

pero de inverso orden; los días, más largos que las noches, comenzarán á acortar hasta que llegue el momento del nuevo equinoccio, en que se repetirá el fenómeno de ser igual la noche al día, en cuanto á su duración; pero ahora será el polo austral de la Tierra el que parecerá inclinarse cada vez más hácia el Sol, disminuyendo el arco diurno y aumentando de valor el de las noches; éstas, más largas que los días, crecerán sin cesar, alcanzando su mayor duración en el solsticio de invierno, para decrecer inmediatamente hasta el equinoccio de primavera.

Las variaciones que acabamos de estudiar son comunes á todos los puntos de la Tierra, comprendidos entre los círculos polares, esto es, que tienen lugar en las zonas tórrida y templada; pero las diferencias varían con la latitud, siendo tanto más sensibles cuanto mayor es esta coordenada, ó de otro modo, cuanto más se aleja uno del ecuador. Estas desigualdades se explican, por otra parte, por las variaciones de la altura meridiana del Sol sobre un horizonte dado, puesto que la amplitud del arco diurno que la rotación terrestre hace recorrer al Sol en la apariencia, depende precisamente de esta altura. En el solsticio de verano, hacia el 21 de junio, la altura meridiana del Sol llega á su máximo, para el horizonte de un lugar situado en el hemisferio Norte; también es ésta la época del día más largo, ó mejor dicho, y siguiendo nuestra convención, del día natural más largo, y por lo tanto de la noche más corta.

Entre el solsticio de verano y cada uno de los equinoccios, la altura meridiana del Sol crece durante la estación de primavera, y disminuye durante la de otoño, y por lo tanto, los días alargan primero, para decrecer después. Por último, en el solsticio de invierno, hacia el 21 de diciembre, la altura meridiana del Sol sobre el horizonte llega á su menor límite posible, siendo ésta la época de la noche de mayor duración y del día más corto.

Si en vez de considerar un punto del hemisferio boreal, é insistimos en esto por su mucha importancia, tratamos de un horizonte del hemisferio austral, la marcha de los fenómenos será idéntica, pero en épocas del año que correspondan á posiciones de la Tierra en su órbita, diametralmente opuestas. La duración máxima del día ocurrirá en el solsticio de invierno, y la más corta en el solsticio de verano.

Veamos ahora cómo se manifiestan estas variaciones en algunos puntos determinados y particulares del globo, y á qué clase de fenómenos dan lugar.

La duración de los días y las noches son iguales en el ecuador durante todo el año, midiendo 12 horas el período de luz y otras 12 el de obscuridad. Y esto depende de que el círculo máximo del ecuador se encuentra siempre dividido en dos partes iguales, por el círculo que separa el hemisferio iluminado del obscuro; el arco diurno y el nocturno presentan una amplitud igual, sea cual fuere la altura meridiana del Sol. En la época de los equinoccios, describe el Sol, para los puntos situados en el ecuador, un círculo máximo que pasa por los puntos Este y Oeste y por el cenit; de suerte que el Sol nace, salvo la ecuación de tiempo, á las seis de la mañana, marcando en el horizonte el verdadero punto del Este, se eleva gradualmente hasta el cenit adonde llega á las 12, y comienza á descender poniéndose á las 6 horas, por el Oeste precisamente. Este fenómeno es común á todas las regiones de la Tierra situadas entre el ecuador y ambos tró-

picos hasta la latitud del $23^{\circ} 27'$. En efecto, el eje de rotación de la Tierra está inclinado sobre el plano de la eclíptica, precisamente esta misma cantidad. Cuando en virtud de su movimiento de traslación alrededor del Sol, llega la Tierra á cualquiera de los solsticios, el radio que une el centro de ambos astros pasa, precisamente, por un punto de alguno de los trópicos y coincide con la vertical del lugar; así, que los habitantes de los países situados bajo el trópico de Cáncer, ven el Sol en su cenit al mediodía del solsticio de verano, de suerte que á las 12 no proyectan sombra hacia ningún lado, sino que ésta cae exactamente bajo sus plantas. Otro tanto puede decirse de los habitantes del trópico de Capricornio, en el solsticio de invierno.

