, o sean 1,400 horas.

La insolación de los lugares indicados en el cuadro siguiente, se expresa en el supuesto de que el número total de horas que el Sol brilla sobre el horizonte de cada uno, sea de ciento, esto es, que se expresa el tanto por ciento de insolación efectiva, en el curso del año.

Insolación de algunas localidades

Madrid	65 por 100	Viena.	38 por 100
Nueva York.	64 —	Petersburgo.	34 —
Foma.	55 —	Dublín.	33 —
Irkoutsh.	50 —	Oxford.	30 —
Padua.	46 —	Hamburgo.	28 —
Montpelier.	46 —	Glasgow.	24 —
Zurich.	42 —	Londres.	23 —
Jersey.	42 —	Ben Nevis (Es	
Bruselas.	40 —	cocia.	16 —
Berlín.	39 —		

La nublosidad presenta un período diurno y otro anuo, siendo el primero algo más difícil de discernir que el segundo, pues en nuestras tierras

todo el mundo sabe que, en el verano, está el tiempo más despejado que en el invierno.

Las nieblas y los estratos son nubes, principalmente, nocturnas y de las primeras horas de la mañana y últimas de la tarde; los cúmulos son nubes de mediodía, pues que deben su existencia a las corrientes ascendentes producidas por el caldeoamiento del suelo, con cuyas manifestaciones tendríamos ya un período de oscilación, si innumerables circunstancias no vinieran a complicar el problema. A pesar de ello, y a pesar también de que las observaciones horarias de las nubes se efectúan en pocos Observatorios, pues para la inscripción automática de estos fenómenos no existen todavía aparatos, se ha conseguido determinar con alguna aproximación, el período diurno de la nublosidad, reduciéndolo a cuatro tipos principales, a saber:

De un máximo a mediodía y de un mínimo por la noche (Madrid). De un máximo por la mañana y un mínimo a mediodía (Los Angeles, en California). De dos máximos, el principal por la mañana, y de dos mínimos, el principal por la tarde (Viena). De dos máximos también, pero el principal a mediodía, y de dos mínimos, el principal por la tarde (Tiflis, Cáucaso).

La oscilación anua de la nublosidad es, asimismo, bastante difícil de fijar, pues varía extraordinariamente en las distintas comarcas del globo; sin embargo, trazando sobre un mapamundi líneas que representen la misma nublosidad, que se llaman *isonefas*, se ve que en septiembre corren casi en el mismo sentido que los paralelos de latitud;

el mes menos nuboso es el de marzo, en el hemisferio boreal, y en Europa es mayor la nublosidad en el otoño y el invierno, que en la primavera y el verano.

g. Lluvia.—Cuando la condensación del vapor acuoso en las capas superiores del aire se produce con rapidez, se forma la lluvia o la nieve, según que la temperatura es superior o inferior a cero grados, dicho de un modo general, pues también ocurre que las gotas de lluvia se conserven en este estado, a saber, líquido, a varios grados bajo cero.

Las gotas de lluvia caen en virtud de su propio peso, con una velocidad media, en sentido vertical, de 5 metros por segundo; cuando el viento las arrastra, puede ser su velocidad mucho mayor. Las gotas son tanto más gruesas, cuanto mayor es la elevación de donde caen y mayor la humedad del aire, pues como su temperatura original es baja, se condensa sobre ellas el vapor que contienen las capas que van atravesando; también en tan largo trayecto se unen varias gotas, para formar una sola. En las montañas se observan estos fenómenos con bastante frecuencia: en lo alto domina sólo una niebla densa; un poco más bajo, la lluvia es fina y polvorienta, y, más abajo aún, llueve con fuerza y con gotas gruesas.

Muchas veces, mirando a lo lejos, se ven las nubes como desgajadas hacia abajo, sin llegar al suelo; en estos casos se produce la lluvia en las regiones altas y las gotas caen; pero al llegar a las capas inferiores, suelen estar éstas tan secas, y poseer una temperatura tan elevada, que las gotas se evaporan y desaparece la lluvia, y sólo se

moja el suelo, cuando al cabo se satura el aire. De esto se deduce que en las montañas debe llover menos que en los valles y llanos, y así ocurre en efecto.

Por mucho tiempo se creyó que, siendo el agua de lluvia producto de la condensación del vapor acuoso, se podría considerar como agua destilada; pero hoy se sabe que, aunque más pura que las de muchas fuentes y manantiales, contiene bastantes substancias en suspensión y disolución, aunque se trate de la lluvia recogida en el mar, a gran distancia de las costas.

La mayor o menor frecuencia de la lluvia se indica por el número de días en que llueve o nieva, y la cantidad de lluvia, por el espesor de la capa de agua que habría sobre el suelo, si éste fuera impermeable y estuviera cercado, en toda la región considerada. Como esto no hay posibilidad de hacerlo, se acude a procedimientos más sencillos, y con tal fin se han inventado unos instrumentos que se llaman *pluviómetros*. Los hay de varios sistemas, pero los más usuales se componen de un embudo metálico, con paredes verticales bastante altas, esto es, de 15 a 20 centímetros, y de un diámetro semejante, cuyo tubo de salida (fig. 17) se abre en una jarrita, metálica también, que sirve para recoger el agua. Para medirla se emplea una probeta graduada de cristal, que indica en milímetros y décimas el espesor de la capa de agua que ha recibido la tierra; si se quiere averiguar el volumen, se consideran los milímetros como litros, pero con relación sólo a cada metro cuadrado de superficie.

El pluviómetro debe colocarse en un lugar bien descubierto, en un poste, cosa de 1 metro o 1'50 metros de altura sobre el suelo, lejos de edificios y árboles; sólo en casos de absoluta necesidad, deben disponerse en los techos de las casas, pues en estas condiciones, a causa de los remolinos que produce el viento, se recoge menos lluvia de la que en realidad cae sobre la tierra.

Las lecturas suelen hacerse, por regla general, una vez al día, a la hora de la observación de la mañana, cuando se preparan los termómetros de máxima y mínima; pero en períodos de tormentas conviene medir la lluvia inmediatamente después de terminar el aguacero, para darse cuenta de su importancia.

Hay también pluviómetros registradores, que escriben en una hoja de papel las cantidades de lluvia y la hora de su caída, lo cual permite con mayor facilidad, fijar el período diurno de la precipitación, que varía considerablemente, según los países y las estaciones, pues en unos llueve más por la mañana, y en otros por la tarde y noche.

La cantidad de lluvia que cae habitualmente en

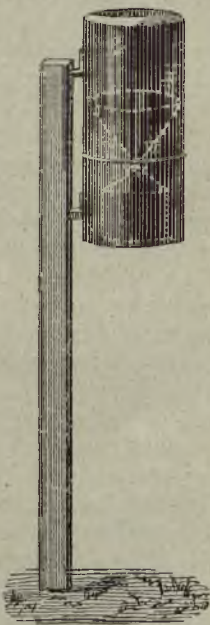


Fig. 17. — Pluviómetro.

una comarca, depende de muchas circunstancias, entre las cuales han de contarse como principales, su latitud geográfica, la proximidad y dirección en que se encuentren las cordilleras, los vientos dominantes y su situación marítima o continental. La lluvia decrece del ecuador hacia los polos; en los trópicos llueve mucho más que en las zonas templadas, lo cual depende de lo poderosas que allí son las corrientes ascendentes, que tanto más vapor acuoso condensan, cuanto mayor es la humedad en la superficie del suelo y mayor la altura a que ascienden.

La violencia de los aguaceros en las Indias orientales y occidentales es bien conocida; la lluvia no cae en gotas, sino en hilos, y aun en masas. Cuenta el famoso corsario y casi pirata, Dampier, a quien tan exactas observaciones debe la Ciencia, que desembarcando casualmente en una isla, trataron de tomar chocolate, y que era tal el ímpetu con que caía la lluvia, que no tenían tiempo de llevarse las calabacitas a los labios, sin que se llenasen hasta la mitad de agua, echando a perder el sabroso alimento.

Los habitantes de las zonas templadas, apenas podemos formarnos idea de la cantidad de lluvia que en los trópicos, cae en breve tiempo. En el Indostán hay parajes donde se han recogido 500 mm. en 24 horas, y en la misma región se midieron, el 14 de junio de 1876, nada menos que 1,040 mm. en el mismo espacio de tiempo; esto es, que allí cae en un día tanta lluvia, como en Galicia en un año.

El influjo de las montañas sobre la precipita-

ción es también manifiesto, y tan importante que, en una misma región, separada por una cordillera, puede llover considerablemente más en la parte anterior, que en la posterior, según sea la dirección de los vientos dominantes. Al chocar el aire contra las montañas, se ve obligado a subir, y al llegar a cierta altura, su enfriamiento, producido por las causas que ya conocemos, condensa y precipita el vapor acuoso; así ocurre que, regiones casi desiertas y privadas de lluvia en el llano, ofrecen una abundante vegetación en las laderas de las montañas. Y por la misma razón, las comarcas situadas a barlovento de las cordilleras, esto es, del lado de donde sopla el viento, reciben más lluvia que las de la vertiente opuesta, o de sotavento. Nuestra Península ofrece varios ejemplos de esta clase, siendo de los más característicos el de la provincia de León.

La mayor o menor proximidad al mar también es de importancia; en las costas, de un modo general, llueve más que tierra adentro. En Europa, casi todas las lluvias provienen del Atlántico; así que las costas y regiones del O. son más lluviosas que las situadas hacia el E.; en Noruega llueve más que en Suecia, en Portugal más que en España, y en Galicia más que en el centro y el litoral del Mediterráneo.

El reparto de la lluvia en España es muy irregular, lo que se debe a muy diversas causas, entre las que se deben mencionar su posición geográfica, su altitud media y sus numerosas y elevadas cordilleras.

En el cuadro siguiente se consignan las canti-

dades de lluvia que, por término medio, caen en las localidades que se expresan, debiéndose advertir que estos datos son sólo aproximados:

Distribución de la lluvia en España

LOCALIDADES	Milím. de lluvia anual	LOCALIDADES	Milím. de lluvia anual
La Guardia (Pontev. ^a)	1450	Pamplona.	520
Santiago.	1400	Badajoz.	490
San Sebastián.	1250	Alicante.	400
Vigo.	1230	Córdoba.	400
Bilbao.	1120	Madrid.	490
Gerona.	1040	Castellón.	470
Oviedo.	900	Segovia.	470
El Escorial.	820	Soria.	460
Jaén.	780	Albacete.	460
Cáceres.	760	Barcelona.	460
La Coruña.	680	Murcia.	440
Orense.	650	Cartagena.	440
Lurgos.	600	León.	420
Cazorla.	590	Teruel.	370
Valencia.	590	Huesca.	360
Málaga.	580	Archidona.	350
Cádiz.	570	Zaragoza.	330
San Fernando.	570	Valladolid.	320
Granada.	540	Almería.	310
Ciudad Real.	540	Salamanca.	280
Sevilla.	540	Palencia.	220

La lluvia cae en proporciones muy irregulares según las localidades y la época del año; puntos hay en los que llueve todos los días; en otros, las lluvias coinciden con la estación invernal, transcurriendo los meses de verano sin que la tierra reciba ni una gota de agua. En algunas regiones de la América del Sur, sólo llueve cada cuatro

o seis años, y para eso en muy pequeña cantidad. A corta distancia de comarcas lluviosas, hay otras relativamente secas, pues, como hemos dicho, las condiciones locales ejercen un influjo decisivo en la producción del fenómeno, no sólo en los países montañosos, sino hasta en los llanos.

La zona tórrida es la más lluviosa del globo, principalmente en el Atlántico, en la faja de las calmas ecuatoriales, donde a consecuencia de la interrupción de los vientos alisios y del doble movimiento del Sol hacia el hemisferio boreal y luego al austral, se producen dos estaciones de lluvias máximas en el curso del año, hecho observado ya por Dampier, que lo describe en los términos siguientes: "En la zona tórrida, cuanto más se aleja el Sol, tanto más seco está el aire; a proporción que se acerca, se cubre el cielo de nubes y comienza la época de las lluvias, pues éstas siguen al Sol; a ambos lados del ecuador empiezan poco después del equinoccio, y duran hasta que vuelve el astro. Al Norte del ecuador, la estación de las lluvias se establece en abril y mayo, y dura hasta septiembre u octubre; y la seca en noviembre o diciembre, para terminar en abril o mayo. En las latitudes australes cambian las estaciones en los mismos meses, pero con la diferencia de que, en este caso, los meses secos corresponden a los lluviosos del otro hemisferio, y viceversa."

En las inmediaciones de los trópicos hay dos fajas o zonas de escasas lluvias; la de nuestro hemisferio, parte del Atlántico, se dirige al Este, cruza el Africa, penetra en Asia, pasa el Amur y se ensancha hacia el Norte, alcanzando la latitud

de los 50° y produciendo los grandes desiertos africanos y asiáticos; la rama occidental pasa por el Sur de los Estados Unidos y se une a la zona seca del Pacífico.

La faja del hemisferio austral, corre con toda regularidad por el mar, y pasa por Africa y Australia.

Al Norte de esta zona en el hemisferio boreal, y al Sur en el austral, se encuentran las llamadas zonas de lluvias subtropicales, que sobre el mar se extienden hasta los 40° de latitud, y en tierra comprenden la parte septentrional de Africa, mediodía de España, Italia Central y del Sur, Grecia, Turquía, Palestina, Mesopotamia, Persia, etc. En todas estas regiones llueve muy poco en el verano y la estación húmeda corresponde al invierno.

Más al Norte todavía, vienen las regiones sin época determinada lluviosa, a saber, aquellas en que llueve durante todos los meses del año, lo que depende del predominio de los vientos húmedos procedentes del Atlántico; entre los países en que llueve más tiempo, pertenecientes a esta región, merecen citarse las Islas Británicas y Noruega.

h. Nieve.—Sabemos ya que, cuando la condensación del vapor acuoso atmosférico se verifica a temperaturas inferiores a 0°, la precipitación no tiene lugar en forma líquida, sino sólida, produciéndose en estas circunstancias la caída de la nieve. Así como la lluvia cae en gotas más o menos gruesas, la nieve cae en copos más o menos grandes, los que, examinados con el microscopio, presentan una estructura cristalina; las formas de los cristales son variadísimas, pero en general se presentan como estrellas de seis puntas o prismas

exagonales, y más raras veces con tres puntas. En la fig. 18 se reproducen las figuras que más comúnmente se observan, pero sus variedades son infinitas : el marino ballenero Scoresby, a quien se



Fig. 18. — Cristales de nieve.

deben tan importantes observaciones de las regiones polares, dividía en cinco secciones principales, las figuras que presentaban los cristales de nieve.

Con tiempo revuelto de vientos fuertes y arremolinados, no cristaliza la nieve con regularidad, y los copos que llegan al suelo consisten, únicamente, en agujas de hielo agrupadas, pero sin estructura cristalina.

La blancura que presenta una superficie nevada, es extraordinaria, y no se concibe que haya ningún cuerpo más blanco, esto es, ningún cuerpo que refleje mayor cantidad de rayos luminosos. Sin embargo, en las grietas y en los agujeros profundos, toma la nieve un hermoso color azulado-verdoso, lo que se atribuye a que cierta parte se ha fundido, pasando al estado líquido.

La nieve caída se mide por el espesor que ofrece sobre el suelo, expresándolo en centímetros, y también derritiendo la recogida en el pluviómetro y midiéndola en la probeta, como si fuera lluvia. La relación entre la altura de la capa de agua y la de nieve es variable: unos la estiman en un décimo, esto es, que si en el suelo el espesor de la capa de hielo es de 10 centímetros, el agua que produciría su fusión sería igual a 1 centímetro.

Los ingleses cuentan 1 pulgada de agua por 1 pie de nieve.

En las regiones tropicales, al nivel del mar, es completamente desconocida la nieve; así, los negros del centro de África dijeron a Stanley que la nevada montaña Ruwenzori, estaba cubierta de metal blanco; fuera de los trópicos hay también muchas regiones en las que nunca nieva, como en las costas meridionales de la Península Ibérica, en las de Marruecos, Argelia, etc.

En cambio hay comarcas en las que la nieve no desaparece, ni aun en el rigor del verano, y por eso se llaman de nieves perpetuas; en las zonas templadas se hallan limitadas a las altas montañas, donde la temperatura no se eleva lo suficiente en el verano, para derretir y evaporar toda la nie-

ve caída durante el invierno; en la zona tórrida hay montañas tan elevadas, lo mismo en Africa que en América que permanecen perpetuamente nevadas; en las zonas frías y en las polares, el límite inferior de las nieves perpetuas va acercándose al nivel del mar, hasta confundirse con él. En el cuadro siguiente se indica la altitud de la línea de las nieves perpetuas, para varios puntos de ambos hemisferios.

Límite de las nieves perpetuas

LUGARES	Latitud	Altitud de la nieve
		<i>metros</i>
Islas Spitzberg.	77° Norte	457
Groenlandia oriental.	74° "	1000
Alpes Escandinavos.	67° "	1200
Costa occidental de la América del Norte.	61° "	1645
Montañas Pedregosas.	52° "	2625
Altai.	50° "	2600
Alpes Suizos.	46° "	2600
Cáucaso.	44° "	3300
Pirineos.	42° "	2730
Ararat.	39° 1/2 "	4370
Etna.	37° 1/2 "	2905
Sierra Nevada (España).	37° "	3450
Himalaya.	28° "	5300
Méjico.	19° "	4500
Sierra Nevada (América).	8° "	4550
Quito.	0° "	4818
Cotopaxi.	1° Sur	4627
Volcán de Puracé.	2° "	4688
Andes de Bolivia.	16° "	5230
Id. del Perú.	20° "	5750
Id. de Chile.	40° "	1710
Tierra del Fuego.	54° "	1200
Islas Orkney.	61° "	0

La acumulación de la nieve en las montañas tiene también un límite y su espesor no crece de un modo indefinido, pues constantemente se va deslizando, en virtud de su propio peso, por las gargantas y valles, constituyendo los glaciares, que andan, aunque muy lentamente, a modo de ríos; cuando, como en las regiones polares, desembocan en el mar, se desprenden grandes masas de hielo, que forman las bancas flotantes, de dimensiones enormes, las cuales, arrastradas por los vientos y las corrientes, llegan a veces a latitudes muy bajas, donde la elevación de la temperatura las derrite.

La precipitación del vapor acuoso en forma de nieve, como debida a la baja temperatura, es fenómeno que se produce sólo en el invierno, hablando en general, pues únicamente en algunas ocasiones, nieva durante el verano en la cima de las montañas elevadas.

La nieve pudiera producirse por medios artificiales, si en ello hubiera interés. Se cuenta que, en un baile celebrado en Rusia, el excesivo calor que había en los salones, indispuso a varias señoras; se abrieron las ventanas para renovar el aire, que en el exterior estaba a muchos grados bajo cero, y, al penetrar en las salas, precipitó el vapor de agua, produciendo una nevada, con gran asombro de los circunstantes.

i. Granizo y Piedra.—Otra forma de la precipitación es el granizo; como su nombre indica, se componen estos cuerpos de unos granos o pequeñas esferas irregulares de hielo y nieve, de diverso grado de dureza; constan, por lo común, de un núcleo rodeado de varias capas de hielo

transparente y opaco. La piedra no difiere del granizo más que por el tamaño, que a veces es enorme, causando inmensos daños a los agricultores, sobre todo si está dotada de gran velocidad. En un pedrisco que cayó en Inglaterra en 1809, medían las piedras más de un pulgada de diámetro y salían de la nube casi horizontalmente, y con tal fuerza, que hacían en los cristales agujeros como de balas. Los granizos y piedras que cayeron en Madrid el 9 de junio de 1899, cubrieron el suelo con una capa que medía más de 50 centímetros y el peso de algunas piedras pasó de 200 gramos.

En Natal (Africa meridional) cayó en época reciente un pedrisco horroroso; las piedras pesaron más de 700 gramos, perforando las cubiertas de hierro ondulado de los tinglados y cobertizos, como si fueran de papel.

Graniza en casi todas las comarcas de la Tierra, excepto en las polares, aunque más frecuentemente en la zona templada, que en la tórrida, y en todas las altitudes, pues se tienen observaciones efectuadas en el Monte Blanco, el Cotopaxi y el Antirana (5,800 metros).