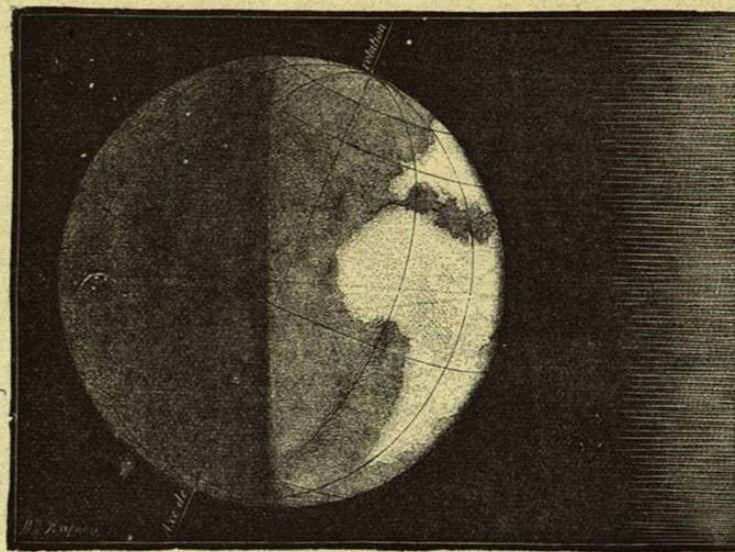


Fig. III. — La Tierra en el solsticio de verano: desigualdad de los días y las noches

Entre el ecuador y los trópicos, es á saber, en toda la zona tórrida, se presenta la misma circunstancia dos veces al año; una cuando el Sol camina hacia el trópico de Cáncer, y otra, al dirigirse al de Capricornio; en este trayecto ó excursión llega un instante en que la altura meridiana del Sol vale 90° , luego ha de encontrarse en el cenit de los lugares indicados; pero entre estas dos épocas y uno de los solsticios, llega el Sol á estar al mediodía hacia el Norte de la vertical, y en el resto del año hacia el Sur; los habitantes de la zona tórrida ven, pues, su sombra meridiana proyectada unas veces hacia el polo y otras hacia el ecuador, es decir, al Norte y al Sur de sus horizontes.

Consideremos ahora lo que ocurre en los círculos polares, que distan del polo tanto como los trópicos del ecuador, esto es, $23^{\circ} 27'$.

Desde el equinoccio hasta el solsticio crece el día sin cesar, lo mismo en este paralelo que en los demás de la Tierra, pues ya sabemos que esto es común; pero en el solsticio, la luz del Sol alcanza á todo el paralelo, por manera que en

este día permanece el astro sobre el horizonte durante veinticuatro horas seguidas. Lo contrario ocurre precisamente en el círculo polar del hemisferio opuesto, cuya noche tiene de duración veinticuatro horas, el día del solsticio de verano para nosotros.

Más allá de los círculos polares, en las zonas llamadas glaciales, son grandísimas las variaciones de la duración de los días y las noches; á partir del equinoccio de primavera, por ejemplo, un observador situado en el polo vería salir el Sol sobre el horizonte, dar cada veinticuatro horas una vuelta completa sin