Para explicar la formación del granizo se han emitido varias teorías, y ninguna satisfactoria. según que se ha ido progresando en el estudio de la atmósfera. La última que circula, aunque sin completa aceptación, es la que pudiéramos llamar de los remolinos horizontales; se funda en hechos casi demostrados y en puras especulaciones. Sabido es, por ejemplo, que en virtud de la ley del decrecimiento de la temperatura con la altitud, en ciertas circunstancias puede haber una diferencia de 50°

entre la temperatura del aire al nivel del suelo y la de una nube situada a 500 metros de altura; se sabe también, por experimentos de laboratorio, que las gotas de agua pueden permanecer líquidas y en estado de superfundión, a temperaturas muy inferiores a 0° , bastando entonces la menor conmoción, el menor choque, para que se solidifiquen y se hielen; en el mismo momento en que cambian de estado, absorben una notable cantidad de calor, v. gr. de -10° ó -15° a 0° . Las nubes donde se genera el granizo, pertenecen a la clase llamada cúmulonimbo, y son de espesor considerable, pues de la base al vértice se cuentan varios cientos de metros, y ocurre, por tanto, que las temperaturas de estas regiones opuestas, presentan diferencias muy importantes; y así puede ocurrir que, en la misma nube, existan gotas líquidas superfundidas y cristales de hielo que, mezclándose, originen el granizo. Para que esta mezcla se efectúe, es necesario que los núcleos de hielo suban y bajen, pasando de la zona más fría a aquella en que la temperatura es relativamente elevada, y viceversa. Se supone, pues, que en algunos lugares de la nube existen remolinos de eje horizontal, producidos por las corrientes aéreas ascendentes que parten de la superficie caldeada del suelo; algunos observadores afirman que han notado este movimiento giratorio. Admitiendo el hecho, no es tan difícil de explicar la formación del granizo, y aun de la piedra pequeña; pero no basta para hacer comprender, cómo se sostienen en el aire tanto tiempo, las enormes piedras de estructura perfectamente regular y geométrica, que a veces caen de

las nubes, y que más bien parecen proceder de la cristalización tranquila de una disolución concentrada, que generarse en los movimientos desordenados de las corrientes aéreas de las tormentas, pues las granizadas van siempre acompañadas de manifestaciones eléctricas.

Los daños que los pedriscos causan a la agricultura, se cuentan por millones de pesetas; así que se ha procurado hallar algún medio de protección contra este azote, pero sin resultado. Actualmente se están efectuando, más que experimentos, verdaderas campañas en el N. de Italia y en Francia, con morteretes especiales provistos de un gran embudo, colocados verticalmente y que se disparan con pólvora sola, al aproximarse las nubes que pudieran producir el granizo, fáciles de conocer por su aspecto. Este bombardeo aéreo cuenta con partidarios ardientes y entusiastas, y en Italia pasan de 2,000 los morteros que hay en actividad, pero los hombres científicos distan mucho de hallarse convencidos de la eficacia del procedimiento.

CAPITULO VI

EL MOVIMIENTO DEL AIRE

Las partículas de los gases, aun de los más pesados como el aire, están dotadas de gran movilidad, y conservan difícilmente su estado de equilibrio, bastando la más pequeña causa interna o externa para perturbarlo; una ligera variación de la temperatura, un cambio apenas sensible en la presión atmosférica, la corriente de un río, la elevación o descenso de las aguas del mar, la caída de un alud, son suficientes para conmover el aire y hacer que se ponga en movimiento. Este movimiento, esta perturbación del estado de reposo del aire es lo que se llama viento.

La principal causa productora del viento es el calor, que obra indirectamente por medio de la presión atmosférica, y el aire se mueve de las zonas de mayor altura barométrica, hacia las de presión más baja, en sentido sensiblemente paralelo a la superficie terrestre; pues aunque, como hemos visto, se producen en la masa atmosférica corrientes que suben y bajan, por ser muy débiles

de una parte, y de difícil observación de otra, como viento sólo se considera el que sopla en sentido sensiblemente horizontal.

Que el aire esté en absoluta tranquilidad, es hasta cierto punto raro, y pocas veces se ve subir sin inclinarse a un lado ni a otro, el humo de las chimeneas, ni dejan de temblar las hojas de la cima, al menos del chopo lombardo, ni se presenta la superficie del mar o de un lago, como una balsa de aceite. Hay regiones, sin embargo, donde los vientos apenas se conocen, como en la meseta de Cachemira, que, rodeada por todas partes de altísimas montañas, goza de calma completa, sin que llegue a penetrar en ella, el influjo del tiempo que reina en las comarcas vecinas.

En el estudio del viento hay que considerar, ante todo, su dirección y su velocidad, o la fuerza que ejerce contra los obstáculos que se le presentan.

I. La dirección del viento. — Los vientos toman su nombre del que tiene el punto del horizonte desde donde parece que soplan; en tierra se emplean, por lo general, 16 direcciones; los marinos admiten el doble, o sean 32, número de rumbos de la aguja de marear; así, viento norte es el que sopla del polo septentrional hacia al meridional; viento este, el que sopla de oriente hacia occidente, etc. Los cuatro vientos principales corresponden a los puntos cardinales norte, sur este y oeste; los laterales, a los rumbos nordeste, sudeste, sudoeste y noroeste (véase la fig. 19); y los colaterales, a las direcciones intermedias de los anteriores, a saber: nornordeste, esnordeste,

essudeste, sursudeste, sursudoeste, oessudoeste, oesnoroeste y nornoroeste. Después de esta serie, introducen todavía los marinos las cuartas.

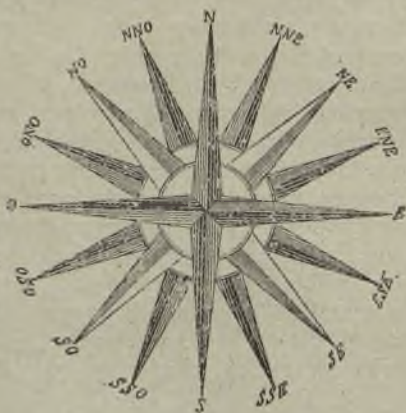


Fig. 19. — Rosa de los vientos.

Además de estos nombres, que pudiéramos llamar científicos, o de posición, tienen algunos vientos, tanto en tierra como en el mar, otros vulgares; por ejemplo, el SE. se llama en todo el Mediterráneo *leveche*; tanto en las costas del Mediterráneo como del Atlántico, a los vientos que soplan del E. y del O. se les designa, respectivamente, con los nombres de levante y poniente, refiriéndose a los puntos del horizonte por donde sale y se pone el Sol; estas denominaciones tam-

bién se usan en tierra, juntamente con las de *cierzo* para el N., *ábrego* para el SO., etc.

Para indicar la dirección del viento sirven las veletas, o anemoscopios tan comunes hoy día, pero no así en la Edad Media, pues indicando nobleza, no les estaba permitido su uso o exhibición, más que a los nobles. La veleta es el aparato meteorológico más antiguo que se conoce, pues en Atenas se conserva todavía un monumento de carácter arquitectónico, llamado la *Torre de los Vientos*, que fué edificado un siglo antes de J. C.

Cualquier objeto ligero suspendido al aire libre, como una cinta negra, v. gr., puede servir de veleta; pero mejor es, naturalmente, construir para el caso un instrumento adecuado.

La condición principal que debe llenar una veleta es la de hallarse bien equilibrada respecto de su punto de suspensión; también debe estar su eje perfectamente vertical. En la fig. 20 se representa un modelo de veleta de uso muy extendido en la

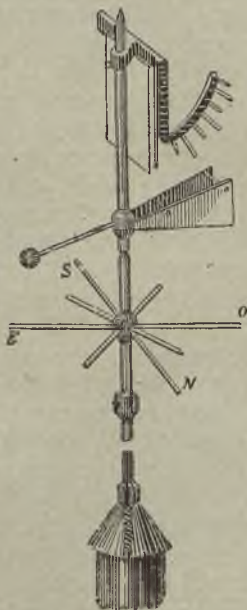


Fig. 20. — Anemómetro.

Europa central, que lleva también un mecanismo para medir la fuerza del viento, del que trataremos dentro de poco. El aparato se compone de una percha de madera de longitud arbitraria, en la que se afirma una barra de hierro vertical, con una cruz de ocho brazos, N., S., E., O., etc., que sirve para indicar las principales direcciones de la rosa. Encima va la veleta, de chapa de hierro o de zinc en forma de cuña, y en la flecha lleva una bola que le sirve de contrapeso; esta bola es la que indica la dirección del viento, pues apunta siempre hacia el punto del horizonte de donde sopla. Se da a las alas de la veleta la forma indicada, aunque le quita sensibilidad, para evitar, en parte, las oscilaciones demasiado rápidas que sufre a la menor inflexión que experimenta el viento; para ello conviene también que la veleta sea cuanto más larga, mejor.

Como ocurre con el mayor número de los instrumentos meteorológicos, es difícil hallar una exposición favorable para las veletas, pues deben hallarse libres de todos los obstáculos que puedan modificar la acción del viento, lo cual no se consigue casi nunca en una ciudad; el humo de las altas chimeneas fabriles indica con gran exactitud la dirección del viento.

Las nubes sirven también de veletas para las altas regiones del aire, y recientemente se utilizan con el mismo objeto las cometas y los globos sondas; pero estas observaciones son siempre eventuales. Con gran frecuencia la dirección del viento es diferente en la superficie terrestre y en la atmósfera a distintas alturas, lo que está relacionado con la distribución en sentido vertical de los prin-

cipales elementos meteorológicos, como la presión barométrica, la temperatura y el vapor de agua.

Para determinar el régimen de los vientos en una localidad, se anota la dirección de cada uno de ellos, en las horas de observación, o si se tiene una veleta registradora o anemógrafo, se averigua el número de horas que en el mes, o en el año

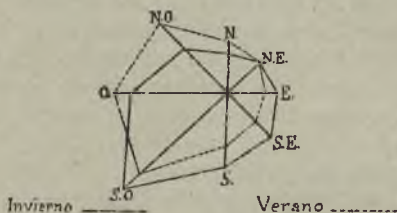


Fig. 21. — Rosa de los vientos de la Europa occidental.

ha soplado cada viento, y con estos datos se traza una figura como la 21, que representa la distribución de los vientos en la Europa occidental, en verano y en invierno, la cual habla a la vista de un modo mucho más expresivo que todos los números, y en ella se ve que el viento dominante en Europa, durante el año, es el sudoeste.

II. **Vientos constantes.** — A ambos lados del Ecuador, en extensión de unos cuantos grados y todo alrededor de la tierra, pero especialmente en los océanos, son los vientos raros, débiles e inconstantes; esta zona es la que se llama de las calmas ecuatoriales.

Al N. y al S. de ella, hasta las 30° de latitud, en cada hemisferio, soplan unos vientos de carácter constante, que se llaman alisios. Los de nuestro hemisferio proceden del NE., y los del hemisferio austral, del SE.

De la existencia de los alisios del NE. se tenía alguna idea, por los marinos que frecuentaban los parajes de las islas Canarias y Cabo Verde, y que se aventuraban hasta la costa de Guinea; pero su verdadero descubrimiento se debe a Cristóbal Colón, que los siguió durante mucho tiempo, pues eran favorables para su rumbo, con terror de sus compañeros de viaje, que temían, con razón, que vientos tan persistentes eran buenos para ir, pero malos para volver.

En el Pacífico soplan con tal regularidad y constancia, que de Acapulco, en la costa de Méjico, a las Filipinas, podía hacerse el viaje, según Varenio, mareando las velas, trincando la caña del timón y echándose a dormir.

La teoría de estos vientos se debe al astrónomo inglés Halley, quien estableció sus primeros fundamentos, que trabajos posteriores han modificado y perfeccionado.

En el llamado Ecuador térmico del globo, que es donde mayor temperatura alcanza normalmente el suelo, se calienta el aire que sobre él insiste y se eleva hasta llegar a cierta altura, y al enfriarse, aumenta de densidad y tiende a bajar, pero no pudiendo hacerlo en sentido vertical, se derrama hacia el N. y hacia el S.; estas masas de aire adicional comprimen las capas inferiores, obligándolas a ponerse en movimiento; se dirigen

a la región de menor presión, que es la ecuatorial, donde es más rápida la corriente ascendente; pero en virtud de la rotación de la Tierra, su dirección primitiva, que sin esta causa sería de N. a S., en nuestro hemisferio, y de S. a N. en el austral, se modifica, cambiándose en corrientes del NE. y del SE., que constituyen los vientos alisios en la superficie del suelo; en las regiones superiores dominan otras corrientes opuestas, que se llaman los contraalisios, cuya existencia se demuestra por la dirección de las nubes y por la caída, en las Antillas, de cenizas procedentes de volcanes de la América Central.

Por la comodidad con que se navegaba en la región de los alisios, le dieron los marinos españoles el nombre de “Golfo de las Damas”, a diferencia del “Golfo de las Yeguas”, situado mucho más al N., donde los vientos eran más mudables y los mares más recios, pero que se veían forzados a cruzar para volver a Europa.

III. **Vientos periódicos.** — Los más importantes son los llamados *monzones*, que soplan durante seis meses, aproximadamente, en un sentido, y durante seis meses en el opuesto; estos vientos dominan en el S. y el E. del continente asiático y en las costas de Africa y Australia. Son producidos por el desigual caldeamiento de la tierra y el mar, en las dos estaciones extremas del año. En el verano está la tierra más caliente que el mar y sobre ella se forman las corrientes ascendentes, que del modo que, ya tenemos explicado, se extienden al llegar a gran altura, y pasando sobre las capas inferiores, hacen que se dirijan

hacia el foco de enrarecimiento. En el invierno conserva el mar una temperatura relativamente elevada, al paso que el continente se enfría de un modo extraordinario y se produce el fenómeno inverso, dirigiéndose el aire denso de tierra hacia el mar, por la mayor presión que sufre a causa de las masas de aire superiores, procedentes de la región cálida, que ahora es la de las aguas.

La existencia de las monzones del Océano Indico es conocida desde muy antiguo, y ya en tiempos de Alejandro Magno, o poco después, las utilizaban los marinos árabes que traficaban con la India; más de cien buques salían todos los años, que desde el estrecho de Bab-el-Mandeb, se engolfaban en alta mar, dirigiéndose hacia el E., sin ver la costa, de la que se alejaban muchas leguas, para recalar en Muziris, Calicut y otros puertos. Cuando cambiaba la dirección del viento, en los meses de diciembre y enero, regresaban a su país cargados con los ricos productos de la India. La rotación de la Tierra influye también sobre las monzones, como influye sobre todo lo que se mueve en la superficie del globo, y las hace desviarse de su dirección original, así que soplan, la monzón de tierra o de invierno, del NE., y así se llama, y la de verano, que sopla del mar, monzón del SO.

Fenómenos iguales a los de las monzones se producen en muchas costas y mares, pero son menos aparentes, porque los perturban una porción de causas secundarias. Así, nuestra Península viene a desempeñar, en pequeño, el papel del continente asiático, con sus elevadas mesetas y cordi-

lleras; en el invierno, el viento sale de tierra hacia el mar, y lo contrario ocurre en el verano; en la costa del Atlántico es menos perceptible el fenómeno que en la del Mediterráneo. También presentan monzones los mares interiores, como el Negro y el Caspio; y aun las comarcas frías inmediatas al Océano Atlántico, tanto en las costas de Europa como en las de América, muestran el gran influjo que ejercen las masas continentales, por sus grandes diferencias de temperatura, sobre la dirección resultante del viento. En la estación fría de Europa, por ejemplo, sopla el viento en las costas, más del SO., y en el verano, más bien del O. o del NO. Lo inverso sucede en los Estados Unidos: allí dominan en el verano los vientos del SO. y en el invierno los del NO.; ésta es una de las causas de que las estaciones extremas sean más soportables en el O. y NO. de Europa, que en iguales latitudes de la América del Norte.

Otros vientos periódicos son los terrales y virazonas, y las brisas de los montes, que los campesinos llaman mareas.

Las causas que los originan son las mismas que las de las monzones, sólo que el período, en vez de ser semestral, no dura más que el tiempo que el Sol luce sobre el horizonte.

Por la mañana temprano, en las costas hay calma, o vientos flojos de dirección variable, que los marinos llaman ventolinas; esto es lo general. A medida que el Sol va subiendo y la tierra se calienta, empieza el proceso de dilatación y ascensión de las capas de aire y su derrame, en las regiones superiores hacia el mar, aumento de pre-

sión en éste, y movimiento del aire inferior hacia la costa, que va creciendo en intensidad, hasta que la brisa del mar o virazón queda establecida, a las pocas horas de haber salido el Sol. Este fenómeno fué perfectamente observado y comprendido por Dampier, sin que los meteorólogos, durante dos siglos, se penetrasen de la exactitud de las observaciones del discreto corsario.

Por la noche conserva el mar, en virtud de la gran capacidad calorífica del agua, casi la misma temperatura que alcanzó durante el día, y el aire que sobre él se apoya está, por consiguiente, más caliente que el de tierra, que por irradiación ha perdido mucha parte del calor almacenado durante el día, y por esa causa, aumentando la presión, se dirigen las masas de aire hacia el mar y se establece el terral, que tan útiles servicios presta a la navegación de cabotaje.

La acción del terral cesa a corta distancia, relativamente, de la costa; pero la virazón penetra muchos kilómetros tierra adentro, y en muchas comarcas es conocida con el nombre de marea.

Una tercera clase de vientos periódicos corresponde a las llamadas brisas de montañas. Cuando las condiciones atmosféricas son normales, se dirige el aire, durante el día, desde el valle o llanura, hacia las montañas, verificándose por la noche el fenómeno inverso. Su explicación, aunque algo más complicada que la de los terrales y virazones, en el fondo viene a ser igual a la de éstos.

IV. Vientos variables. — Aunque en todas las zonas del globo hay vientos variables, pues ni los constantes, ni los periódicos soplan de un modo

tan continuo, que no dejen lugar a algunos cambios de dirección, lo cierto es que los vientos variables corresponden, propiamente, a las zonas templadas. Con ese nombre no se quiere decir que soplen de un modo irregular y sin sujetarse a ninguna ley, suposición absurda, sino solamente que carecen de periodicidad, como carece la causa que los engendra, que es la mudanza de los centros de altas y bajas presiones atmosféricas, asunto que trataremos más adelante.

A mediados del siglo XIX, cuando la Meteorología no contaba aún con el auxilio del telégrafo eléctrico, se trataba de averiguar la causa que producía los trastornos atmosféricos, de cualquier clase que fueran, por el método de los promedios. Un famoso meteorologista alemán, Dove, cuyos inmensos trabajos van destruyéndolos poco a poco las investigaciones modernas, trataba de explicar los accidentes climatológicos, suponiendo que todos los vientos se originaban de los alisios y contraalisios, que él llamaba corriente polar y corriente ecuatorial, denominación que subsiste todavía y es usada por todos los hombres científicos, menos por los meteorologistas, corrientes que se acercaban al suelo o se elevaban, según las circunstancias.

Calculó para muchos lugares de Europa las variaciones que presentaban los diversos elementos meteorológicos, según el rumbo de donde soplaba el viento, y dedujo que, en general, el barómetro estaba más bajo y el termómetro más alto, con los vientos del SO., y que ocurría precisamente lo contrario, esto es, que la presión era mayor

y la temperatura más baja, con los vientos del cuadrante opuesto, o sean los del NE. Y aunque esto es cierto, por lo general, no depende de las oscilaciones de las imaginarias corrientes polar y ecuatorial que suponía Dove, sino, como acabamos de decir, de los movimientos de traslación sobre la superficie del globo, de los centros de altas y bajas presiones, y según el sentido en que caminen, así soplarán los vientos de uno u otro cuadrante.

De un gran número de observaciones efectuadas hasta estos últimos años, se han obtenido los datos necesarios para formar los cuadros siguientes, sobre la frecuencia de los vientos, en parte de la zona templada del hemisferio boreal:

Frecuencia media del viento; tanto por ciento

	INVIERNO							
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SO.	O.	NO.
Europa occidental . . .	6	8	9	11	13	25	17	11
Asia oriental	12	7	6	4	4	9	24	34
Norte América oriental.	12	11	6	7	9	15	15	25

	VERANO							
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SO.	O.	NO.
Europa occidental . . .	9	8	7	7	10	22	21	17
Asia oriental	7	9	17	22	16	10	9	10
Norte América oriental.	8	9	7	10	17	23	12	14

Estos cuadros nos demuestran que en la Europa occidental dominan en el invierno los vientos del SO., y en los Estados Unidos, por las regiones vecinas del Atlántico, los del NO. En el verano aun predominan en Europa los vientos del

SO. y del O., seguidos por el NO. En el extremo oriente, en la estación cálida, dominan los vientos del SO., y en el invierno los del NO., con marcada ventaja sobre todos los demás.

V. **La velocidad del viento.** — Las personas que mayor uso hacen del viento, como los marinos y los molineros, estiman su fuerza de un modo arbitrario y que la experiencia les enseña, pero no se valen de ningún instrumento; éstos los emplean exclusivamente los meteorologistas, y en casos excepcionales, los ingenieros encargados de alguna obra extraordinaria.

Los aparatos destinados a determinar, bien la velocidad, bien la fuerza del viento, se llaman anemómetros; los de la primera clase consisten, por lo común, en un molinete que gira, y los de la segunda, en un peso u obstáculo, que se separa de su posición de reposo.