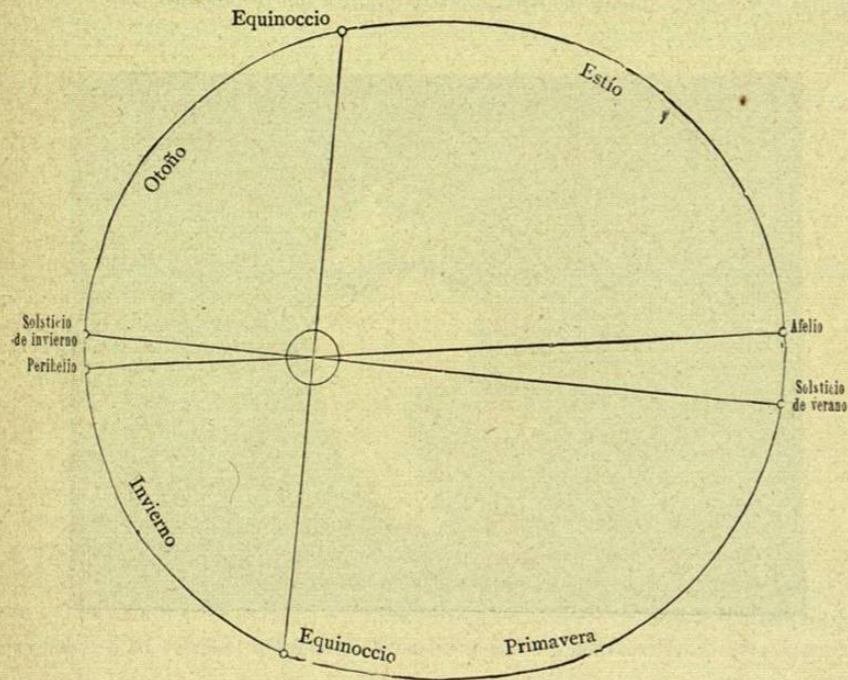


Fig. 112 - Desigualdad de duración de las estaciones

ponerse, y elevarse poco á poco hasta alcanzar su altura máxima á los tres meses, el día del solsticio de verano; desde esta época, comienza á descender, describiendo en sentido inverso una especie de espiral, hasta que llega á ocultarse tres meses después; por manera que ha permanecido sobre el horizonte seis meses seguidos.

En estas heladas comarcas luce, pues, el Sol, cuando para nosotros es noche, y así llaman los viajeros el Sol de media noche al paso del astro por el meridiano inferior del lugar en que se encuentran. Para ver el Sol de media noche, no es necesario llegar hasta el mismo círculo polar, pudiéndose disfrutar de este espectáculo extraño en las regiones septentrionales de la península escandinava. Algunos viajeros, principalmente ingleses, aguardan el paso del llamado Sol de media noche para hacer un agujero en el sombrero, por medio de los

rayos solares concentrados en él por un cristal de aumento, y después de haber obtenido un certificado del alcalde del pueblo, para hacer constar la autenticidad del hecho, vuelven tan ufanos á su país enseñando con orgullo la perforada prenda.

Claro está que, mientras el Sol iluminaba durante seis meses consecutivos los desiertos boreales, hallábase el polo austral sumergido en la obscuridad. Terminaremos este estudio de las variaciones que ofrecen las duraciones relativas de los días y las noches, presentando varios cuadros con la duración de los días más largos y cortos del año en diversas latitudes.

Latitud	Día más largo	Día más corto	Diferencias
0° ecuador	12 ^h 0 ^m 0 ^s	12 ^h 0 ^m 0 ^s	0 ^h 0 ^m 0 ^s
5	12 17 24	11 42 36	34 48
10	12 5 7	11 24 53	1 10 14
15	12 53 25	11 6 35	1 46 50
20	13 12 41	10 47 19	2 25 22
23° 27' trópicos	13 26 45	10 33 15	2 53 30
25	13 33 23	10 29 37	3 6 46
30	13 56 4	10 3 56	3 52 8
35	14 21 30	9 36 30	4 42 0
40	14 50 49	9 9 11	5 41 38
45	15 25 44	8 34 16	6 51 28
50	16 9 7	7 50 53	8 18 14
55	17 6 21	6 53 39	10 12 42
60	18 29 49	5 30 11	12 59 38
65	21 8 7	2 51 53	18 16 14

En el hemisferio boreal, ya sabemos que permanece el Sol sin ponerse en las latitudes superiores á los círculos polares, durante largo tiempo, como demuestra este otro cuadro que sirve de complemento al anterior.

Latitud	Sol sobre el horizonte	Sol bajo el horizonte
66° 33' círculo polar	0 ^h 24 ^h	0 ^h 24 ^h
70	64 10	60 13
75	104 6	97 9
80	133 14	126 12
85	160 16	153 4
90	186 10	178 20

En el hemisferio austral sucede lo contrario, y los días y las noches extremas de los países circumpolares son, respectivamente, más cortos y más largas que en el boreal.

En el cuadro siguiente se presentan las mismas duraciones, calculadas de grado en grado, para los lugares cuyas latitudes son iguales á las de las principales regiones de España y Portugal, advirtiéndose, por más que parezca excusado, que las diferencias en longitud no han de estimarse, pues para un mismo para-

lelo sirven igualmente en todos los meridianos los números que se insertan, los que sólo son aproximados.

Latitudes	Día más largo	Día más corto	Diferencias
36°	14 ^h 27 ^m	9 ^h 33 ^m	4 ^h 54 ^m
37	33	27	5 6
38	39	21	5 18
39	47	13	5 34
40	51	9	5 42
41	5 ^h 8 ^m	2	5 56
42	15 4	8 56	6 8
43	10	50	6 20
44	18	42	6 36

Estas tablas se han calculado sin tener en cuenta, ni la refracción atmosférica que da mayor duración al día, ni el semidiámetro aparente del Sol; por tal motivo parece lucir este lumínar sobre el horizonte de un punto, más espacio que el que marca la tabla; insertamos otro estado de las correcciones que deben aplicarse para obtener la duración total ó intervalo de tiempo en que los rayos del Sol iluminan los varios horizontes de España.

Latitudes	Adición al día más largo	Adición al día más corto	Adición al día medio
36°	9 ^m 45 ^s	9 ^m 36 ^s	8 ^m 22 ^s
37	56	46	28
38	10 7	57	35
39	17	10 9	43
40	27	21	53
41	40	33	9 0
42	54	47	8
43	11 9	11 00	18
44	25	17	25

Por medio del cuadro anterior puede averiguarse de un modo bastante aproximado la duración máxima, mínima y media de los días en diversos puntos de España.

No concluiremos, ya que hemos hablado de este asunto, sin completarlo dando algunas tablas de los crepúsculos; como la duración de la noche comprende también la de los crepúsculos matutino y vespertino que prolongan la claridad del día, sucede que en latitudes como la de París, y desde luego en las de Amsterdam, Londres y Berlín, puede decirse que el día de solsticio de verano no hay noche cerrada, pues cuando se van perdiendo los últimos destellos crepusculares de la tarde ya apuntan por el Oriente los tímidos rayos de la nueva aurora.

Se conocen dos clases de crepúsculos: el astronómico y el civil; comienza el primero cuando por la mañana la luz del alba hace desaparecer las estrellas más

débiles y pequeñas, y por la tarde termina cuando aparecen estas mismas estrellas; se admite, generalmente, que este crepúsculo empieza por la mañana y concluye por la tarde, cuando el Sol se halla á 18° bajo el horizonte. El crepúsculo civil es mucho más corto y su principio y fin se marcan del mismo modo que el anterior, pero tomando como medida las estrellas más brillantes; cesa al llegar el Sol á estar 6° bajo el horizonte.

CREPÚSCULO ASTRONÓMICO

Latitud	Crepúsculo en el solsticio de verano	Crepúsculo en el solsticio de invierno	Crepúsculo al comenzar la primavera y el otoño
0°	1 ^h 18 ^m 45 ^s	1 ^h 18 ^m 45 ^s	1 ^h 12 ^m 0 ^s
5	19 39	18 33	12 17
10	21 25	19 9	13 9
15	24 28	20 28	14 38
20	28 1	22 37	16 48
25	33 26	25 41	19 45
30	40 58	29 52	23 37
35	51 41	35 25	28 39
40	2 8 35	42 46	35 10
45	39 29	52 36	43 39
50		2 6 9	54 50
55		25 44	2 10 24
60		57 3	32 41
65		4 3 23	3 7 57

Se notará que desde la latitud de 50° se han suprimido los crepúsculos del solsticio de verano, por la razón que dimos antes, que desde el paralelo 48 se unían en ese día el crepúsculo de la tarde con el de la mañana, durando, por consiguiente, todas las horas de la noche.

CREPÚSCULOS CIVILES

Latitud	Crepúsculo en el solsticio de verano	Crepúsculo en el solsticio de invierno	Crepúsculo al comenzar la primavera y el otoño
0°	0 ^h 26 ^m 10 ^s	0 ^h 26 ^m 10 ^s	0 ^h 24 ^m 0 ^s
5	26 22	26 14	24 5
10	26 46	26 32	24 22
15	27 28	27 6	24 51
20	28 30	27 56	25 33
25	29 54	29 7	26 29
30	31 49	30 42	27 44
35	34 25	32 50	29 19
40	38 0	35 40	31 22
45	43 12	39 31	34 0
50	51 22	45 5	37 26
55	1 6 30	53 35	42 0
60	58 33	1 8 35	47 16
65		1 48 36	57 17

En el movimiento anual de la Tierra, conserva su eje la misma dirección, y como si no existiera dicho movimiento de circuito, y sigue paralelo á sí propio y dirigido siempre al mismo punto evanescente en la esfera de las estrellas fijas. Esto es lo que da origen á la variedad de las estaciones, como vamos á explicar, y al hacerlo nos desentenderemos de la elipticidad de la órbita, por una razón que luego se verá, y la supondremos en círculo, con el Sol en el centro.