En la parte superior de la fig. 20, pág. 107, se representa un anemómetro de presión, destinado a medir la fuerza del viento, colocado sobre el anemoscopio o veleta, que sirve para orientarlo. Se compone de una placa metálica sostenida por su canto superior con dos tornillos, que sirven de eje, en un bastidor metálico también; el bastidor lleva un arco con ocho pernos o clavillos radiales, que indican el ángulo que forma la placa con la vertical, según que el viento obra sobre ella, con más o menos fuerza. En el clavillo 1, la placa está en reposo, y por lo tanto el ángulo es 0; en el 2º, el ángulo es de 4 grados; en el 3º, de 15 grados, en el 4º de 31 grados y en el 8º de 80 grados. De estos ángulos se deduce la presión, que se expresa en kilogramos por metro cuadrado,

o si se quiere, también puede obtenerse la velocidad del viento en metros por segundo. Este anemómetro se emplea mucho en toda la Europa Central y en Prusia; pero en España es poco conocido, pues el que se usa, casi exclusivamente, es el de Robinson.

Se compone de una cruceta de alambre grueso de hierro (fig. 22) que lleva en el extremo de cada brazo una especie de cazoleta o hemisferio hueco,



Fig. 22. — Anemómetro de Robinson.

de cobre, cuyas bocas están dirigidas en el mismo sentido; en el centro de la cruz va un eje vertical que se prolonga hacia abajo, hasta una cajita donde está el rodaje, que sirve, por medio de una multiplicación conveniente, para indicar en metros el espacio recorrido por el viento, deducido del número de vueltas que ha dado el molinete; según numerosos experimentos efectuados con el mayor esmero, la longitud de la circunferencia descrita por el centro de una de las cazoletas, multiplicada por el factor 2,2, da la velocidad del viento, y con arreglo a esta fórmula se calculan el radio de la cruz, y el número de ruedas y dientes de cada

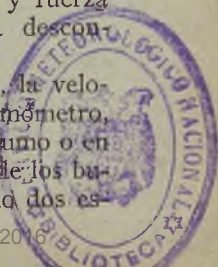
una, que ha de llevar el aparato, de tal modo, que cada rueda ande con una velocidad diez veces menor que la anterior; las observaciones se efectúan poniendo el instrumento en 0, y anotando el instante en que se le deja en libertad de funcionar; al cabo del período de tiempo elegido, que puede ser de una o más horas, o de un día, se lee lo que señala el cuadrante, y esto es lo que el viento ha recorrido en el intervalo.

Este instrumento no indica las rachas violentas de viento, como el de péndulo que hemos descrito anteriormente; pero en cambio marca los kilómetros de viento que han pasado por el lugar de observación, dato más importante para los fines climatológicos.

Los anemómetros, como las veletas, exigen, para funcionar de un modo regular, una exposición completamente libre de toda clase de obstáculos, lo que difícilmente puede conseguirse en el campo y mucho menos en la ciudad. Los árboles, los bosques y colinas, aunque estén distantes, la orientación del terreno, y aun el mismo edificio donde esté instalado el instrumento, falsean sus indicaciones.

Los instrumentos son también defectuosos y difícilmente comparables unos con otros; así que, todas las cifras relativas a la velocidad y fuerza del viento, deben acogerse con cierta desconfianza.

También se estima, aproximadamente, la velocidad del viento, sin necesidad de anemómetro, observando el efecto que produce en el humo o en las ramas de los árboles y en el aparejo de los buques de vela. Para este fin se han ideado dos es-



calas, una terrestre, más reducida, y otra marítima, más extensa, que insertamos a continuación:

Escala terrestre

N.º	Nombre del viento	Velocidad en metros por segundo	Presión en Kg. por metro cuadr.º	Efectos del viento
0	Calma	0 a 0,5	0 a 0,15	El humo se dirige hacia arriba o casi verticalmente.
1	Flojo	0,5 a 4	0,15 a 1,87	Viento que se percibe; mueve una banderola.
2	Bonancible	4 a 7	1,87 a 5,96	Extiende una banderola; mueve las hojas de los árboles.
3	Fuerte	7 a 11	6 a 15	Mueve las ramas de los árboles.
4	Muy fuerte	11 a 17	15 a 35	Mueve las ramas gruesas y troncos delgados.
5	Temporal	17 a 28	35 a 95	Mueve todo el árbol.
6	Huracán	más de 28	más de 95	Efectos destructores.

Escala marítima

N.º	VELOCIDAD		Velocidad del buque y vela que debe llevar, ciñendo
	Millas por hora	Metros por segundo	
0	2	1	Sin gobierno.
1	7	4	El buque gobierna.
2	11	6	1 a 2 millas por hora.
3	16	8	2 a 4 millas por hora.
4	20	10	4 a 6 millas por hora.
5	25	13	Juanetes.
6	29	15	Gavias en un rizo y juanetes.
7	35	18	Gavias en dos rizos.
8	42	21	Gavias en tres rizos.
9	49	25	Gavias en todos los rizos.
10	57	29	Mayores arrizadas.
11	66	34	Velas de cuchillo.
12	79	40	Sin poder regir vela.

VI. **Período diurno de la fuerza del viento.**—El viento presenta en el curso de las 24 horas ciertas alternativas regulares en su velocidad, más importantes durante el día, que por la noche. En general aumenta la fuerza del viento algunas horas después de la salida del Sol, alcanzando su máximo pasado el mediodía, decreciendo luego gradualmente hasta quedar en calma o poco menos, al cerrar la noche. En las llanuras y el interior de las regiones tropicales, especialmente, donde predominan los alisios, adquiere el viento, sobre todo en la estación seca, la fuerza de un temporal, en las primeras horas de la tarde.

Por término medio, en el curso del año, alcanza el viento su velocidad máxima a la 1 h. de la tarde en Upsala, Cracovia, Hamburgo y Dresde; a 1 h. 30 m. en Viena, Birmingham, Liverpool, Toronto y la isla de la Ascensión; a 2 h. en Praga, Oxford, Shangai, Batavia y Melbourne; a 2 h. 30 m. en San Petersburgo, Halifax y la isla de Mauricio; a 3 h. en Berna, y a 3 h. 30 m. en Roma. Sin duda que otras muchas localidades se encuentran en estos casos; pero faltan observaciones horarias para poder determinar el período, las cuales no se efectúan sino en las estaciones meteorológicas de primer orden, provistas de anemómetros registradores.

En alta mar apenas presenta la fuerza del viento variación sensible, ni en las horas del día, ni entre el día y la noche, y sólo cerca de las costas se experimenta el influjo del período diurno, peculiar de los continentes, aunque de un modo muy débil. Lo mismo ocurre en las montañas elevadas, donde tampoco se manifiesta la periodicidad que

se observa en las capas inferiores, o, mejor dicho, más bien se invierte el período, adquiriendo el viento más fuerza a media noche que a mediodía, fenómeno observado ya en París, a tan moderada elevación como la que tiene la torre de Eiffel.

La causa de la mayor fuerza del viento en las primeras horas de la tarde, la encuentran algunos en las corrientes ascendentes, en el rozamiento del aire, en la nublosidad y en la distribución de las áreas de temperatura y presión; pero en realidad nada se sabe de cierto sobre la producción del fenómeno.

VII. **Vientos locales notables.** — En varias regiones del globo soplan con frecuencia vientos dotados de caracteres particulares de violencia, sequedad, calor, frío, etc., que los han hecho famosos, y que merecen, por estas circunstancias, que digamos algo de ellos.

En primer término figuran los *etesios*, conocidos desde muy antiguo, pues Demóstenes los menciona ya, y con mucha mayor frecuencia los autores romanos. Pertenecen al género de los monzones y soplan en el Mediterráneo, principalmente en el verano; proceden del N., con ligeras oscilaciones hacia el NE. y NO., y se estiman como continuación del terrible *Mistral*, que asola las comarcas de la Provenza, donde se considera como una plaga. Adquiere en ocasiones fuerza tan considerable, que ha tumbado, lateralmente, vagones cargados; sus nocivos efectos se extienden hasta las Baleares, donde las vertientes septentrionales de las montañas, especialmente en Menorca, sólo pueden sostener una vegetación raquílica y miserable,

comparada con la de las vertientes meridionales. El mal concepto de que goza el golfo del León, se debe, exclusivamente, a la violencia de este viento, que se asemeja al de las verdaderas tempestades.

El gran desierto de Sahara es un generador de vientos dañinos, que irradian en todos sentidos; sus caracteres principales son la sequedad, la alta temperatura y a veces la intensidad. En Egipto se llama *Chamsin*, en Guinea *Harmattan*, en todo el Norte de Africa, *Simún*, en las islas Canarias y de la Madera, *Leste*, y en Sicilia *Scirocco*.

El Chamsin de Egipto sopla del S., es muy cálido y seco y se presenta en febrero, concluyendo siempre en junio; su mayor violencia la alcanza en el mes de mayo y jamás sopla más de 12 horas seguidas; se manifiesta poco después de la salida del Sol, crece durante el día y cae al obscurecer. La temperatura sube con rapidez extraordinaria y de igual manera baja la humedad del aire; aun en el delta del Nilo, esto es, en las inmediaciones del mar, no son raros los saltos repentinos de 25° de temperatura, ni los descensos de la humedad a 12 ó 15 por 100, y con frecuencia señala el termómetro 50° de calor a la sombra. El 30 de abril de 1875, por la mañana, estaba despejado en el Cairo, y nada hacía presumir que se acercaba una de las más terribles tempestades de Chamsin; poco después de mediodía, se obscureció repentinamente el cielo, puro y limpio hasta entonces, y empezó a soplar furioso, el temido viento del desierto; entonces ocurrió un fenómeno notable: se disipó la obscuridad siendo substituída por una ilumina-

ción amarilla como azufre, tan intensa, que obligaba a cerrar los ojos para preservarlos de la impresión dolorosa que causaba. Mientras tanto, arreciaba el viento hasta convertirse en un verdadero huracán, que arrancaba puertas y ventanas, conmovía las casas y doblaba las palmas datileras hasta hacer tocar las copas en el suelo, o las tronchaba como débiles cañas. El Sol, semejante a la Luna, estaba en medio del cielo, empañado y sin brillo, y aunque no tronaba, ni relampagueaba, se veían chispas eléctricas cruzar por el aire; a las cinco de la tarde desapareció el Chamsin, con rapidez igual a la de su llegada, de tal suerte que, cinco minutos después, había recobrado la naturaleza su aspecto habitual.

El *Scirocco* de Sicilia y de gran parte de la Italia meridional, puede considerarse como la continuación del Simún, si bien de caracteres más moderados. Es muy cálido y muy seco, y con frecuencia se ve subir la temperatura a 35° aun a media noche; el aire se carga de partículas finísimas de arena que obscurecen el Sol y obligan a encender las luces en las habitaciones; el cielo toma un color amarillento, y hombres y animales experimentan una laxitud y desfallecimiento que los imposibilita, aunque pasajera, para el trabajo; la opresión es grande, así como la dificultad para respirar. La vegetación sufre mucho también con el scirocco, perdiéndose a veces las cosechas de aceite y vino. Sopla en todas las estaciones del año y con las mismas maléficas propiedades, sea en enero, sea en julio, pero más frecuentemente durante la primavera; su dirección

general es del S., con excursiones al SE. y SO. Rara vez trae lluvia, y en estos casos, se precipita arrastrando el polvo arenoso que contiene la atmósfera, lo que da origen a las llamadas lluvias de sangre; las partículas de arena también se depositan sobre el suelo, los techos de las casas, los muebles, etc., aunque no llueva.

En las costas de Guinea y Senegambia se deja sentir, asimismo, el efecto de los vientos cálidos del Sahara; el Harmattan, que así se llama el predominante en estos países en diciembre y enero, es seco y cálido y arrastra consigo el polvo rojo del Desierto; pero presenta la particularidad de ser más fresco por la mañana y tarde, y más ardiente al mediodía, que los vientos procedentes de otras direcciones.

Al N. de estas regiones y bien adentro en el mar, en las islas Canarias y en la de la Madera, sopla con frecuencia un viento del E. sofocante y seco, de temperatura elevada, que procede del Sahara, como demuestra la cantidad de polvo rojizo y de arena que transporta, en masas tan considerables, que obscurecen la luz del Sol; su acción se extiende mucho más allá de las islas mencionadas, y en buques que navegaban a grandes distancias se ha recogido polvo que, examinado con el microscopio, indicó su origen africano; aunque este viento se llama incorrectamente *Leste*, en realidad oscila entre el NE. y el SE.

Al Scirocco de Sicilia corresponde en la costa meridional de España el *Leveche*, que presenta los mismos caracteres de sequedad y temperatura elevada; su dirección oscila entre el SE. y el SO. y

su región propia está comprendida entre los cabos de Gata y de la Nao, si bien a veces se extiende, aunque menos violento, hasta las cercanías de Málaga; su límite boreal por la parte de tierra, lo determinan Ronda, Antequera, Granada, Lorca y Murcia. El Leveche no se presenta de un modo repentino, por lo común, sino que se anuncia por una faja de nubes bajas en el horizonte del S., que se extiende casi de E. a O., de color amarillento y rojizo; mientras, reina calma y el mar está como una balsa de aceite; al fin se levanta, agita las olas y llega a la costa, pero no como un viento hecho, según la frase de los marinos, sino a rachas, conduciendo a veces polvo y arena fina. Como todos los vientos secos y de temperatura elevada, su acción sobre los seres vivos, hombres y animales, es muy deprimente; para las plantas también es nocivo, pues las seca, haciéndoles perder las hojas; aun las personas sanas y resistentes suelen experimentar violentos dolores de cabeza y sentirse tan incapaces para el trabajo, como si tuvieran plomo en los miembros.

Todos estos vientos soplan en las capas bajas de la atmósfera, y el Leveche, en particular, rara vez alcanza la altura de 300 ó 400 metros; así que, podemos considerarlos como horizontales; otros hay, llamados descendentes, porque suben por un lado de los montes y bajan por el otro, con nuevos caracteres, sobre los que hemos de decir algunas palabras.

El principal de ellos, y que les da nombre, es el *foehn* de Suiza, llamado *favonio* por los romanos, que existe en todas las comarcas montañosas del

mundo, pertenezcan a la zona tórrida, a la templada, o a la fría, pues se les conoce en Venezuela y naciones vecinas, en Méjico, en Australia, en el Asia central, en Europa y hasta en la helada Groenlandia. Por mucho tiempo no se supo explicar el origen y formación de este viento, y como en Suiza soplabá de la región del S. y era cálido y seco, se supuso que provenía de los desiertos del Sahara o de Libia; pero hoy día está demostrado que, sea cualquiera la dirección en que sople un viento determinado, adquiere los caracteres del favonio, en cuanto pasa por los procesos que éste.

El *foehn* de los Alpes es un viento cálido, seco, que baja violentamente y con lá fuerza de un huracán, de la cima de las cordilleras, y proviene del SE. y del S., y rara vez del SO.; sus primeros indicios se manifiestan por unos velos en el horizonte de la región meridional, que enrojecen la luz del Sol, haciéndole perder su brillo; después de su postura, todavía lucen los tonos purpurinos de las nubes; la noche que sigue es sofocante. sin rocío, y la Luna se muestra rodeada por una corona rojiza y turbia; el aire parece dotado de una transparencia extraordinaria, así que los montes y picos se distinguen con gran claridad, y como si estuvieran a menor distancia que de costumbre. Desde lejos se oyen los bramidos del viento en los altos bosques, y el rugir de los torrentes, repentinamente hinchados por la fusión de las nieves; algunas ráfagas violentas que, especialmente en invierno, cuando hay grandes campos de nieve, son frías y ásperas, anuncian la llegada del temible favonio, a las que sigue profunda calma del aire. Pero a poco

se desencadena el viento con todo su furor, y con intensidad variable, pero siempre terrible; por espacio de dos o tres días troncha árboles, arrastra bloques de rocas, hincha y desvía los arroyos, destecha y derruye casas, y produce, además de estos daños materiales, abatimiento y depresión en hombres y animales; el fuego de los hogares se apaga, y en algunas comarcas hay establecidas guardias que van de casa en casa vigilando con este objeto, por temor de que pueda producirse un incendio, a causa de la extremada sequedad que adquiere la madera. A pesar de estos daños que causa, es bien recibido el favonio en algunas ocasiones, especialmente en primavera, por la enorme cantidad de nieve que derrite, cambiando instantáneamente el aspecto del paisaje; en el valle de Grindelwald funde a menudo, en doce horas, una capa de nieve de dos pies de espesor, y se estima que produce, en veinticuatro horas, un efecto más considerable que el Sol en quince días.

La teoría del favonio es la siguiente:

Cuando la presión atmosférica en el lado meridional de los Alpes es superior a la del lado septentrional, el aire se pone en movimiento desde los sitios de mayor presión, hacia aquellos en que el barómetro está más bajo; en el caso presente, del S. hacia el N. El aire, en las regiones meridionales, puede ser húmedo y fresco; al ascender por las vertientes de las montañas se dilata y se enfría más, y parte del vapor acuoso se condensa y precipita; en la cima de los Alpes todavía no se sienten los efectos del favonio; pero al bajar el aire por la vertiente septentrional de la mon-

taña, se condensa, elevándose su temperatura, próximamente a razón de 1° por cada 100 metros, y aumentando en proporción su capacidad para disolver y contener vapor de agua, llega a los valles como un viento seco y ardoroso, independientemente de la fuerza con que sopla.

El levante de Cádiz y sus alrededores, participa de estas condiciones, pues en la región del Mediterráneo, por Málaga y Gibraltar, los vientos del E. son húmedos, pero al cruzar las sierras se despojan de su vapor acuoso, y llegan a Cádiz y a los territorios vecinos cálidos y secos. El viento de España, de los Pirineos, y el Sur, de Cantabria, se explican del mismo modo; pero como quiera que proceden del interior de la Península y son, por lo tanto, originariamente secos, al trasponer las montañas y descender por el lado del N. se presentan aun más sofocantes e intolerables que el foehn y el levante. En el mar Caspio, en la Siberia oriental, en el Missouri, en Nueva Zelanda y otras regiones, soplan vientos que presentan los mismos caracteres que el favonio.

CAPÍTULO VII

FENÓMENOS ELÉCTRICOS DE LA ATMÓSFERA

Ya a principios del siglo XVIII presumían dos físicos franceses, que el aire estaba electrizado, aun con cielo claro y azul; pero, a pesar del tiempo transcurrido, todavía no sabemos cuál es el origen de la electricidad atmosférica, que se atribuye a corrientes de calor, a la condensación del vapor de agua, al rozamiento del aire, etc.; pero ninguna de estas varias hipótesis se ha comprobado de un modo satisfactorio. La identidad de los fenómenos eléctricos que ofrece la atmósfera y los que produce una máquina eléctrica, la demostró Franklin con su famoso experimento de la cometa. Un día de aspecto tormentoso de junio de 1752, en Filadelfia, lanzó al aire una cometa cuya guita terminaba en una llave que, a su vez, estaba sujeta por un cordón de seda a un poste colocado dentro de un cobertizo, de modo que la parte inferior del aparato estaba al amparo de la lluvia, y la cometa

quedaba aislada, eléctricamente, del suelo; tan pronto como la guita se humedeció, aumentando su conductibilidad, aproximó Franklin la mano a la llave, de la que sacó chispas, el experimento, repetido por otros observadores que substituyeron la guita por alambre, causó el mayor asombro, pues las chispas obtenidas alcanzaron más de un metro de longitud, con lo que se indica cuán peligrosos eran estos estudios; y, en efecto, poco tiempo después, un físico de San Petersburgo, que había introducido, imprudentemente, un conductor eléctrico dentro de su gabinete, fué muerto por una descarga atmosférica, mientras efectuaba sus experimentos.

Los aparatos para medir la electricidad del aire se llaman electrómetros, y los más conocidos son los de Peltier, Thomson y Mascart; los dos últimos funcionan de un modo constante y sus indicaciones se registran fotográficamente; el de Peltier es mucho más sencillo, y hay que prepararlo cada vez que se hace una observación. Se compone de una varilla de cobre terminada por dos bolas *m n* (fig. 23), enlazada metálicamente con el conductor vertical *o*, que se eleva hasta cierta altura; la varilla *mn* está fija, y sobre ella puede moverse la aguja de acero imantada *ab*; la parte inferior del aparato va encerrada en un fanal de cristal, masticado en una capa de goma laca dispuesta sobre una peana de madera, que se nivela con tres tornillos de ajuste; el instrumento se orienta, colocándolo en el meridiano magnético, por medio de la aguja *ab*. La electricidad atmosférica influye sobre el conductor aislado *o*, que

transmite su carga a la varilla *mn*, y la aguja de acero se desvía del meridiano, formando con éste un ángulo, que es proporcional a la energía eléctrica que recibe el conductor.

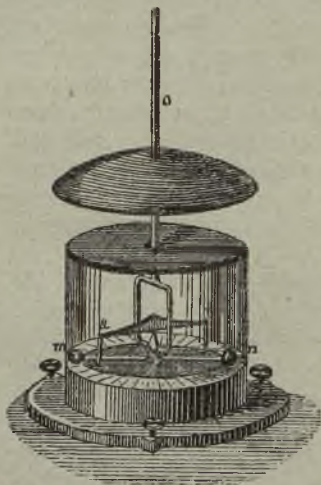


Fig. 23.—Electrómetro de Peltier.