Por lo que llevamos dicho sabemos que el año se divide en cuatro estaciones, que separan entre sí los dos equinoccios y los dos solsticios.

La primavera comienza en el instante en que la Tierra atraviesa por el punto del equinoccio vernal, ó lo que es lo mismo, en el momento en que el Sol corta el ecuador y pasa del hemisferio austral al boreal; fenómeno que ocurre, por lo general, del 20 al 22 de marzo; termina la primavera cuando el Sol, en su movimiento ú ondulación ascendente, alcanza su mayor altura, lo que sucede el día del solsticio siguiente, hacia el 20 de junio, comenzando entonces el verano. Comprende esta estación todo el tiempo que el Sol emplea en volver descendiendo desde el punto máximo que alcanzó hasta el ecuador. Concluye el verano, principiando el otoño, en el momento del segundo equinoccio, es decir, cuando el Sol vuelve á cortar el ecuador en su camino hacia el hemisferio austral, el 22 ó 23 de septiembre. Finalmente, en la época del último solsticio, hacia el 21 de diciembre comienza la estación de invierno, que termina con el año astronómico, en el equinoccio de primavera.

El equinoccio y los solsticios dividen, como hemos visto, en cuatro partes desiguales la órbita de la Tierra; luego bastaría este solo hecho para que las estaciones no fuesen de igual duración; pero las diferencias se hacen más considerables, porque la Tierra se mueve con mayor velocidad sobre su órbita cuanto menos dista del Sol, lo cual ocurre, precisamente, cuando describe los arcos de menor amplitud, que son los de otoño y los de invierno. En el hemisferio boreal, pues en el austral se encuentran cambiadas las estaciones, constan aproximadamente:

La Primavera	de 92.9 días.
El Verano	de 93.6 »
El Otoño	de 89.7 »
El Invierno	de 89.0 »

Por término medio el Sol permanece en el hemisferio boreal durante 186,5 días, y en el hemisferio austral 178,7 días solamente, lo que da una diferencia de 7,8 días á favor de las estaciones estivales. Esta desigualdad de las estaciones depende de que la órbita terrestre no es circular como supusimos al principio de este párrafo, sino elíptica, ocupando el Sol uno de sus focos. Por otra parte, el eje mayor de la eclíptica no pasa precisamente por los solsticios; en la fig. 112 se han exagerado las proporciones expofeso, para que se comprenda mejor que el invierno es la estación más corta y el verano la más larga, siendo intermedias las duraciones de las otras dos, con predominio, no obstante, de la primavera.

No son sólo las estaciones divisiones naturales del año astronómico, y se las considera también, y aún con más frecuencia, como períodos que poseen caracteres distintivos, desde el punto de vista de la temperatura, en las varias regiones

de la Tierra. En el hemisferio boreal el invierno es la estación de los fríos y el verano la del calor, formando la primavera y el otoño dos períodos medios que podemos llamar templados.

Debemos tener siempre muy presente que lo contrario tiene lugar en el hemisferio austral, por lo menos en cuanto á la acción exclusiva y directa que los rayos solares ejercen en la temperatura; de esto hablaremos en seguida. En las regiones terrestres situadas en el hemisferio opuesto al que nosotros habitamos, la primavera y el verano son las estaciones del frío, y el otoño é invierno las de los grandes calores. Para darnos cuenta mejor del cambio ú oposición de las estaciones en ambos hemisferios, examinemos someramente las causas astronómicas de las variaciones de la temperatura.