La electricidad del aire es casi constantemente positiva, en todas las regiones de la Tierra, con tiempo claro o nublado, pero seco; la tensión eléctrica aumenta con la niebla, la lluvia y la nieve, y, especialmente, con las tormentas y granizadas, cambiando de signo en gran número de estos casos, y haciéndose negativa; también ocurre que, dos aguaceros sucesivos,

separados por un intervalo de buen tiempo, muestren signos eléctricos distintos.

Se ha observado que las nubes presentan cargas eléctricas negativas en el centro, y positivas en la periferia o los extremos; pero en tiempo de tormenta son tan rápidos los cambios de signo, que no pueden registrarlos los electrómetros fotográficos.

Con cielo claro y despejado, el potencial eléctrico del aire crece con la altura, y, como hemos dicho, casi siempre es positivo; presenta, como otros elementos meteorológicos, dos períodos, uno diurno y otro anuo, y se presume que tiene también un tercero, secular.

El período diurno ofrece dos máximas, a las 8 de la mañana y a las 21 ó 9 de la noche, en el verano, para muchas localidades, pero no para todas, pues en Lisboa no se registra más que un máximo a eso de las 14 h. o sean las 2 de la tarde. El mínimo es doble también, y ocurre a las 2 de la madrugada y a las 12 ó 2 de la tarde; pero en esto discrepa Lisboa, asimismo, pues no tiene más que un mínimo a las 4 de la mañana.

El período anuo es muy difícil de establecer, a causa de la marcha irregular que sigue la electricidad atmosférica; sin embargo, de un modo general puede afirmarse que, el máximo corresponde a la estación fría y el mínimo al verano.

I. **Tormentas.**—Sobre el origen de la electricidad del aire se han emitido muchas hipótesis, pero ninguna de ellas ha sido aceptada, y nuestra ignorancia en este punto es completa; no obstante, conocemos bastante bien los fenómenos que presentan las tormentas y las sucesivas fases de su desarrollo; este conocimiento se debe a los estudios sistemáticos efectuados en nuestros días en varias naciones, siendo Francia la primera que organizó, en 1865, un servicio especial, para observar la marcha de las tormentas por el país, y anotar todas las vicisitudes que presentasen.

Las tormentas se forman en el seno de unos cú-

mulos, por lo general gigantescos, semejantes a torres, tan blancos que, cuando el Sol los ilumina, deslumbran, y dotados de una energía interna que los hace cambiar de aspecto con gran rapidez; su base la constituye una nube azulada o apizarrada, oscura, densa, y plana por debajo; la altura de las nubes tormentosas es muy moderada y puede estimarse, por término medio, en 1,500 metros. Poco antes de empezar la tormenta, la parte superior del cúmulo se ensancha y toma un aspecto bastante semejante al de una bigornia; los cirros que flotan por encima, permanecen estacionarios a pesar del enorme trabajo interno de la nube tormentosa, del que, al parecer, no participan, demostrándose así, al propio tiempo, que las tormentas se desarrollan, casi exclusivamente, en las regiones inferiores de la atmósfera.

Como hemos dicho, esta clase de nubes cambia con gran rapidez de estado eléctrico, obrando por influencia sobre la tierra y las otras nubes, y produciendo una tensión tan considerable que, con frecuencia saltan chispas entre las mismas nubes, o entre la nube tormentosa y la tierra, llamadas relámpagos y a las que acompaña un gran ruido, que es el trueno.

II. **Relámpagos.** — Los relámpagos se dividen en tres clases principales: lineales, difusos y globulares. Los lineales o en *zig-zag*, como se llaman en el extranjero, son perfectamente comparables con las chispas que se obtienen de las máquinas eléctricas y dínamos, salvo, naturalmente, la enorme diferencia que hay entre los fenómenos naturales, y nuestros modestos ensayos de los labora-

torios; la longitud de los relámpagos es a veces de kilómetros, mientras que las chispas más largas que podemos obtener artificialmente, no llegan a dos metros. Con una batería de pilas eléctricas compuesta de 11,000 elementos, se obtu-

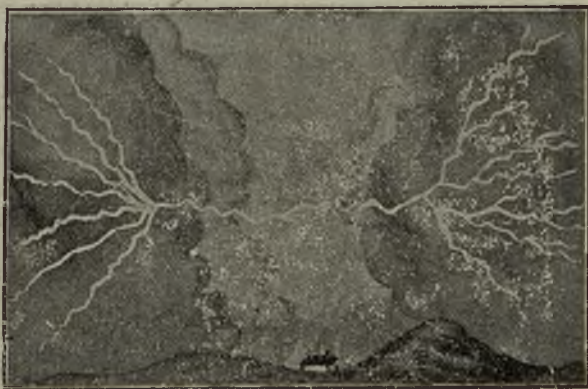


Fig. 24. — Relámpagos lineales entre dos nubes.

vieron chispas a través del aire de 16 milímetros de longitud; para producir las de 1,000 metros hubiéranse necesitado 3 millones de elementos. Las chispas que Franklin extrajo en su famoso experimento, pertenecen al tipo de los relámpagos lineales, que con frecuencia se ven pasar durante las tormentas entre dos nubes (fig. 24) o entre una nube y la tierra (fig. 25). Esta última figura es reproducción de una fotografía obtenida durante una violenta tormenta nocturna; se producen,

como las descargas de dos cuerpos electrizados, cuando la diferencia de potencial que hay entre ellos, supera a la resistencia del dieléctrico que los separa, que en el caso que nos ocupa es siempre el aire, más o menos húmedo, y esta diferencia de



Fig. 25. — Relámpagos lineales entre una nube y la tierra.

humedad, y por lo tanto de conductibilidad, es la que, probablemente, da al relámpago lineal su forma tortuosa. Aunque a nuestro parecer la duración del relámpago es apreciable por nuestros sentidos, en realidad no es así, y su velocidad supera a cuanto pudiéramos imaginar, puesto que en un segundo recorre unos 300,000 kilómetros; y aunque es cierto que vemos el relámpago por espacio de algún tiempo, aunque corto, esto consiste en el conocido fenómeno de la persistencia

de las imágenes muy brillantes, en la retina. En las clases de Física, para demostrar la composición de la luz blanca, se usa un disco con sectores pintados de colores diversos, que puesto en rotación rápida, aparece de un tono gris uniforme; si el experimento se efectúa a la luz de los relámpagos, por grande que sea la velocidad que se comunique al disco, aparece éste inmóvil y con los sectores de colores perfectamente definidos. De aquí resulta una enseñanza importante, que consiste en la demostración de la imposibilidad en que nos encontramos de fijar el sentido de la dirección de los relámpagos, esto es, en la imposibilidad de saber si un relámpago va hacia arriba o hacia abajo, hacia la derecha o hacia la izquierda, pues la iluminación en todo su trayecto es instantánea; mirando al lugar de la nube donde ocurre la descarga, parece que de allí avanza la chispa, porque los rayos luminosos directos impresionan el ojo antes que los oblicuos, procedentes de otras regiones de la trayectoria.

Más comunes que los relámpagos lineales, son los difusos; se presentan como un resplandor que instantáneamente ilumina gran parte del cielo y la tierra; los llamados relámpagos de calor, que en la estación de verano se ven con tanta frecuencia en el horizonte, pertenecen también a esta clase, y unos y otros no son más que el reflejo de los relámpagos lineales; por algún tiempo se creyó que los relámpagos de calor se debían a una manifestación particular de la electricidad atmosférica, pero hoy está averiguado que sólo son el reflejo, en las capas superiores del aire, de las descargas

eléctricas de tormentas situadas bajo el horizonte, distantes varias centenas de kilómetros del lugar de observación.

La tercera clase de relámpagos, llamados esféricos, y también globos fulminantes, se ve rarísimas veces, y aun hay físicos que niegan su existencia; se manifiestan como una bola de fuego o luminosa, blanca, de diámetro variable entre unos cuantos centímetros y un metro o más, que se mueve con lentitud a corta distancia del suelo, por espacio de algunos minutos, y que desaparece, unas veces repentinamente dando un gran estallido, y otras de un modo silencioso y sin dejar rastro de su paso. Son tan livianos, que se diría que flotan en el aire y se deslizan sobre los objetos, bastando el sople más ligero para que cambien de dirección y oscilen a uno y otro lado; suelen caer al suelo, en el que botan, disminuyendo de tamaño a cada golpe, y aunque por lo general no hacen daño, en ocasiones han agujereado puertas y muros, y han producido desgracias:

III. **Truenos.** — El ruido que acompaña a la descarga eléctrica es el trueno, así como el relámpago es la luz; al cruzar la chispa por el aire, siendo este cuerpo un mal conductor, le presenta una gran resistencia, y como consecuencia, se caldea, y caldeándose se dilata, instantáneamente, en todo el trayecto de la chispa, y con igual rapidez se condensa, y estas vibraciones del aire son las que constituyen el trueno; la razón de que no se oiga al mismo tiempo que se ve el relámpago, sino después, hay que buscarla en la diferente velocidad de la luz que es, como sabemos, de 75,000 leguas

por segundo, y la del sonido, que en general no llega a 340 metros en el mismo intervalo; el relámpago nos indica el momento exacto, el instante físico en que ocurre la descarga eléctrica; y el espacio de tiempo transcurrido hasta que se oye el trueno, nos permite determinar la distancia a que nos encontramos del punto en que ha saltado la chispa, bastando para ello, multiplicar por 340 el número de segundos que hayan pasado entre los dos fenómenos, o contar 1 kilómetro por cada 3 segundos.

Cuando las descargas eléctricas tienen lugar cerca del observador, el ruido del trueno, fuera parte de su mayor intensidad, parece un golpe seco, un estallido, que podríamos comparar al que se produce desgarrando un papel o una tela; a mayor distancia, se oye también este enorme crujido, pero no tan seco, y luego una sucesión de golpes, más o menos numerosos y precipitados, semejantes a los de una bola que rodase por una escalera de metal; más lejos aun, el ruido es profundo, majestuoso y grave, y constituye el retumbar del trueno, durando esta fase del fenómeno largo rato, es decir, varios minutos; a veces se empalman diversos truenos sucesivos que, a distancia, parecen uno solo, y el retumbar se prolonga mucho más tiempo. En un principio se suponía que esta imponente manifestación, se debía exclusivamente a la reflexión del sonido, en las montañas, bosques y ciudades, esto es, al eco; pero como en las tierras llanas y en el mar también retumba el trueno, se creyó que las nubes pudieran obrar como reflectores acústicos; sin embargo,

esta opinión no la aceptan muchos meteorologistas, y en efecto, es muy dudoso que las nubes posean esa propiedad. Por otra parte, el eco se debilita gradualmente, según todos los experimentos efectuados, y el retumbar del trueno, aumenta muchas veces después de haber disminuído de intensidad; considerando la complicada naturaleza del relámpago, que nos muestran las muchas fotografías obtenidas recientemente, y la variabilidad de la transparencia y opacidad acústica del aire, en el espacio de pocos minutos, no es extraño que, este problema, no esté aún explicado de un modo completamente satisfactorio.

A pesar de que el estampido del trueno es, con frecuencia, mucho más fuerte que el del cañón más poderoso, sin embargo, deja de ser perceptible a distancias bastante menores que los disparos de la artillería, y se cree que el ruido del trueno no se oye a más de 25 kilómetros, mientras que los disparos de los cañones modernos, en circunstancias favorables, han podido percibirse hasta a 120 kilómetros. La diferencia depende de la mayor densidad del aire en la superficie del suelo, que propaga el sonido mejor, que el enrarecido de las regiones superiores de la atmósfera.

IV. **Rayos.**—Rayo se llama la descarga eléctrica que cae en la tierra; también lleva el nombre de centella, entre el vulgo.

En realidad, toda chispa eléctrica es un rayo; pero como la mayor parte de ellas pasan de una nube a otra, sin ocasionar más fenómenos que los del relámpago y el trueno, se reserva aquel nombre para las que descargan en el suelo, produzcan

o no daño. En su marcha siguen de preferencia los cuerpos buenos conductores de la electricidad, como los metales, el agua y las substancias húmedas, y eligen siempre el camino más corto para llegar a la tierra, saltando a veces de un conductor, bueno al parecer, a otro que ofrece menos resistencia al paso de la chispa; la forma y elevación de los cuerpos tiene también importancia, y el influjo de las puntas es manifiesto; por eso los campanarios y torres, los árboles, las casas aisladas y los palos de los buques, reciben con tanta frecuencia las descargas eléctricas de las nubes. Los efectos mecánicos del rayo son en extremo poderosos; destroza los cuerpos malos conductores, los desmenuza y los lanza a grandes distancias; para llegar a alcanzar un conductor metálico atraviesa muros de considerable espesor, y si el conductor no le ofrece un paso suficiente, lo funde y volatiliza; a menudo se ve, en los árboles, heridos por el rayo, que la chispa ha seguido un camino helicoidal alrededor del tronco, según muestra la corteza arrancada, en vez de dirigirse directamente hacia tierra. Produce también incendios cuando cae sobre substancias combustibles; pero no es raro, tampoco, que las disperse sin inflamarlas; en estos casos dice el vulgo que ha caído un *rayo frío*. Un ejemplo notable de este género ocurrió en Alemania en un polvorín; el rayo destrozó los barriles de pólvora, sin pegarles fuego.

En las rocas de las montañas se advierten a veces unas placas o manchas vidriadas, producidas por las descargas eléctricas; cuando la chispa cae

en un suelo arenisco y penetra en él hasta alguna profundidad, funde la arena que encuentra en su camino y forma unos tubos de pequeñas dimensiones vidriados, que se llaman *fulguritas* (fig. 26)



Fig. 26. — Fulguritas.

y que no deben confundirse con las *pedras de rayo* del vulgo, que no son otra cosa que hachas prehistóricas.

Las descargas eléctricas pueden producir, según su intensidad, efectos muy variados en el hombre y los animales, desde una parálisis pasajera, hasta la muerte instantánea; los caprichos del rayo, pudiéramos decir, son extraordinarios; casos ha habido en que la chispa, cayendo en una cama ocupada por dos

personas, sólo ha matado a una de ellas; otras veces, nada más que una descarga, ha producido la muerte de cincuenta o sesenta ovejas agrupadas. Los cuerpos presentan, en ocasiones, quemaduras terribles, y parecen carbonizados; pero otras no ofrecen señal ninguna exterior que haga presumir que se trate de cadáveres, pues perma-

necen en la postura y actitud en que sorprendió a los individuos la descarga. No siempre son perjudiciales los rayos, y se dice que algunas personas han experimentado alivio notable en sus dolencias, después de haber sufrido los efectos de una violenta sacudida eléctrica.

Según una estadística, ya algo antigua, publicada en Francia, en los treinta años comprendidos entre 1854 y 1884, fueron muertas por el rayo 3,151 personas, lo que viene a dar 100 víctimas por año, y una por cada 350,000 habitantes; en Prusia parece el peligro mayor, y muere un individuo por cada 255,000 habitantes.

Hay una clase de descarga eléctrica llamada *choque de retroceso o de rechazo*, nada aparatosa, que puede, asimismo, causar la muerte. Su teoría es como sigue: cuando una nube tormentosa se halla a cierta distancia conveniente de un individuo, obra por influencia sobre la electricidad de su cuerpo, atrayendo hacia la parte superior la de nombre contrario, y rechazando hacia los pies la del mismo nombre; si de la nube, por exceso de tensión, parte una chispa, cesa la gran diferencia de potencial instantáneamente, y cesa, por lo tanto, con igual rapidez, la influencia que ejercía sobre la electricidad del individuo, que reconstituyéndose y neutralizándose en el interior de su cuerpo, produce una descarga o rayo interno, digámoslo así, y le ocasiona la muerte.

Para precaverse en lo posible, pero no de un modo absoluto de los efectos del rayo, se instalan en los edificios y buques, unas barras o alambros metálicos que se llaman pararrayos, cuyo invento

se debe a Franklin; los más comunes se componen de una barra vertical, de cobre o de hierro (fig. 27), terminada en una punta dorada o de platino, de un conductor, metálico también, y de una plancha de



Fig. 27. — Pararrayos.

cobre hincada en el suelo, para establecer un buen contacto con la tierra; con tal objeto se procura enterrar la plancha en un sitio húmedo, y si éste falta, se coloca entre tongas o capas de cok, que absorben la humedad; las placas de tierra instaladas en las rocas secas son poco eficaces, y por esta razón, cuando no es posible establecer un pararrayos con buena comunicación terrestre, es menos peligroso pasarse sin él. Todas las masas metálicas del edificio, algo considerables, deben enlazarse con el conductor del pararrayos, v. gr., los techos de zinc o de plomo, las armaduras de hierro de las techumbres,

etc. El conductor debe estar adherido al edificio y en contacto metálico con él, y es una mala práctica la seguida por muchos constructores, de establecer aisladores de cristal entre el cable conductor y sus soportes. Tanto la barra como el conductor, deben presentar una sección suficiente para que no pueda fundirlos el paso de la descarga; en vez de las barras verticales muy altas y

separadas unas de otras por grandes espacios relativos, es más eficaz cubrir la parte superior del edificio que se quiere proteger, con una especie de enrejado hecho con alambre grueso de cobre, que recorre todas las aristas de la cubierta, y lleva puntas del mismo alambre, de 20 centímetros de alto y separadas unas de otras cosa de 2 metros; los conductores a tierra pueden ser del mismo alambre, pero no basta uno solo, sino que han de ser varios, y todos ellos enlazados entre sí. Con un pararrayos bien establecido, se puede coger con la mano el conductor, y aunque caiga una chispa en el aparato, no se siente la menor conmoción.

Los siderófobos y personas pusilánimes que, durante las tormentas, procuran envolverse en seda, creyendo preservarse así de los ataques del rayo, se equivocan grandemente, pues el mayor peligro está en aislarse, y lo que se debe buscar es una buena comunicación con tierra, que se obtiene, cuando se está al aire libre y llueve, dejando correr el agua por los vestidos y calzado; el preservativo ideal sería vestirse una armadura de guerrero de la Edad Media y meter los pies en un arroyo. En el campo se debe evitar el aproximarse a los árboles aislados, y en las carreteras colocarse cerca de los postes telegráficos.

V. **Auroras polares.**—Del carácter electromagnético de este hermoso fenómeno no cabe la menor duda; pero de su naturaleza sabemos tan poco, como de las demás manifestaciones eléctricas de la atmósfera. En nuestras latitudes es raramente visible, y para eso como un débil trasunto de la magnificencia que despliega en las regiones

polares de ambos hemisferios, que son su verdadero asiento. Su apariencia consiste, por lo general, en un arco luminoso que se presenta a poca altura por el horizonte del NO., bajo el cual se ven el cielo y las estrellas; esta región se llama el segmento obscuro de la aurora; a veces aumenta el número de arcos luminosos concéntricos, contándose hasta nueve, visibles simultáneamente. Del arco arrancan rayos de luz que se dirigen en sentido divergente a las partes altas del cielo, de aspecto oscilante y como de ondas luminosas; su dirección coincide con la de la aguja de inclinación, así que no apuntan al cenit astronómico, sino a otro lugar del cielo situado en el cenit magnético; la duración de estos rayos o columnas es muy variable, y oscila entre unos cuantos minutos, y horas enteras; su color es amarillo pálido, rojizo y aun carmesí; terminan con frecuencia en punta, y dado su movimiento trémulo y oscilatorio, los han comparado algunos observadores con las llamas de alcohol extendido sobre un plano.

Hay ocasiones en que, de todos los puntos del horizonte, se lanzan a un mismo tiempo estos rayos luminosos hacia el cenit magnético, situado unos cuantos grados más hacia el S., y forman un círculo brillante, al que se ha dado el nombre de *corona de la aurora*; cuando esto ocurre, se dice que la aurora es completa, pero el fenómeno dura poco tiempo, escasamente una hora, y poco a poco van palideciendo y acortándose los rayos, se quiebran los arcos luminosos y no queda más que el segmento obscuro, que a su vez también desaparece. Las radiaciones luminosas poseen asi-

mismo un movimiento de ondulación lateral del E. al O., y viceversa.

La duración de las auroras es en extremo variable; las hay que son visibles por espacio de una o dos horas, pero otras se manifiestan toda la noche y aun dos noches seguidas, lo que hace presumir que sólo la luz del día impidió su observación; en cuanto a su color, puede decirse que depende de la importancia del fenómeno; si la aurora es débil, su color es blanco o amarillo pálido; pero en las grandes apariciones presenta una gran variedad de matices, pues unas porciones del cielo son blancas, otras verde esmeralda, otras amarillas, otras rosas y otras rojas como sangre.

La producción de las auroras polares está limitada a las regiones cercanas a los polos magnéticos de la Tierra, desde las cuales son visibles siempre que se presentan; para que se vean desde los lugares situados en latitudes más bajas necesitan alcanzar, además de su esplendor, una altura proporcionada; algunas auroras boreales se han visto desde las Antillas, lo que da una elevación máxima para el vértice de la iluminación, de 900 kilómetros sobre la superficie terrestre; la altura mínima a que pueden presentarse parece ser la de 72 kilómetros.

Algunos observadores han creído percibir ciertos ruidos como silbidos o como el que produce el roce de la seda, que atribuían a la aurora; pero en general se cree que esto es ilusorio, y que tales ruidos deben atribuirse al viento o al crujido de las nieves y hielos.

Se supone, aunque faltan datos en que apoyarse, que las auroras del hemisferio austral son tan frecuentes como las del boreal, presunción que corrobora el hecho observado, de que a todas las auroras australes registradas, corresponde en la misma fecha una aurora boreal de gran magnificencia, lo cual parece indicar que, el fenómeno tiene lugar en ambos polos magnéticos simultáneamente.

El carácter electromagnético de las auroras se demuestra por las perturbaciones que causa en las agujas imantadas de los Observatorios y en las líneas telegráficas; en estas últimas, cuando la aurora es muy brillante, se hace la comunicación imposible, pues desarrolla en los alambres corrientes eléctricas bastante poderosas para hacer funcionar solos los aparatos, y como estos impulsos son irregulares y muy frecuentes, no hay medio de transmitir señales inteligibles; pero también ha ocurrido que los telegrafistas se han valido de la corriente eléctrica que recorría los hilos para cursar telegramas, sin necesidad de usar pilas, lo cual indica que, la electricidad desarrollada por las auroras polares, es semejante a la voltaica.

Es muy verosímil que, sobre el origen y naturaleza de la aurora polar, no obtengamos nociones algo acertadas, hasta que conozcamos un poco más los misterios que envuelven todavía los experimentos eléctricos de nuestros laboratorios.

CAPÍTULO VIII

FENÓMENOS ÓPTICOS DE LA ATMÓSFERA

Es sabido que el cielo, el empíreo, tal como lo entendían los antiguos, no existe, y que la frase de *abrirse los ciclos* no tiene sentido, pues esa bóveda azul que por todas partes rodea a la Tierra, es transparente y no puede abrirse ni cerrarse; su color lo debe a la propiedad que poseen las moléculas de oxígeno y nitrógeno que componen el aire atmosférico, de dispersar la luz del Sol, según un cierto número de vibraciones del éter; cuando los rayos solares, para llegar al suelo, atraviesan el menor espesor de atmósfera, el color azul es más subido, como sucede en el cenit; si el trayecto, por el contrario, es más largo, blanquea, y por esta razón el cielo en el horizonte parece más lechoso; en la cima de las montañas elevadas y en globo, sobre todo, se obscurece tanto el tono del cielo en dirección vertical, que tira a negro; contribuyen también a bajar el color azul, además de la distancia que recorren los rayos dispersados, el vapor de agua y el polvo que flota en la atmósfera,

El color rojo que, casi constantemente, toma el cielo por el horizonte, al salir y ponerse el Sol, se debe al poder selectivo de la atmósfera, de dejar pasar los rayos de ese tono, absorbiendo casi todos los demás que componen la luz blanca, según su mayor o menor riqueza en vapor de agua; de aquí el fundamento de las predicciones sobre el estado del tiempo, que se obtienen del aspecto que presenta la puesta del Sol.

Los fenómenos ópticos de la atmósfera son muy curiosos e interesantes; pero nosotros sólo trataremos de los principales y más comunes.

I. **Arco iris.** — Es el más hermoso y el que se observa con mayor frecuencia; se forma cuando la lluvia se proyecta sobre una nube oscura y el Sol luce a cierta altura determinada, a espaldas del observador; en estas circunstancias se ve un arco de varios colores que se apoya en el horizonte, y cuyo centro se halla en la extremidad de una recta que arranca del Sol y pasa por el ojo. El fenómeno depende de la descomposición que sufren los rayos solares que hieren las gotas de lluvia suspendidas en la atmósfera; en la fig. 28 la línea SI representa un rayo de luz solar que encuentra a la gota de agua en I, se refringe y la atraviesa; al llegar a A, una parte sale al aire; pero otra se refleja, y atravesando de nuevo la gota, vuelve a refringirse en I' y sale al aire en la dirección M, que es la del ojo del observador, extendido en una banda de siete colores, siendo el más bajo rojo y el superior violado; con una sola gota no se vería más que un color, sin cambiar la dirección del rayo visual; pero con una cortina de gotas como pro-

duce la lluvia, aparecen todos los colores al mismo tiempo, enviando las gotas bajas los rayos superiores, que son los violados, y las gotas altas los inferiores, que son los rojos; por eso en el arco iris, contando de fuera adentro, o de arriba abajo,

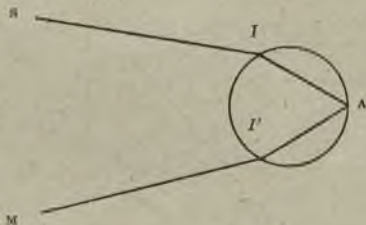


Fig. 28. — Marcha de un rayo luminoso a través del aire y de una gota de agua.

los colores se suceden en el orden siguiente: rojo, anaranjado, amarillo, verde, azul, añil y violado; parecen fijos, porque las gotas se substituyen unas a otras con gran rapidez.

La visibilidad del arco iris, en su aspecto geométrico, depende de las situaciones respectivas del observador, del Sol y de la lluvia; si la elevación del astro es superior a 42° , se forma el arco bajo el horizonte, y, por lo tanto, es invisible; y al contrario, cuanto más bajo está el Sol, tanto mayor es el arco; a la salida y postura del Sol, alcanza las dimensiones de un semicírculo, y en las montañas elevadas y en globo, se le ve formar el círculo completo,

Con gran frecuencia, al arco iris principal o más brillante, acompaña otro exterior de colores más apagados, que se llama secundario; se produce porque los rayos solares, en vez de penetrar en

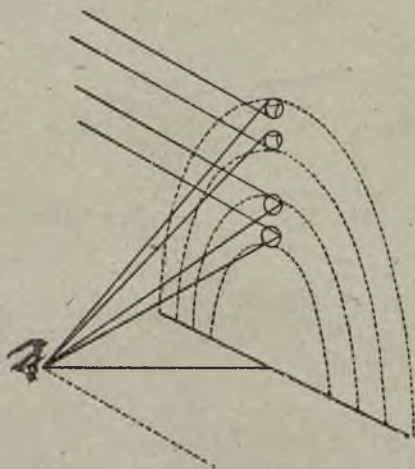


Fig. 29. — Teoría del arco iris.

las gotas por la parte superior, lo efectúan por la inferior, y se reflejan en su superficie dos veces, de modo que los colores se invierten, y el rojo aparece dentro y el violado fuera. También, en ocasiones, se ven más de dos arcos iris; pero este fenómeno es, relativamente, raro.

Cuando el tiempo está revuelto y las lluvias son intermitentes e irregulares, no llega a formarse

todo el arco, y sólo se notan fragmentos aislados en el cielo.

Los arcos iris producidos por la Luna son mucho más débiles que los solares, y, por lo tanto, más difíciles de observar. En los surtidores de las fuentes, en las rompientes de las olas, etc., se observa con gran facilidad la descomposición de la luz solar por las gotas de agua, con la producción consiguiente del espectro, o sea el arco iris.

II. Coronas, halos, parhelios y paraselenes. — Todos estos fenómenos, lo mismo que el arco iris, dependen de la refracción, reflexión y dispersión de los rayos luminosos del Sol y de la Luna.

Corona se llama a un anillo blanquecino o de colores prismáticos muy apagados, de escaso diámetro, que frecuentemente se nota alrededor de la Luna, y con más rareza del Sol; sin embargo, si se observan las inmediaciones del astro reflejadas en el agua, también se ven con bastante facilidad las coronas solares. Cuando la corona es de cierta intensidad y los colores se presentan bien visibles, el violado ocupa el interior del anillo y el rojo el exterior. Casi todas las nubes, exceptuando los cirros, producen coronas, siendo de las más hermosas las causadas por las neblinas; cuanto más pequeñas son las gotas de agua, tanto mayor es la corona, y viceversa; por eso, cuando la corona o anillo está muy cerca de la Luna, se pronostica, vulgarmente, lluvia; y tendencia a mejorar, cuando la corona es de mayor diámetro, el cual no pasa en ningún caso de 4°. Así como el arco iris se produce fácilmente en los saltos y

surtidores de agua, también se pueden imitar las coronas, humedeciendo con el aliento una lámina de cristal y mirando a su través una luz brillante; en seguida aparecen los anillos coloreados de di-



Fig. 30. — Corona y halo.

fracción. El círculo inferior de la fig. 30 representa una corona.

Halos.—Son más raros que las coronas, de las que se diferencian, principalmente, por sus extraordinarias dimensiones; se presentan como anillos concéntricos al Sol o a la Luna, de 22 a 23°, de 44 a 47°, y algunas veces hasta de 90° de diámetro; por lo general son blancos; pero cuando aparecen coloreados, siempre cae el rojo hacia el

lado donde se encuentra el astro, esto es, a la inversa que en las coronas. Este fenómeno se manifiesta en las altas regiones de la atmósfera y se

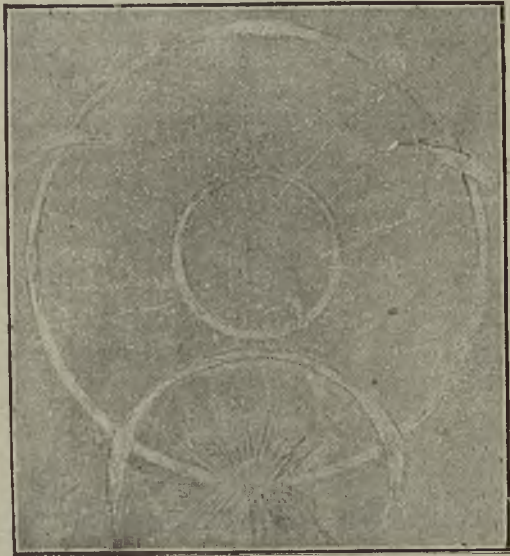


Fig. 31. — Halo múltiple.

debe a la reflexión y refracción de los rayos luminosos en las caras y bases de los prismas exagonales de hielo, que forman los cirros; su teoría, aunque complicada, se explica con exactitud matemática por las diversas posiciones de los prismas, respecto de los astros y del observador. Muchas

veces no se muestran los halos, únicamente, como anillos concéntricos al Sol, sino que presentan el aspecto de que da idea la fig. 31, en la que se ven un halo principal incompleto en la parte inferior, con el Sol en el centro, dos supernumerarios completos, de diverso diámetro, y arcos o fragmentos de otros. Como no siempre aparecen los arcos completos, ocurre algunas veces que sólo se distinguen unas grandes cruces blancas en el cielo, que la gente supersticiosa considera como agüeros. También a la salida y postura del Sol se ha observado un pilar o columna sobre el astro. Estos fenómenos ocurren de preferencia en los países del N. y durante el invierno.

Parhelios y paraselenes.—En la fig. 31 se advierte que en las intersecciones de los arcos es mayor el brillo, y a estos puntos se les da el nombre de falsos soles o parhelios, y falsas lunas o paraselenes; Hevelio, en 1629, observó siete parhelios a un mismo tiempo.

Círculo de Ulloa y espectro del Brocken.—Estos fenómenos necesitan para producirse, que haya niebla y que la temperatura sea baja, lo cual ocurre con más frecuencia en las montañas y en globo, que en el llano; el círculo o anillo de Ulloa se manifiesta cuando el observador tiene el Sol a su espalda y la cortina de niebla delante de sí, lo que le permite ver la proyección de su sombra, rodeada de un anillo con los colores prismáticos. El marino Ulloa fué el primero que observó este fenómeno, a fines del siglo XVIII, cuando recorría la cordillera de los Andes, ocupado en la medición del arco de meridiano,

El *espectro del Brocken* se debe a la misma causa; se observa con mayor facilidad desde un punto aislado, como la cima de una montaña, y cuando la niebla se extiende en un gran espacio libre. Las sombras se proyectan de un tamaño gigantesco, según afirman los observadores; pero los físicos no lo aceptan, pues no existe razón alguna para que las sombras resulten mayores que los cuerpos que las producen, cuando el foco de iluminación es el Sol, situado a una distancia infinita; generalmente, la sombra que se ve más destacada y vigorosa, es la del propio observador; la de sus compañeros se distingue con mayor confusión, y si el grupo es algo numeroso, la sombra de los individuos extremos casi no es visible. El fenómeno, como el del arco iris, es, pues, subjetivo, a saber, cada uno ve su propia sombra y su propio arco; por eso todos los dibujos y representaciones del círculo de Ulloa o espectro del Brocken, incluso el de la fig. 32, son falsos; son vistas en perspectiva en las que se representa al viajero con su espectro y círculo, cosa que no puede ver más que él mismo.

Estas manifestaciones no son peculiares del Brocken, pues se observan en muchas montañas de los Alpes, en globo, etc. El famoso ballenero, Scoresby, observó el espectro del Brocken desde el palo de su buque, hallándose en los mares boreales.

La teoría del fenómeno es sencilla y análoga a la de las coronas, pues se trata de efectos de difracción, refracción, reflexión y dispersión que, en circunstancias favorables, se reproducen arti-



Fig. 32. — Espectro del Brocken.

ficialmente con focos de luz intensos, y a veces con una simple linterna.

Glorias.—Con este nombre se designan unos anillos coloreados, que a veces se ven alrededor de la sombra de la cabeza del observador, proyectada sobre terrenos favorables, como prados húmedos, etc. Se producen de un modo análogo al de la formación del segundo arco iris, pero por cuatro refracciones y una reflexión.

Espejismo.—En los países cálidos y secos como Egipto, suele observarse que, a cierta distancia, se pierde de vista el suelo, el cual parece sustituido por unas capas de aire ondulante que le dan el aspecto del agua, unas veces en calma, otras como rizada por la brisa; si hay algún objeto lejano y bastante elevado, para que pueda distinguirse por encima de estas capas de aire perturbado, su imagen aparece invertida y debajo del objeto mismo, lo cual produce la ilusión de que lo que se contempla es la imagen reflejada sobre una superficie líquida, como la de un lago; aunque el fenómeno se observa con mayor brillantez en Egipto, es visible también en otras muchas regiones, incluso en España, donde se manifiesta con frecuencia, principalmente, en las cercanías de Lebrija. Tal aspecto de verdad presenta a veces el espejismo, que la Comisión General Geodésica de Australia, participó al Gobierno, hace años, que en el interior del continente se había descubierto un gran lago.

La explicación del espejismo se debe al matemático francés Monge, que fué a Egipto acompañando a Bonaparte, y es como sigue. En tiempo tranquilo y sin viento, las capas de aire inferiores, en contacto con el suelo arenoso, extraordinaria-

mente caldeado por el Sol, se calientan y pierden densidad, pero permanecen en su mismo lugar, de modo que, invertido el equilibrio, la densidad del aire crece de abajo arriba, hasta una pequeña altura; ahora bien, en estas condiciones, un observador puede ver directamente un objeto lejano

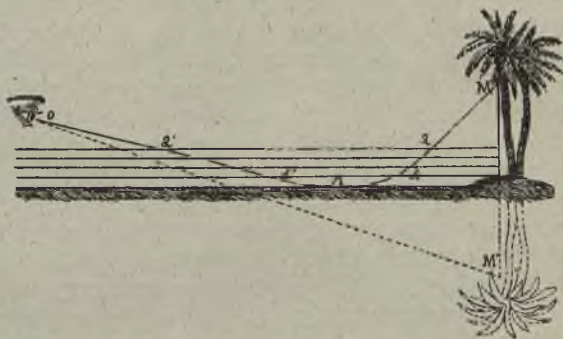


Fig. 33. — Teoría del espejismo.

y elevado, v. gr., la copa y parte del tronco de la palma M (fig. 33) desde el punto o ; pero al mismo tiempo, otro rayo que parta del punto M toma la dirección Ma , y encontrando medios ópticos de densidad decreciente, se refringe y sigue la línea $adAd'a'$, en el dibujo quebrada, pero en realidad curva, hasta penetrar en el ojo como procedente del punto M' , lo que produce la ilusión de que la palma se ve por reflexión en la superficie del agua.

En el mar, el espejismo suele manifestarse de otra suerte: elevando los objetos sobre la superficie y haciendo visibles en el aire, buques que se hallan bajo el horizonte, o casas y objetos de la costa, ocultos también por la curvatura de la Tierra.

Cuando las capas de aire de desigual temperatura, y, por consiguiente, de distinta densidad, no son horizontales, sino verticales, como las que están en contacto con un muro calentado por el Sol, o con un gran acantilado, el espejismo es lateral. Este fenómeno se observa sin gran dificultad, en los días claros de invierno, situándose en la dirección conveniente, cerca de una pared bien calentada por el Sol.

CAPÍTULO IX

EL TIEMPO

Entre los elementos meteorológicos existe, por lo general, cierta correlación que, en definitiva, viene a caracterizar el tiempo. La experiencia había demostrado que cuando en el invierno soplaban los vientos del N., el barómetro estaba alto, el termómetro bajo, el aire seco y el cielo claro; al girar la veleta hacia el S. y el SO., bajaba el barómetro, subía el termómetro, el cielo se cubría de nubes, aumentaba la humedad del aire, y al fin sobrevenía la lluvia; de modo que la marcha inversa de los instrumentos, indicaba estados de tiempo, por completo opuestos. Para juzgar de los cambios que pudieran sobrevenir, no era indispensable consultar todos los aparatos, y bastaba, y basta, fijarse en alguno, y aun meramente en el aspecto del cielo y en las sensaciones fisiológicas, únicos elementos en que se apoyan, para sus predicciones, pastores y marineros.

Como el mal tiempo, el tiempo de lluvias, procedía casi siempre del tercer cuadrante, y el buen

tiempo del opuesto, y los vientos giraban en el sentido en que el Sol camina, a saber: que el N. pasaba al NE., al E., al SE. y al S., para llegar al SO., en vez de hacerlo por el NO. y O., la mayor parte de las veces, se originó la teoría de las corrientes ecuatoriales y polares, para explicar estos fenómenos; teoría que, defendida por hombres de gran mérito, ha impedido el progreso de la Meteorología por espacio de muchos años.

Al multiplicarse las observaciones hechas a las mismas horas en gran número de lugares, bien pronto se echó de ver que la teoría de la circulación ecuatorial, fundada en el principio de los promedios, no se ajustaba a la realidad de los hechos, sino en determinadas ocasiones. En vez de amontonar cifras y cifras para hallar términos medios, se dedicaron los meteorólogos a representar en un mapa el estado del tiempo en un momento dado, indicando con números o símbolos los elementos principales, como la presión, la temperatura, la dirección y fuerza del viento, el estado del cielo, la precipitación, etc. Este método se llama sinóptico, en oposición al de las medias, y sus resultados han sido excelentes, pues ha dado origen a la fundación de la Meteorología dinámica.

El examen de estos mapas dió a conocer que las isobaras, o líneas de igual presión barométrica, eran curvas cerradas alrededor de un centro o núcleo, y que la dirección del viento dependía de la posición del núcleo y del valor de su altura barométrica, y su fuerza de la distancia mutua de las isobaras; si éstas estaban muy próximas, el

viento era fuerte, y débil en el caso contrario. Si la menor presión se hallaba en el centro, los vientos convergían hacia este punto; y si el barómetro estaba más bajo en la región externa, los vientos soplaban hacia afuera.

Esta regla importantísima, que se llama de Buys-Ballot, del nombre del meteorologista holandés que la dió a conocer, se enuncia así: volvien-

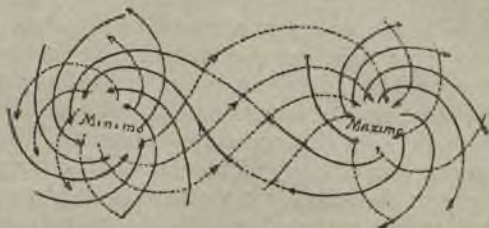


Fig. 34. — Circulación del viento.

do la espalda al viento y extendiendo el brazo izquierdo un poco hacia adelante, su dirección marcará la del mínimo barométrico, en el hemisferio boreal, y lo inverso sucederá en el austral.

Acabamos de decir que la fuerza del viento depende de la distancia que entre sí guarden las isobaras; pero como éstas pueden ser tan numerosas como se quiera, se ha establecido un sistema internacional, para que las diferencias de presión se expresen en *gradients*, palabra inglesa que significa pendiente, en lenguaje de ingeniería, y cuyo uso se ha extendido a todos los países; las

unidades elegidas son 1 mm. para el barómetro y 1° geográfico o 111 Km. para la distancia.

Por lo que llevamos dicho, se ve que el viento, alrededor de un mínimo barométrico, circulará en el hemisferio boreal en sentido contrario al de las agujas de un reloj puesto de plano sobre una mesa, y en el mismo que las agujas (fig. 34) alrededor de un máximo. Lo contrario ocurrirá en el hemisferio austral.

I. **Sistemas ciclónico y anticiclónico.**—Con las cartas sinópticas del tiempo, que abrazaban grandes extensiones de territorio, fué dable determinar las condiciones meteorológicas reinantes en un mismo momento, en lugares muy distantes entre sí, y se vino en conocimiento de que un mismo estado atmosférico, para unos observadores era húmedo y cálido, y para otros, con igual altura barométrica, seco y frío, lo que dependía de la situación que ocupasen respecto del centro de mínima presión; estos centros se llamaron depresiones barométricas o sistemas ciclónicos (derivado de una palabra griega que significa círculo), porque el viento se mueve circularmente a su alrededor; el sistema ciclónico no implica, forzosamente, que el tiempo sea malo, sino tan sólo que las presiones son más débiles en el centro que en el borde. Únicamente cuando el *gradient* o diferencia de presión es considerable, el viento adquiere mayor violencia, y, por lo tanto, la situación empeora, si bien esta regla no puede aplicarse con gran exactitud en tierra, a causa de los obstáculos que las condiciones topográficas presentan al movimiento de propagación del aire.

En la fig. 35, que representa, con los símbolos admitidos, el estado del tiempo en la Península y parte de Europa y del Atlántico, a las nueve horas de la mañana del 7 de febrero de 1901, puede verse que una borrasca, depresión o mínimo barométrico, se halla en la costa portuguesa entre Lisboa y el cabo de San Vicente, limitado por la isobara de 749 mm.; a su alrededor, y formando curvas cerradas, se han trazado de milímetro en milímetro las demás isobaras hasta la de 755, y luego, a mayor distancia, la de 760; las flechas indican la dirección del viento, pues se supone que corren con él, y el número de plumas, la fuerza con que sopla. Desde luego se advierte que en Lisboa y Lagos, que son los dos puntos más próximos al centro de la depresión, aunque correspondientes a la misma isobara, procede el viento de rumbos opuestos, pues en Lisboa es ENE. y en Lagos S.O.; y otro tanto pudiera decirse de casi todas las demás poblaciones, situadas en los extremos de los varios diámetros que pueden trazarse en la borrasca. También confirma el mapa la ley de Buys-Ballot, pues, en efecto, si volvemos la espalda al viento, en casi todos los casos veremos que el mínimo barométrico cae a la izquierda y un poco hacia adelante; las veces que así no sucede, hay que atribuirlo o a observación imperfecta, o a perturbaciones locales, mucho más frecuentes en tierra, a causa de las montañas, cursos de los ríos, etc., y aun en el caso presente, hasta a los pequeños remolinos que pueden formarse en las cercanías de la veleta del observador; así se ve que, en las dos estaciones de las islas Azores

y en la de la isla de la Madera, donde el aire circula con mayor libertad, la dirección del viento se ajusta a la ley.

Si consideramos dividida la borrasca en dos mitades, por una línea que vaya de SO. a NE., esto es, del cabo de San Vicente hacia Huesca, notaremos que el tiempo presenta caracteres opuestos; en la parte inferior, los vientos procedentes del tercer cuadrante, son lluviosos, y la temperatura, relativamente, elevada; en la otra mitad, donde soplan del primer cuadrante, tienen su origen en la tierra fría, son secos, y la temperatura es baja. En efecto: en ese día se recogió en la parte meridional de la Península la lluvia que se indica en la tablilla siguiente:

	<u>Milím.</u>		<u>Milím.</u>
Lagos.	19	Tarifa.	18
Badajoz.	3	Málaga	15
Córdoba.	32	Granada.	6
Sevilla.	36		

En el centro no llovió nada en esa fecha, pero sí en las siguientes, cuando la borrasca avanzó hacia el centro; se ve, pues, confirmado lo que dijimos en las páginas anteriores, que en una misma depresión y en puntos por donde pase la misma isobara, puede presentar el tiempo caracteres diferentes y aun diametralmente opuestos. Pero, en general, el régimen ciclónico es húmedo, trae lluvias y nubes, vientos fuertes y temperatura suave en su mitad inferior, llamando así la que se comprende del NE. al SO., y vientos fuertes también, pero fríos y acompañados, a veces,

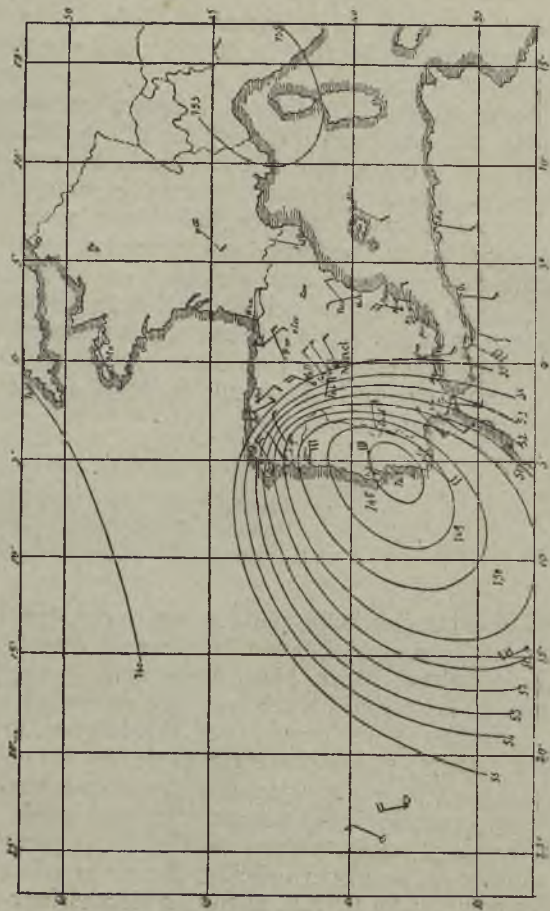


Fig. 35. — Sistema ciclónico.

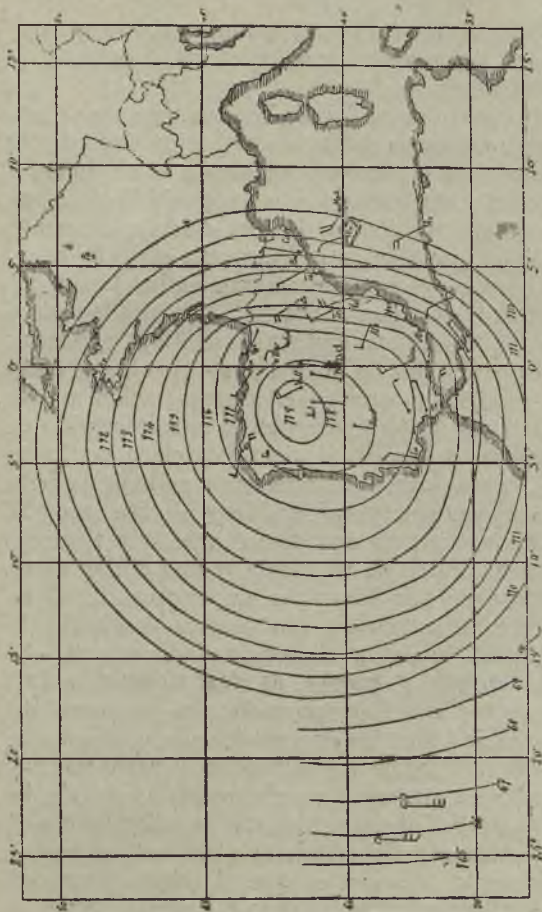


Fig. 36. — Sistema anticiclónico.

de nieve, en la otra mitad; en una palabra, al régimen ciclónico corresponden el mal tiempo y la inestabilidad.

El nombre de anticiclónico, bastante mal elegido, por cierto, se aplica a la situación atmosférica que presenta caracteres opuestos a la ciclónica; a saber, al buen tiempo y a la estabilidad. A un período meteorológico de esta clase corresponde el tiempo que hizo en la Península el 19 de enero de 1901, y que simbólicamente indica la fig. 36. Las presiones son elevadas, alcanzando en el núcleo, que se apoya en Castilla la Vieja, 779 mm.; las isobaras son de forma muy regular y están más espaciadas que en el sistema ciclónico; los vientos son flojos y giran en el mismo sentido de las agujas del reloj; el cielo está claro, por lo común, o nebuloso, la temperatura es baja, la irradiación nocturna considerable y el aire seco. Se supone, aunque no está demostrado, que el viento afluye al centro de un ciclón, y que allí se eleva, dirigiéndose por las capas superiores de la atmósfera, al anticiclón, por el cual desciende divergiendo, hacia la superficie de la tierra.

II. Origen y marcha de los ciclones. — Los ciclones se originan en todas las regiones del globo y en todas las épocas del año, presentando diferencias según las estaciones; pero no hay ejemplo de que se haya observado un ciclón en el ecuador, ni de que ninguno haya cortado esta línea, pasando del hemisferio austral al boreal, y viceversa, a pesar de que al mismo tiempo y en el mismo meridiano, pero a distintos lados de la línea equinoccial y a distancias de 10° o 12° ,

se han observado borrascas violentas. Pero, generalmente, los ciclones tropicales, que son los que presentan de un modo más marcado y riguroso los caracteres que hemos descrito, nacen en el límite ecuatorial de los alisios, en la región donde estos vientos soplan ya de un modo irregular. Los huracanes de las Antillas tienen su origen en pleno Atlántico, entre los 10° y 20° de latitud N. y los 50° y 60° de longitud O., donde se unen las calmas con los vientos variables, que es la zona de las grandes y constantes lluvias.

En nuestro hemisferio, y durante la primera parte de su trayectoria, en la región de los alisios, caminan los ciclones hacia el O., inclinándose ligeramente

al N.; cuando llegan cerca de la latitud de 20° , la inclinación es mayor, y a los 25° su rumbo es marcadamente al NO.; cerca del paralelo de 50° siguen la dirección del N., empezando poco después a inclinarse hacia el NE.; del examen de las trayectorias de gran número de ciclones violentísimos, que se han estudiado en estos últimos años, se deduce, con toda evidencia, que el centro de mínima presión o núcleo del torbellino, describe sobre el suelo una curva muy semejante a la parábola, cuyo vértice o punto de curvatura viene a

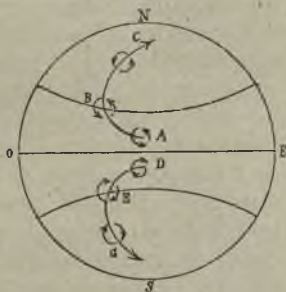


Fig. 37. — Trayectoria de los ciclones.

caer en las inmediaciones del paralelo de 30° . En la fig. 37 se marca esta línea curva con las letras A, B, C. La trayectoria de los ciclones del hemisferio austral es análoga a la de los del boreal y se señala en la figura con las letras D, E, G. Los tifones de las Filipinas siguen leyes parecidas, en cuanto a su origen y propagación; pero las observaciones son menos numerosas y no permiten, hasta ahora, trazar sus límites.

La velocidad de traslación de los ciclones es muy variable; en las Antillas, los más lentos han recorrido 16 kilómetros por hora y los más rápidos 60 kilómetros; en la bahía de Bengala la velocidad oscila entre 4 y 70 kilómetros, y en el Mar de China entre 10 y 40 kilómetros, y algunos hay que progresan tan poco, que pudieran llamarse estacionarios; pero no hay que confundir la velocidad de traslación del ciclón, con la del viento, que en borrascas que podría seguir un hombre al paso, llega a ser de más de 150 kilómetros por hora.

En cuanto a su diámetro, las diferencias son también considerables, si bien de un modo general puede decirse, que son más reducidos en los trópicos y de mayor extensión en las zonas templadas; su menor tamaño lo tienen en la primera rama de su trayectoria, y luego se van sucesivamente ensanchando; así que, huracanes de fuerza destructora irresistible, sólo medían en las Antillas 160 kilómetros, pero al encorvarse su trayectoria y en su segunda rama, se han ensanchado en el Atlántico hasta 800 y 1000 kilómetros, perdiendo fuerza en proporción; algunos que, después de

atravesar el Océano, han llegado a Europa, eran de dimensiones tan considerables, que cubrían gran parte del antiguo continente. También ocurre, aunque es raro, que en vez de ensancharse, se contraiga el ciclón, en cuyo caso aumenta considerablemente la fuerza del viento.

La trayectoria parabólica que siguen los ciclones, depresiones o borrascas, desde las inmediaciones del ecuador hacia los polos, depende del movimiento de rotación de la Tierra. Cuando una gran masa de aire del hemisferio boreal se pone en movimiento alrededor de un eje vertical, las partículas de la región situada al E. del centro, cruzan sucesivamente paralelos de latitud, cuyo movimiento en dirección oriental es menor que el que ellas poseen, y se desvían, en consecuencia, hacia el E., a saber, hacia la derecha; por el contrario, las partículas de aire de la región occidental del centro del torbellino, van cortando, sucesivamente, paralelos cuya velocidad oriental es mayor, y se desvían, por la misma razón indicada, también hacia el O., que es la derecha; las partículas de las regiones del N. y del S. se desvían asimismo hacia la derecha, por razones que no podemos presentar aquí, pero que son de certidumbre matemática, pues está demostrado que, todo cuerpo que se mueve libremente en la superficie de la Tierra, experimenta una desviación hacia la derecha de la dirección de su movimiento, en el hemisferio boreal, y hacia la izquierda en el austral; nula en el ecuador, aumenta con la latitud, alcanzando su valor máximo en los polos; de estas condiciones resulta que, la

tendencia del aire del torbellino en la parte polar, en dirigirse hacia el polo, es mayor que la del aire de la parte ecuatorial en dirigirse hacia el ecuador, y la masa total se ve arrastrada en el primer sentido.

Dentro de la región de los vientos alisios el movimiento general de la atmósfera es hacia el O., y en la misma dirección camina el ciclón, pero con tendencia hacia el polo; después de encorvarse la trayectoria, y libre el torbellino del influjo de los alisios, el movimiento general de la atmósfera es hacia el E., el cual comunica al torbellino; pero en virtud de la fuerza desviadora mencionada, la dirección resultante es hacia el NE.

Pocos ciclones de los trópicos, ni aun debilitados, llegan a Europa, y la mayor parte desaparecen en el Atlántico; pero algunos han podido observarse, que no sólo han atravesado nuestras regiones, sino que han pasado por Siberia a China y el Japón, recorriendo casi las tres cuartas partes del globo terráqueo. La mayor parte de las borrascas del Atlántico que dejan sentir su influjo en Europa, pasan por el NO., y a cierta distancia de las Islas Británicas, y atraviesan Noruega y Suecia en dirección a Laponia; otras muchas, pero en menor número, penetran en el continente por latitudes más bajas, siendo las menos frecuentes las que lo invaden por las costas de la Península Ibérica.

III. Ciclones de los trópicos. — Entre los huracanes, baguios y tifones, y los temporales de Europa, la diferencia, aunque sólo de grado, es inmensa, y no parece que los habitantes de las

zonas templadas hayan de poder formarse una idea exacta de la furia de los elementos en los ciclones tropicales, por las más violentas manifestaciones que presencién en su patria; no hay comparación posible entre ambos fenómenos, ni por la fuerza del viento, ni por la intensidad de las descargas eléctricas, ni por la cantidad de lluvia, ni por la magnitud de las olas, ni por el número de víctimas.

El núcleo de estas tempestades lo forma un mínimo barométrico extraordinario, en el que la presión suele bajar hasta 700 mm., esto es, 62 mm. menos que la normal; el descenso barométrico es tan rápido, que a veces puede seguirse con la vista el movimiento del mercurio: en el huracán del 6 de septiembre de 1865, bajó la columna barométrica 43 mm. en 1 h. y 10 m.; el núcleo de presión mínima es de muy poco diámetro, de 10 a 40 kilómetros, y su contorno casi circular; el diámetro del huracán, esto es, de toda la región donde el viento sopla con violencia destructora, es mucho mayor, y como dijimos, llega a 200 y 500 kilómetros. En el núcleo, a donde convergen todos los vientos que circulan a su alrededor, casi paralelos a las isobaras, en virtud de la enorme fuerza centrífuga desarrollada reina calma, y se supone que el aire asciende; en esta calma central se han visto en el mar y lejos de las costas, aves terrestres y aun mariposas que, arrastradas por los vientos exteriores, no encuentran medio de salir de aquella prisión de aire; las olas son gigantescas y proceden de todos los puntos del horizonte, por lo que apenas puede luchar contra

ellas un vapor; un pobre buque de vela, en el centro del huracán, no es más que un tonel, sin gobierno de ninguna clase. A medida que nos separamos del círculo que limita el núcleo central, va subiendo el barómetro, al principio con gran rapidez, luego más lentamente, y disminuyendo la velocidad del viento, cuya dirección vuelve a formar ángulos crecientes con las isobaras. Debido a la rapidez con que el aire se transporta de una parte a otra del torbellino, el aspecto del cielo y las condiciones atmosféricas son iguales, sin que ofrezcan diferencias, en este respecto, la región anterior de la posterior, pues todas las borrascas tropicales presentan como característica distintiva, una inmensa nube negra, de la que se escapan, no gotas de lluvia, sino placas de agua. Esta nube es enorme y de gran altura, tal vez de 8,000 metros, pues en ocasiones se ha distinguido su vértice en el mar, desde 90 leguas de distancia; de tal modo intercepta la nube la luz del Sol, y la obscuridad en pleno día es tan intensa, que el cielo y el mar ofrecen el mismo color y se confunden; los relámpagos y los truenos no cesan un instante; cuando el centro del ciclón pasa por el lugar del observador, se nota, a veces, que la nube negra se adelgaza y abre, dejando ver, por breve tiempo, el azul del cielo; a este fenómeno dieron los navegantes españoles el nombre de *ojo de la tempestad*. Pasado el período de calma, cuya duración es variable, vuelve a soplar el viento con la misma furia que antes, pero en sentido diametralmente opuesto, hasta que, alejándose el vór-

tice, gradualmente recobra la atmósfera su anterior estado de tranquilidad.

En las costas bajas de ciertas regiones, como, por ejemplo, en la India, todavía hay que agregar una causa más de devastación a las propias del ciclón, que es la llamada *marea del huracán* u *ola del ciclón*. A consecuencia de la escasa presión atmosférica que hay en el centro del torbellino, se elevan las aguas a mayor altura de la normal, lo que, unido a la gran masa que en el mismo sitio acumulan los vientos procedentes de todos los puntos del horizonte, hace que el mar suba algunos metros sobre su nivel ordinario. Cuando el ciclón invade una comarca baja, las aguas la inundan en extensión de centenares de kilómetros, destruyendo cuanto encuentran a su paso y transportando consigo, a veces, buques de alto bordo de tres y cuatro mil toneladas, que luego han aparecido varados a varios kilómetros de la orilla. En el delta del Ganges, que es muy extenso, perecieron en una ocasión, por la marea del huracán, más de 100,000 personas.

La mayor parte de los ciclones tropicales se desarrollan en el verano y principios de otoño. Los marinos temen mucho al mes de septiembre, por ocurrir en él el equinoccio, creyendo que esa situación de la Tierra es favorable para la formación de los huracanes; pero la estadística demuestra que, de 355 ciclones registrados y anotados desde el año 1493, ocurrieron 96 en agosto, 80 en septiembre, 69 en octubre, menor número en los demás meses, y muy pocos en el invierno; pero en el mes de marzo hay una recrudescencia, pues

febrero figura con 7 huracanes, marzo con 11 y abril vuelve a bajar a 6.

En los días 10 y 11 de agosto de 1831, pasó por la Barbada un ciclón tan terrible, que su descripción, participada a Dove por un testigo presencial, se publicó por aquella fecha, y es como sigue:

“El 10 de agosto, a poco de anochecido, no soplaba viento ninguno, y el cielo estaba raso; pero algo más entrada la noche, empezó a agitarse el aire, que venía del N., y se notaron relámpagos lejanos por el NNE. y NO., y desde las 10 h. 30 m. hasta la media noche sopló el viento del NNE. con lluvia, pero con intervalos de reposo; la temperatura oscilaba entre 28° cuando hacía viento y 30° durante las calmas. Pasada media noche, se declaró el temporal del N. y del NE., acompañado de grandiosas manifestaciones eléctricas, pues los relámpagos se sucedían sin intermitencia; pero al entrar el día 11 de agosto, a saber, a la 1 de la madrugada, creció considerablemente la fuerza del viento, que ya era grande, pasando de su primitiva dirección del NE., de un modo repentino, al NO. A partir de este instante no cesó la iluminación del cielo, que los relámpagos mantenían en fuego perpetuo, si bien a veces, por las capas inferiores de la atmósfera, cruzaban formidables descargas eléctricas, de brillo superior al de los relámpagos. No encuentro expresiones para describir el horroroso estrépito de la tempestad que rugía, a eso de las 2 de la mañana, del NNO. y NO. El coronel del regimiento número 36, Mr. Nickle, se refugió en el hueco de una ventana baja de su casa, y viendo una gran nube de polvo, procuró averiguar su procedencia, enterándose entonces de que los dos techos de su casa de dos pisos se habían hundido, sin que el fragor del huracán le hubiese permitido oír nada, ni aun a la corta distancia a que se encontraba. Cuando después de las 3 cesaron los relámpagos, quedó la ciudad sumergida en una terrible obscuridad, viéndose cruzar por el aire algunos glo-

bos de fuego, como meteoros, que descendían en sentido vertical desde considerable altura, descenso debido, indudablemente, a la acción de la gravedad y no a fuerza alguna extraña. Al aproximarse al suelo, adquirieron un color blanco deslumbrador, y, al ponerse en contacto con él, se extendieron como una colada de metal, apagándose de seguida; por su tamaño y aspecto se parecían al globo de una lámpara, y por su brillo y la dispersión de sus partículas al chocar con la tierra, a una masa de mercurio. Pocos minutos habían transcurrido después de la aparición de este extraño fenómeno, cuando volvió a escucharse a lo lejos el sordo ruido del viento, como una especie de murmullo majestoso. Aparecieron nuevamente los relámpagos entre las nubes y la tierra, descendiendo de las alturas en que últimamente se habían sostenido, hasta tocar con las casas, despidiendo llamas hacia abajo, que les eran devueltas con igual violencia. No bien había terminado esta especie de lucha de relámpagos y fuegos, empezó de nuevo a bramar el huracán, pero ahora del O. y con una furia superior a la que antes había mostrado, arrastrando como un torbellino cuantos objetos encontraba a su paso, y que convertía en mortíferos proyectiles; vibraban y se conmovían hasta en sus cimientos las casas de construcción más sólida, y aun parecía que la misma tierra temblaba al paso del huracán. No se puede decir que se oyeran truenos en estos angustiosos momentos, pues el golpear de las tejas, maderas, ramas y cuantos objetos volaban por los aires, el desplomarse de los techos, el derrumbio de los muros, el desgajarse de los árboles, el fragor del Océano, cuyas olas amenazaban tragarse la ciudad y arrasarlo lo que los otros elementos habían dejado, y el mugir y silbar del viento, unido a otros mil ruidos discordantes e inexplicables, formaban estruendo tan ensordecedor, que ningún sonido particular era discernible. No puede la pluma dar idea, a las personas que no han presenciado fenómenos de esta clase, del horror de aquella noche, ni de las sensaciones que experimentaba el ánimo aterrado. Después de las 5 de la mañana, disminuyó la fuerza de la tempestad durante algún tiempo, oyéndose claramente la caída de las tejas

y escombros, que probablemente habían levantado en el aire a grande altura, las últimas rachas de viento. A las 6 pasó al S., a las 7 al SE., a las 8 al ESE. y a las 9 casi había desaparecido el temporal, mostrándose el tiempo claro. Así que la luz del día permitió ver algo, me dirigí, salvando mil obstáculos, al muelle; la lluvia caía con tal violencia, que hacía daño en la piel, y tan espesa, que no se distinguían los objetos situados a moderada distancia en el mar; la escena era soberbia e imponente, pues las gigantescas olas, impulsadas hacia adelante y rodando unas sobre otras, barrían cuanto se oponía a su paso, y al amansarse cerca del dique, aparecía su superficie cubierta de despojos de todas clases: se diría que era una masa ondulante de palos de buques, árboles, maderas, tablas, barriles, dueñas, cables y toda clase de mercancías susceptibles de flotar; en el puerto sólo habían quedado en nafo dos buques; los demás habían zozobrado o se habían estrellado en la playa. Subí a la torre de la catedral, y a cualquier lado que dirigiese la vista, no alcancé a ver más que un espectáculo grandioso, pero de ruinas; todo el campo, antes tan verde y lozano, estaba convertido en un erial; no quedaban más vestigios de vegetación que algunas manchas de color enfermizo; parecía como si por encima de toda la superficie del terreno hubiera pasado una manga de fuego, destruyendo y aniquilando todos los productos de la tierra. Aun quedaban algunos árboles en pie, pero sin ramas ni hojas, ofreciendo un aspecto frío y desolado, como en el invierno; y las numerosas villas y casas de campo de las inmediaciones de Bridgetown, ocultas antes entre el follaje de copudos árboles, se veían ahora arruinadas. Por la alineación de los cocoteros y otros árboles que yacían en el suelo, se podía venir en conocimiento de que los primeros fueron derribados por el viento procedente del NNE.; pero el mayor número fué arrancado, a no dudar, por las rachas más duras del NNO.”

Como complemento de esta narración agregaremos, que no se tiene idea de la fuerza mecánica

que se desarrolla en un huracán tropical; sobre este punto ha efectuado el Sr. Mohn, el curioso cálculo siguiente. Supone que en el famoso huracán que causó enormes estragos en la isla de Cuba el 5 de octubre de 1844, el centro del torbellino tuviese la forma de un cilindro circular de 100 metros de altura y 160 kilómetros de radio, y dada la enorme velocidad del viento, aflúan al vórtice, en un segundo de tiempo, 420 $\frac{1}{3}$ millones de metros cúbicos de aire; el cilindro tempestuoso sólo necesitaría 5 h. y 10 m. para llenarse de nuevo, y la masa pesaría, aproximadamente, 490 millones de kilogramos, o sean 490,000 toneladas. Durante tres días completos, estuvo renovándose el aire de este cilindro ideal, y afluyendo desde las regiones externas hacia el centro del ciclón; por lo tanto, puede estimarse en 13 veces, las que se vació y llenó el espacio referido; y admitiendo que en el borde del huracán la velocidad del viento fuese de 12 a 13 metros por segundo, tenemos que, para poner en movimiento esa enorme masa flúida por espacio de tres días, ha sido necesaria una fuerza que no puede estimarse en menos de 473.500,000 caballos de vapor, a saber: más de 15 veces la que pueden desarrollar en el mismo espacio de tiempo todos los molinos de viento, turbinas, saltos de agua, máquinas de vapor, locomotoras, hombres y animales que existen en el mundo, fuerza que proviene del calórico latente del vapor de agua, condensado en el centro del torbellino.

Las tempestades de las zonas templadas distan mucho de presentar la violencia de las tro-

picales, y aunque alguna de éstas, como ya dijimos, suele atravesar el Atlántico, se ensancha y debilita antes de llegar a las costas de Europa; en cambio, la velocidad que pierde el viento en el sentido rotatorio o circular, la gana el torbellino en el sentido de su avance, pues en nuestras regiones camina tan rápidamente como un tren expreso. Al ensancharse, se deforma, y nuestras depresiones, por lo común, no ofrecen el aspecto geométrico circular de los huracanes de los trópicos; se alargan, cuando menos, en sentido de la propagación del movimiento, así que su forma resulta elíptica, siendo la relación de los dos ejes como 1 a 1'8. En estos casos, si el mínimo ha alcanzado desarrollo algo considerable, se manifiestan lugares con presiones más bajas, que forman mínimos secundarios, con su sistema propio de vientos, y separados de las otras depresiones por una zona neutral; como parece que la fuerza inicial es única, al segmentarse el mínimo principal, se debilita todo el sistema, que acaba por rellenarse. Los huracanes propiamente dichos, son tan reducidos, que a veces no abarcan islas tan pequeñas como la de Puerto Rico, de una vez, mientras que los ciclones europeos, llenan con frecuencia todo el continente.

Respecto del movimiento del aire, hay que advertir que los *gradients* de mayor valor se encuentran en el lado S. de la depresión, y los de menor, en el lado N., por lo que necesariamente son más violentos los vientos del O., de un modo general, que los del E.

IV. **Tornados y trombas.** — En su origen, el

nombre de tornado, que es portugués, se lo dieron los navegantes de esta nación a los temporales de la costa occidental de Africa; pero luego se ha aplicado por los norteamericanos, principalmente, a otro fenómeno meteorológico, de muy distinto carácter.

Los tornados africanos se presentan desde Cabo Verde y Costa de Oro hasta el Golfo de Benín; indica su aproximación un arco bien definido de nubes negras que aparece por la parte de tierra, de donde parten rachas duras de viento, acompañadas de lluvias copiosísimas y manifestaciones eléctricas; empiezan comúnmente por el SE. y giran contra el Sol, hacia el E. y el NE.; pero también otras muchas veces conservan una dirección constante y otras rolan por el S. hasta el O.

Estos chubascos, aunque importantes para el marino, no ofrecen sino un interés secundario en comparación de los otros tornados, más conocidos de las gentes, pues no son fenómenos locales, sino que se presentan en casi todas las partes del mundo, si bien su patria de preferencia parecen ser los Estados Unidos; esta clase de tornados pueden definirse, diciendo que son ciclones tropicales, con todos sus horrores y violencias, pero de diámetro en extremo reducido; en el siglo que acaba de expirar, cruzaron los diferentes Estados de la Unión, más de 600 tornados, y en menos de dos años, desde febrero de 1880 a septiembre de 1881, ocasionaron 177 muertes de personas, fueron heridas de gravedad 539, quedaron destruídas 988 casas y arrasados 5 pueblos de 100

a 1,000 habitantes; las pérdidas materiales se evaluaron en 10 millones de pesetas.

El estado atmosférico que precede a la aparición del tornado, es el mismo que el del régimen tormentoso, pues casi siempre se presentan en el sector del SE. de una gran depresión o mínimo barométrico; el aire, por lo tanto, es pesado y sofocante, la temperatura elevada, la presión baja y el viento variable. Una vez que el mal tiempo empieza a descargar, y en plena tormenta de lluvia, granizos y descargas eléctricas, o sin necesidad de que estas manifestaciones presenten carácter ninguno acentuado, se ve aparecer en la dirección del SO. casi siempre, una nube negra, baja, abolsada, de la que suelen colgar varios apéndices, o cuando menos uno, que pudiera compararse con una inmensa trompa de elefante, que barriese la superficie de la Tierra; produce un ruido ensordecedor, que se oye a gran distancia y avanza con una velocidad de 40 o más kilómetros por hora; su marcha, que ha podido seguirse con gran facilidad, en gran número de casos, por las ruinas que ha dejado detrás de sí, es rectilínea, con ligeras desviaciones a derecha e izquierda, y procede del SO. al NE. De vez en cuando la trompa se retrae, separándose del suelo quedando pendiente de la nube, para volver a bajar y seguir causando ruinas y desolación, o para desaparecer de una vez en las regiones en donde nació.

El viento de estos torbellinos gira con extraordinaria rapidez de izquierda a derecha, esto es, en sentido contrario a las agujas de un reloj, lo

mismo que los ciclones; y como en la mitad de la derecha sopla en el mismo sentido en que avanza el tornado, sus efectos son doblemente más poderosos, que los causados por los vientos de la otra mitad.

Al aproximarse el tornado, baja el barómetro con gran rapidez, y en los instrumentos registradores se ha visto que la curva afectaba la forma de una V durante el paso del meteoro; a este descenso repentino de la presión barométrica, hay que atribuir el fenómeno que a veces se observa, de hallar las maderas de puertas y ventanas, y los costados de las casas de madera y aun de material, con señales semejantes a las que hubiera producido una explosión originada dentro del local, pues el aire interior se dilató bruscamente, al faltar la presión exterior.

Europa también se ve de vez en cuando visitada por estos fenómenos, y el 12 de mayo de 1886 pasó por el centro de España un tornado que causó bastantes víctimas, principalmente en Madrid.

Sobre la generación de los tornados hay dos teorías radicalmente opuestas: la antigua, la clásica, la seguida por casi todos los meteorólogos, según la cual, estos fenómenos se producen en las capas inferiores de la atmósfera, casi en contacto con el suelo, cuando concurren una porción de circunstancias especiales de calma, temperatura, humedad, equilibrio inestable del aire, etc., etc.; la otra teoría, que cuenta con poquísimos partidarios, a cuya cabeza se halla el venerable astrónomo francés Faye, supone que el origen de los tornados, y también el de los ciclones, hay que bus-

carlo en las regiones superiores, en la de los cirros, donde el aire camina con velocidades extraordinarias, y donde pueden formarse, como en los ríos, remolinos de eje vertical que descendiesen hasta la superficie de la Tierra; aunque contra esta teoría pueden presentarse algunas objeciones graves, es mucho más razonable y científica que la otra, y se acomoda mejor a los hechos observados.

Las trombas se parecen en su forma a los tornados y se ven más frecuentemente en el mar, que en tierra; consisten en unas columnas que a veces, con tiempo claro, sereno y calmoso, descienden de las nubes hacia el mar; su movimiento de traslación es muy lento, pero el de rotación es rápido; son tenues y vaporosas y el menor soplo de viento las hace oscilar en uno y otro sentido. Cuando la extremidad de la tromba o embudo se acerca a la superficie del agua, se agita ésta tumultuosamente, y, según algunos observadores, forma una intumescencia, cuyo vértice llega a unirse con el de la tromba, para romperse a poco encogiéndose la tromba hacia las nubes. Por mucho tiempo se creyó que las trombas eran los canales por donde se alimentaban las nubes, a modo de esponjas, para derramar luego la lluvia por toda la haz de la Tierra; sin que los que así discurrían cayesen en la cuenta de que, el agua del mar es salada y la de lluvia dulce; pero aunque la teoría de la formación y origen de la lluvia se conoce hoy día perfectamente, por lo menos en este respecto, todavía se sostiene por los meteorólogos que las trombas aspiran el agua como pudiera hacerlo una bomba, cuando es una verdad

diariamente demostrada, que todo el peso de la atmósfera sólo puede elevar una columna de agua a 10 metros de altura, y la de las trombas llega a ser muchas decenas de veces superior. Del hecho de que algunas trombas han desecado pequeños estanques, se ha querido deducir que absorbieron el agua, cuando lo que pudo hacer el pequeño torbellino de aire, fué dispersarla.

Cierto que las trombas, y mucho más los tornados, han levantado en el aire, no sólo cuerpos ligeros como pajas y semillas, arenas e insectos, sino piedras, tablas, etc.; cómo sucede esto, se ignora; pero vale más confesarlo así, que querer encubrir nuestra ignorancia con teorías absurdas y pueriles.

FIN

ÍNDICE DE LOS GRABADOS

N.º	Págs.
1. La Tierra y la atmósfera.	10
2. Termómetro ordinario.	13
3. Id. de máxima y mínima.	15
4. Oscilación diurna de la temperatura.	21
5. Id. anua de la temperatura.	23
6. Experimento de Torricelli.	35
7. Barómetro de cubeta.	37
8. Id. de Fortín.	38
9. Id. de sifón.	39
10. Id. aneroide.	42
11. Id. registrador.	43
12. Oscilación diurna de la presión.	45
13. Atmidómetro de Piche.	54
14. Psicrómetro de August.	58
15. Higrómetro de cabello.	59
16. Id. de Daniell.	61
Clasificación de las nubes.	78 y 79
17. Pluviómetro.	91
18. Cristales de nieve.	97
19. Rosa de los vientos.	106
20. Anemómetro.	107
21. Rosa de los vientos de la Europa Occidental.	109

<u>N.º</u>		<u>Págs.</u>
22.	Anemómetro de Robinson.	118
23.	Electrómetro de Peltier.	132
24.	Relámpagos lineales entre dos nubes.	135
25.	Id. id. entre una nube y la tierra.	136
26.	Fulguritas.	142
27.	Pararrayos.	144
28.	Marcha de un rayo luminoso a través del aire y de una gota de agua	151
29.	Teoría del arco iris.	152
30.	Corona y halo.	154
31.	Halo múltiple.	155
32.	Espectro del Brocken.	158
33.	Teoría del espejismo.	160
34.	Circulación del viento.	164
35.	Sistema ciclónico.	168
36.	Id. anticiclónico.	169
37.	Trayectoria de los ciclones.	171

ÍNDICE ALFABÉTICO

	Págs.		Págs.
A			
Aborregado, cielo.	77	Atmósfera; absorción del calor por la.	17
Abrego, viento.	107	Id., altura de la.	10
Absorción del calor solar por la atmósfera.	17	Id., caldeo de la.	17
Agua y tierra; su proporción en el globo.	7	Id., circulación de la.	164
Ahumadas para impedir la irradiación.	72	Id., constitución de la.	9
Aire atmosférico; su composición.	9	August, psicrómetro de.	58
Id. id.; su modificación con la altura.	9	Aurora polar, altura de la.	147
Alcohol, termómetro de.	12	Id. id., color de la.	147
Alhazén, sobre la altura de la atmósfera.	10	Id. id., corona de la.	145
Alisios, vientos.	110	Id. id., influjo electromagnético de la.	148
Altitud, influjo de la, en la temperatura.	28	Id. id., sonido de la.	147
Amoniaco en el aire.	9	B	
Anemómetro de presión.	117	Baguios.	174
Id. de Robinson.	118	Bancas de hielo.	100
Anemoscopio.	107	Barógrafo.	43
Aneroide, barómetro.	41	Barométrica, oscilación diurna y anua.	44
Anticiclónico, sistema.	170	Id., presión.	36
Arabes: su conocimiento de las monzones.	112	Barométricos máximos y mínimos.	51
Arco iris secundario.	152	Barómetro anerode.	41
Id. id., teoría del.	150	Id., correcciones del.	41
Argo, en el aire.	9	Id. de Tonnelot.	40
Aristóteles, sobre el peso del aire.	34	Id. de Fortín.	38
Ascendentes, corrientes atmosféricas.	18-46	Id. de Gay-Lussac.	39
Atmidómetro.	54	Id., graduación del.	41
		Id. normal.	37
		Id. registrador.	43
		Brisas de mar y tierra.	113
		Id. de montañas.	114
		Buy's Ballot, ley de.	164

	Págs.		Págs.
C			
Cabello, higrómetro de.	59	Corrientes ecuatorial y po- lar	115
Calma central en los ci- clones.	175	Crepúsculo, colores del.	150
Calmas, región de las.	109	Cripto en el aire.	9
Calor; crece con la pro- fundidad.	27	Cubeta, barómetro de.	37
Id., origen del, meteoro- lógico.	12	Chamsin, viento.	123
Carbónico, ácido, en el aire.	9	D	
Cartas del tiempo.	163	Damas, golfo de las.	111
Cenizas volcánicas y los contraalisos.	111	Dampier, sobre la lluvia. Id., sobre las virazones.	92 114
Centigrada, escala termo- métrica.	13	Daniell, higrómetro de.	61
Ciclones, baja barométri- ca durante los.	175	Demóstenes, sobre los ete- sios.	122
Id., calma central de los.	175	Depresiones barométricas. 47-51 Id. id. secundarias.	182
Id., definición de los.	165	Día, la duración del, y la temperatura.	18
Id., efectos destructores de los.	176	Dove, circulación atmo- sférica según.	115
Id., estaciones favorables para los.	177	Id., ley de rotación del viento según.	116
Id., localidades de fre- cuentes.	171	E	
Id., movimientos de los.	170	Ebullición del agua, pun- to de.	13
Ciclónico, sistema.	165	Ecuador, oscilación tér- mica en el.	21
Cielo, color azul del.	149	Ecuatorial, corriente at- mosférica.	115
Id., colores crepuscula- res del.	150	Electricidad atmosférica.	130
Id.; su aspecto durante las tormentas.	134	Id. id., leyes de la.	133
Cierzo, viento.	107	Id. id., sus modificacio- nes durante las tormen- tas.	132
Cirrocúmulos.	77	Eléctrico, potencial.	136
Cirroestratos.	76	Electrómetro de Peltier.	132
Cirros.	76	Escarcha, formación de la.	71
Clima continental.	25	España, evaporación en.	57
Id. marítimo.	25	Id., lluvia en.	94
Id. modificación del, con la altitud.	25	Id., nublosidad en.	87
Climas, diversidad de.	32	Id., región más aseada de Europa.	87
Colón descubre los alisios.	110	Id., sistemas ciclónicos y anticiclónicos en.	166-170
Conductor de pararrayos.	144	Id., sistemas de mon- zones y de terrales virazones.	112-113
Coronas alrededor del Sol y de la Luna.	153	Espejismo, teoría del.	159
Id. de la aurora polar.	146	Id., teoría del, lateral.	161
Corriente del Golfo.	73	Estratos.	79-82
Corrientes atmosféricas- ascendentes.	18-46		
Id. id. superiores.	111		

	Págs.
Etesios, vientos	122
Europa, nublosidad en	86
Evaporación en varias re- giones.	56
Id., leyes de la.	55
Id., medida de la.	55

F

Fahrenheit, escala de.	13
Favonio, viento	126
Faye; su teoría de los tornados, etc.	186
Foehn, viento.	126
Fortin, barómetro de.	38
Fracción de saturación.	62
Franklin demuestra el ca- rácter eléctrico de las tormentas.	130
Id., inventor del para- rrayos.	144

G

Galileo, sobre el peso del aire.	34
Garita meteorológica.	16
Gases de la atmósfera.	9
Glaciares.	100
Glorias.	159
Golfo, corriente del.	73
Gradient barométrico.	164
Granizo.	100
Groenlandia, favonio en.	127

H

Halos, diversas clases de.	154
Id., teoría de los.	155
Halley; teoría de los ali- sios.	110
Harmattan, viento.	123-125
Heladas.	71
Helio en el aire.	9
Hidrógeno en el aire.	9
Hielo; formación por irra- diación.	72
Higrómetro de cabello.	59
Id., de Daniell.	61
Howard, clasificación de las nubes de.	75
Humboldt; isotermas.	31

	Págs.
Humedad absoluta.	57
Id. relativa.	62
Huracán, energía mecáni- ca de un.	181
Huracanes de los trópi- cos.	174

I

India, lluvia en la.	92
lodo en el aire.	9
Isobaras.	50
Isonefas.	88
Isotermas.	31

J

Jeno en el aire.	9
--------------------------	---

L

Laplace; altura de la at- mósfera.	10
Levante, viento.	129
Leveche, viento.	106-125

LL

Lluvia, formación de la.	89
Id.; regiones de máxima	92
Id.; reparto de la en España.	93
Lluvias ecuatoriales.	95

M

Magnetismo, relación del, con la aurora polar.	148
Meteorología dinámica.	163
Id., objeto de la.	7
Mistral, viento.	122
Montañas, brisas de.	114
Id., su influjo sobre el viento.	128
Monzones.	111

N

-Neo, en el aire.	9
Niebla.	72
Nieve, cristales de.	97
Id., evaporación de la.	54
Id., formación de la.	96

	Págs.		Págs.
Nieves perpetuas.	99	Radio terrestre.	6
Nimbos.	80	Rayo, choque de retroceso del.	143
Nitrógeno en la atmósfera.	9	Id., daños causados por el.	143
Nonio del barómetro.	39	Id. frío.	141
Nubes, altura de las.	83	Id., teoría del.	140
Id., clasificación de las.	75	Relámpagos difusos.	137
O			
Ojo de la tempestad.	176	Id. globulares.	138
Opticos, fenómenos.	150	Id. lineales.	134
Orbita de la Tierra.	6	Robinson, anemómetro de.	118
Oxígeno en la atmósfera.	9	Rocío, punto de.	62
P			
Pararrayos, construcción del.	144	Id., teoría del.	69
Id., invento del.	144	Rotación de la Tierra; su influjo.	111-173
Id., propiedades del.	144	S	
Paraselenes.	156	Saturación, fracción de.	62
Parhelios.	156	Saussure, higrómetro de.	59
Pascal; sobre el barómetro.	36	Scirocco, viento.	124
Teltier, electrómetro de.	131	Scoresby; sobre la nieve.	97
Piedra, formación de la.	101	Secundarios, mínimos barométricos.	182
Piedras, tamaño y peso de algunas.	101	Siberia, oscilación de la temperatura en.	23
Pluviómetro, descripción del.	91	Simún, viento.	125
Id., instalación del.	91	Sinóptica, meteorología.	163
Polar, aurora.	146	Six, termómetro de.	15
Id., corriente.	145	Sol, distancia del.	5
Polos de frío.	51	Solar, radiación.	18
Polvo de diamante.	74	Sulfúrico y sulfuroso, ácidos, en el aire.	9
Potencial eléctrico.	135	T	
Precipitación, formas varias de la.	68	Temperatura, aumento de la, con la profundidad.	27
Presión atmosférica.	36	Id. de las montañas.	28
Id. id., distribución de la.	50	Id. del espacio.	18
Id. id., oscilación anua de la.	47	Id. del mar.	25
Id. id., id. diaria de la.	44	Id. del suelo.	25
Id. del viento.	117	Id., descenso de la, con la altura.	28
Psicrómetro, descripción del.	58	Id., distribución de la.	23-24-30
R			
Radiación solar.	18	Id. máxima.	20
Id. terrestre.	28	Id. media anua.	22
		Id. id. diaria.	20
		Id. mínima.	19
		Id., oscilación anua de la.	22
		Id., id. diaria de la.	19

	Págs.
Tensión del vapor.	62
Termógrafo.	20
Termómetro de máxima.	14
Id. de mínima.	14
Id., descripción del.	12
Id. de Six.	15
Id., graduación del.	13
Id., invento del.	12
Termómetros, diversas es- calas de los.	13
Terral, viento.	113
Terranova, nieblas de.	73
Tiempo, cartas del.	168-169
Tierra, dimensiones y for- ma de la.	6
Id. y agua; su propor- ción en el globo.	7
Tifones.	172
Tormentas, formación de las.	133
Tornados.	183
Torricelli, inventor del ba- rómetro.	34
Trayectorias de los ciclo- nes.	171
Tropicales, huracanes.	175
Trueno, alcance acústico del.	140
Id., naturaleza del.	138

U

Ulloa, círculo de.	156
----------------------------	-----

	Págs.
V	
Vacío barométrico.	36
Vapor acuoso; su acción sobre el organismo.	67
Id. id.; su acción sobre la radiación.	19
Id. id., tensión del.	62
Vegetación; su influjo en la radiación.	26
Veleta.	107
Vía láctea.	5
Viento, escalas de la ve- locidad del.	120
Id., ley bórica del.	164
Id., ley de la giración del.	116
Id., oscilación diurna del	121
Vientos constantes.	109
Id. notables.	122
Id. periódicos.	111
Id., régimen de los, en Europa.	109
Id., rosa de los.	106
Id. variables.	114
Virazon.	113

Y

Yeguas, golfo de las.	111
-------------------------------	-----

Z

Zonas geográficas.	6-7
----------------------------	-----

ÍNDICE

	Págs.
INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO I.— <i>La atmósfera</i>	9
CAPÍTULO II.— <i>El calor</i>	12
CAPÍTULO III.— <i>La temperatura del aire</i>	17
I. Cómo se caldea la atmósfera	17
II. Oscilación diurna de la temperatura	19
III. Oscilación anua de la temperatura	22
IV. Variación de la temperatura con la profundidad	26
V. Variación de la temperatura con la altitud	28
VI. Distribución de la temperatura en la superficie del globo *	30
CAPÍTULO IV.— <i>La presión del aire</i>	34
I. El Barómetro	34
II. Oscilación diurna del barómetro	44
III. Oscilación anua del barómetro	47
IV. Variación del barómetro con la altitud	49
V. Distribución de la presión en la superficie del globo	50
CAPÍTULO V.— <i>El vapor de agua del aire</i>	53
I. Evaporación	53
II. Humedad	57
III. Oscilación diurna de la humedad	62
IV. Oscilación anua de la humedad	65
V. Precipitación	67

	Pags.
CAPÍTULO VI.— <i>El movimiento del aire</i>	104
I. La dirección del viento	105
II. Vientos constantes	109
III. Vientos periódicos	111
IV. Vientos variables	114
V. La velocidad del viento.	117
VI. Periodo diurno de la fuerza del viento	121
VII. Vientos locales notables.	122
 CAPÍTULO VII.— <i>Fenómenos eléctricos de la atmósfera.</i>	 130
I. Tormentas	133
II. Relámpagos	134
III. Truenos.	138
IV. Rayos	140
V. Auroras polares	145
 CAPÍTULO VIII.— <i>Fenómenos ópticos de la atmósfera.</i>	 149
I. Arco iris	150
II. Coronas, halos, parhelios y paraselenes	153
 CAPÍTULO IX.— <i>El tiempo</i>	 162
I. Sistemas ciclónico y anticiclónico.	165
II. Origen y marcha de los ciclones	170
III. Ciclones de los trópicos.	174
IV. Tornados y trombas	183
 Índice de los grabados	 189
 Índice alfabético	 191

La Inoculación Preventiva contra el cólera morbo asiático, por *J. Ferrán*, con la colaboración de los doctores *Amalio Gimeno* e *I. Pauli*. Un volumen en 4.º, de más de 400 páginas, con grabados y láminas fuera del texto. En rústica, **5 Ptas.**

Animales parásitos del Hombre, por el doctor *Mauricio Neveu-Lemaire*. Un tomo, en rústica, **5 pesetas**; encuadernado en tela, **7 Ptas.**

Compendio de Obstetricia, para uso y régimen de las Matronas, por el *Dr. D. Pablo Areny*. Un tomo de 350 páginas, encuadernado, **7 Ptas.**

Manual del Jabonero, por *Sales-Seguí*. Encuadernado en tela, **5 Ptas.**

Cuerpo del Derecho Civil Romano, por *Ildefonso L. García del Corral*. Esta importantísima obra consta de seis tomos: Los tres primeros comprenden *Instituta y Digesto*; el 4.º y 5.º, el *Código de Justiniano*, y el 6.º, *Las Novelas*. Precio de todos los tomos encuadernados, **183 Ptas.**

El Abogado Popular, por *Pedro Huguet y Campaña*. Consultas prácticas de Derecho civil común y foral, canónico, político, mercantil, penal y administrativo. Seis tomos, lujosamente encuadernados, **73 pesetas.**

Agricultura y Zootecnia, por *Joaquín Ribera*, Ingeniero. Novísimo tratado teórico-práctico; el más completo que se ha publicado en Europa. Cinco tomos, ilustrados con más de 1800 grabados en negro y colores. Encuadernación económica, **110** pesetas. Encuadernación lujo, **125** Ptas.

Explotación de los Bóvidos, por *Francisco Sugañes Bardagi*, Sub-Decano del Cuerpo Veterinario Municipal de Barcelona. Un tomo de 124 páginas en 4.º menor, ilustrado con 25 láminas fuera de texto, en rústica, **3** Ptas.

Compendio de Electroquímica y Electrometalurgia, por *Jose Baltá de Cela*, Director de la Escuela Superior de Industrias de Tarrasa. Un volumen de 500 páginas. En rústica, **12·50** Ptas.

Elementos de Química Industrial Inorgánica, por el Dr. *J. Prats y Aymerich*. Catedrático numerario de la Escuela Superior de Industrias de Tarrasa. Un volumen de 750 páginas de 17×24 centímetros, y 211 grabados. En rústica, **20** Ptas., encuadernado a la inglesa, **25** Ptas.

Teléfonos y Líneas telefónicas, por *Joaquín Usunáriz Bernat*. Un tomo encuadernado en piel, **5** Ptas. En rústica, **3** Ptas.

VOCABULARIO

APÉNDICE AL VOLUMEN XVIII

de la colección

MANUALES - GALLACH

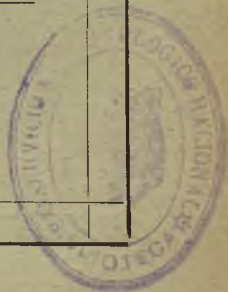
METEOROLOGÍA

por

AUGUSTO ARCIMIS

== Definición sintética de las palabras ==

o voces técnicas contenidas en dicho tomo





COMPANÍA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA, PUBLICA
CIONES Y EDI
CIONES

Imp. Modesto Berdós, Molas, 31 y 33. — Barcelona

METEOROLOGIA

A. Arcimís

VOCABULARIO

de las palabras técnicas contenidas en este tomo

Abrego.—Nombre español del viento de sudoeste. ción, la velocidad, la duración, etc.

Alisios.— Nombre de unos vientos que soplan constantemente en los dos hemisferios fuera de la zona de las calmas ecuatoriales.

Altitud.—La *altitud* de un lugar o de un punto cualquiera de la tierra es la distancia vertical desde ese punto al nivel del mar.

Anemógrafo.—Nombre de los aparatos que registran uno o varios caracteres de los vientos: la dirección, la velocidad, la duración, etc.

Anemómetro.— Aparato destinado a dar a conocer la fuerza o la velocidad de los vientos.

Anemoscopio.— Aparato destinado a dar a conocer la dirección del viento. Los anemoscopios más sencillos son las *veletas*.

Aneroide.—Palabra que se aplica a un género particular de barómetros, fundados en la elasticidad de los metales.

Anticiclón. — El movimiento turbillonar que se produce alrededor de la vertical que pasa por un centro móvil de bajas presiones, se llama *ciclón*, y por oposición, un centro móvil de altas presiones, recibe el nombre de *anticiclón*.

Argo. -- Gas simple, incoloro, inodoro, e insípido que constituye próximamente una centésima parte de la atmósfera de la tierra. Muchos le llamaban *argón*.

Atmídometro. -- Aparato destinado a medir la cantidad de un líquido evaporado en un tiempo dado. Se llama también *atmómetro*.

Auroras polares. -- Meteoros luminosos que se produce en las regiones polares y cuya claridad, más o menos brillante, ha sido comparada con la de la aurora. Las auroras polares son dos: la *boreal* y la *austral*.

Bagulo. -- Nombre del huracán en el archipiélago filipino.

Barógrafo. -- Barómetro registrador.

Barómetro. -- Instrumento que sirve para medir la presión atmosférica.

Borrasca. -- Viento tem-

pestuoso muy violento, pero de poca duración.

Brisa. -- Viento suave que sopla en las orillas del mar. Hay también brisas de montaña.

Catacumba. -- Todo subterráneo que ha servido de sepultura o de osario.

Cent. -- Punto de la esfera celeste, que cae perpendicularmente sobre nuestra cabeza.

Ciclón. -- Huracán giratorio y cuyo centro parece animado de movimiento de traslación.

Cierzo. -- Viento frío y seco que sopla de norte a sur en nuestro hemisferio.

Círculo de Ulloa. -- Fenómeno que se observa en las altas montañas y que consiste en ver la propia sombra rodeada de un anillo con los colores del especto. Fué observado por el marino español D. Antonio Ulloa en la cordillera de los Andes.

Cirros. -- Nubes de aspecto fibroso o filiformes, que flotan a grandes alturas.

Clima. -- Conjunto de circunstancias atmosféricas consideradas con relación a un país determinado.

Contraalisios. -- Corrientes constantes de aire

que dominan en las regiones superiores de la atmósfera, en dirección opuesta a la de los vientos alisios.

Corona. — Anillo blancuecino que se observa muchas veces alrededor de la luna.

Cúmulos. — Nubes redondeadas, blancas, de contornos bien limitados, y dispuestas comúnmente en líneas horizontales.

Chamsin. — Palabra árabe que significa *cincuenta*, y con la cual se designa el viento procedente del desierto de Sahara (llamado *simún*) porque en Egipto sopla durante cincuenta días.

Diatérmano. — Nombre que se da a los cuerpos que dejan paso al calor.

Electrómetro. — Aparato que sirve para medir las diferencias de potencial eléctrico.

Escala de Fahrenheit. — Escala termométrica empleada en Inglaterra, en la cual la división 32 equivale al cero de los grados centígrados, y la división 212 equivale a 100°.

Escala de Réaumur. — Escala termométrica, algo empleada todavía en Francia, que, como la centesimal el grado *cero* corresponde

a la temperatura del hielo fundente; pero en el punto de ebullición del agua marca el grado 80, en lugar del 100 de la escala centesimal. Según esto, un grado Réaumur vale $\frac{4}{5}$ de grado centígrado.

Espectro de Brocken. — Fenómeno que consiste en que en las altas montañas, el viajero ve en las nubes su propia imagen de proporciones gigantescas. Recibe este nombre de la montaña granítica alemana así llamada, situada en el Harz.

Espejismo. — Fenómeno propio de los países cálidos, que consiste en que los objetos colocados lejos producen una imagen, que parece simétrica del objeto correspondiente con relación al plano del suelo, hecho que hace suponer la presencia de agua en lugares en los cuales no existe.

Estratos. — Nubes que se presentan como una niebla flotando en el aire, formando una capa uniforme.

Etesios. — Nombre de unos vientos que soplan en el Mediterráneo, particularmente en verano

Evaporación. — Paso lento de un líquido al esta-

do de vapor, sin intervención directa del calor.

Favonio.—Nombre mitológico de Céforo.—Viento seco y violento que sopla en todas las comarcas montañosas y en todas direcciones, llamado *foehn*, en Suiza.

Foehn.—Viento caluroso del sudoeste, llamado así en Suiza.

Fulgurita.—Nombre con el cual se designan las vitrificaciones producidas por el rayo en la arena siliciosa.

Geyser.—Manantial en forma de surtidor, intermitente y termal.

Glaciares.—Montones de hielo que se forman en los países de montañas y que resultan de la transformación de la nieve en hielo, y que avanzan a manera de torrente por entre las cañadas. Llámense también *ventisqueros*.

Glorias.—Anillos de color que a veces se observan alrededor de la sombra de la cabeza del observador, proyectada sobre terrenos favorables, como prados húmedos, etc.

Gradient.—Diferencia de presión atmosférica, evaluada en milímetros y por grados geográficos, entre

un punto dado y el centro más próximo de un ciclón.

Halo.—Aureola luminosa que a veces rodea al sol y a la luna, debida a la refracción de la luz a través de los cristallitos de hielo suspendidos en las regiones elevadas de la atmósfera, los cuales constituyen los *cirros*.

Harmattan.—Nombre dado en Africa occidental a un viento que sopla del este, y que es de una sequedad extrema. Es semejante al *simún*.

Helio.—Elemento gaseoso que se encuentra en la atmósfera acompañando al argo. Existe también entre los gases extraídos de un mineral de uranio, llamado *cleveita*.

Higrómetro.—Instrumento que sirve para medir el grado de humedad del aire.

Higroscópico.—Adjetivo que indica lo referente a la humedad del aire.

Huracán.—Tempestad violenta, causada por varios vientos opuestos que forman torbellinos.

Insolación.—En Meteorología se entiende por insolación de un país o de un lugar el número medio de horas por año que el país o

lugar, de que se trate, esté alumbrado por el sol. La insolación es lo contrario de la *nublosidad*.

Isobaras. — Líneas curvas que unen los puntos del globo que tienen la misma presión barométrica.

Isonefas. — Líneas curvas que unen los puntos del globo que tienen la misma nublosidad.

Isotermas. — Líneas curvas que resultan de unir todos los puntos del globo que tienen la misma temperatura media.

Jeno. — Elemento gaseoso que se ha encontrado en el aire, asociado al argo.

Latitud. — Distancia de un punto cualquiera del globo al ecuador, medida en grados del meridiano que pasa por ese punto. La latitud es norte o sur, según que el punto se halle en el hemisferio boreal o en el austral.

Leste. — Nombre dado al viento *simún* en las islas Canarias y de Madera.

Leveche. — Nombre vulgar en España del viento sudeste, que presenta los mismos caracteres de sequedad y temperatura que el llamado *sirocco* en Sicilia.

Meteoro. — Todo fenómeno físico que tiene lugar

en la atmósfera, recibe el nombre de *meteoro*, p. ej., la lluvia, el arco iris, etc.

Meteorología. — Ciencia que aplica las leyes generales de la física al estudio de los diversos fenómenos que se producen en nuestro planeta.

Mistral. — Nombre dado a un viento frío y seco que sopla del norte o del nordeste en el mediodía de Francia.

Monzón. — Nombre de un viento regular que sopla principalmente en la proximidad de las costas asiáticas del sur y del sudeste, en las islas de Oceanía y en el golfo de Guinea

Neo. — Elemento gaseoso que se encuentra en el aire asociado al argo.

Nimbos. — Nubes negras, confusas, de bordes desgarrados y a veces luminosos, de las que se desprende la lluvia o la nieve.

Nonio. — Instrumento que sirve para medir longitudes más pequeñas que las últimas divisiones de una regla dividida o de un arco dividido.

Nublosidad. — En Meteorología se llama *nublosidad* de un lugar el número medio de horas que durante

el año está el cielo cubierto de nubes.

Orografía. — Estudio científico de las montañas y, en general, del relieve terrestre.

Paraselene. — Se da este nombre a ciertas imágenes de la luna que se dibujan en el aire.

Parhelio. — Nombre que se da a ciertas imágenes del sol que se dibujan en la atmósfera.

Pluviómetro. — Instrumento destinado a medir la cantidad de agua que cae en un lugar.

Psicrómetro. — Aparato que sirve para determinar la cantidad de vapor contenida en la atmósfera.

Simún. — Viento cálido del desierto de Sahara.

Sirocco. — Nombre dado en Italia y Sicilia al viento de mediodía, llamado *simún*.

Termómetro. — Instrumento que sirve para medir temperaturas.

Tifones. — Ciclones violentos de las regiones intertropicales.

Torbellino. — Masa de

aire que se mueve impetuosamente con doble movimiento de traslación y de rotación.

Tornado. — Nombre dado en la costa occidental de Africa a un viento muy violento. En América son también muy frecuentes los tornados.

Trombas. — Masas de vapores o de agua levantada en columna y animada de un movimiento rápido.

Trópicos. — Círculos paralelos de la esfera celeste y de la tierra, que pasan por los puntos solsticiales.

Ventolinas. — Vientos flojos de dirección variable, que se notan en las costas.

Vía láctea. — Extensa nebulosa que se ofrece a nuestra vista en las noches serenas, como inmenso anillo, compuesto de un número incalculable de estrellas.

Virazones. — Vientos que suelen soplar de día de la parte de mar.

Voltaica. — Calificativo de la electricidad o de la corriente eléctrica producida por las pilas.





COMPañA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA, PUBLICA-
CIONES Y EDI-
CIONES



COMPAÑIA ANÓNIMA DE
LIBRERÍA PÚBLICA
CIONES Y EDI-
CIONES



1 A
G
O
T
C
R
O
E
T
E
R
E

M

(024)

ARC

statal de M