El globo terrestre, considerado en conjunto ó en totalidad, debe recibir del Sol una cantidad de calor que depende sólo de la distancia que media entre ambos astros, distancia que sabemos es variable. Al estar la Tierra en su perihelio debe alcanzar su máximo la cantidad de calor que recibe, y su mínimo en la posición opuesta, ó sea en el afelio; y si se calcula en qué relación varían las intensidades según la ley física que dice que el calor decrece en razón inversa del cuadrado de las distancias, hallaremos los números 1072 y 941 que representan las intensidades respectivas del calor que recibe la Tierra el 1.º de enero y el 1.º de julio. Entre estas épocas la misma cantidad pasa por todos los valores comprendidos entre los dos números citados, á medida que varían las distancias del Sol á nuestro planeta; y como el eje mayor de la órbita terrestre, ó eclíptica, divide esta curva en dos partes casi iguales que la Tierra recorre en períodos semejantes, resulta que nuestro globo recibe iguales porciones de calor durante las dos mitades en que dividimos el año.

De otro lado, demuestran las observaciones que la temperatura media de la Tierra es casi constante, sin que haya variado de un modo sensible desde hace miles de años, lo cual nos obliga á admitir que nuestro globo pierde anualmente por irradiación hacia el espacio infinito todo el calor que recibe del Sol.

No bastan las variaciones de las distancias entre el Sol y la Tierra para explicar los grandes cambios que experimenta la temperatura de un lugar señalado en distintas épocas del año, ni la desigual distribución del mismo elemento en diversas latitudes. Dos causas principales determinan la intensidad del calor que el Sol irradia hacia un punto dado de la superficie del globo y de donde resulta la temperatura media de un día en una época determinada. En primer lugar, la altura meridiana á que se eleva el Sol sobre el horizonte; luego, la duración del día natural ó intervalo de tiempo que el mismo astro emplea en recorrer su arco diurno. La física nos enseña que si una superficie se halla expuesta á un foco calorífico cualquiera, la intensidad del calor incidente es tanto más considerable cuanto con menor oblicuidad sea herida por los rayos caloríficos; en otros términos, un cuerpo recibe más calor si los rayos caen sobre su superficie perpendicularmente, y menos, si los recibe bajo un ángulo cualquiera. Así, pues, al salir el Sol, recibe la superficie del suelo la menor cantidad de calor, caldeándose progresivamente, á medida que el movimiento diurno, elevando el disco solar, hace que disminuya la oblicuidad de los rayos. Al mediodía alcanza su máximo el calor recibido, que de seguida decrece hasta la hora de la postura ú ocaso.

Comparando, desde el punto de vista de la oblicuidad de los rayos solares, dos días escogidos en diferentes épocas del año, se ve que la cantidad de calor que se recibe en un lugar determinado, en cualquiera de estos días, depende de la altura á que el Sol haya llegado al cruzar el meridiano, altura que, como sabemos, varía con las estaciones, aumentando progresivamente desde el equinoccio de primavera hasta el solsticio de verano, para disminuir del mismo modo, desde esta fecha, hasta el equinoccio de otoño y desde el equinoccio de otoño hasta el solsticio de invierno, en que obtiene su valor mínimo, comenzando entonces á pasar, en aumento, por los mismos valores que en el otoño, hasta llegar de nuevo al equinoccio vernal.

También debemos recordar al lector que los rayos solares, antes de llegar al suelo, tienen que atravesar la atmósfera terrestre en todo su espesor, y que en este trayecto las capas gaseosas absorben el calor tanto más, cuanto mayor es su densidad.

Finalmente, la temperatura de un día depende también del tiempo que los rayos del Sol están ejerciendo su influjo sobre la atmósfera y la superficie terrestre; en una palabra, de la longitud del día. Ahora bien, esta duración, para un lugar dado, es tanto más considerable cuanto mayor elevación alcanza el Sol sobre el horizonte; por manera que esta tercera causa concurre con las dos anteriores para hacer más cálidas las estaciones de primavera y verano, y más frías las de otoño é invierno.

Pero no olvidemos ni un momento que lo contrario ocurre en el hemisferio austral del globo, toda vez que, en dos latitudes iguales y opuestas, las alturas meridianas del Sol varían en inverso sentido, de igual manera que las duraciones relativas de los días y las noches. El otoño y el invierno son, en los puntos situados al Sur del ecuador, las estaciones cálidas, y la primavera y verano las más frías.

Lo que acabamos de decir sirve para explicar las variaciones de temperatura en un lugar dado, y también para que se comprenda la distribución desigual del calor según las latitudes. La zona tórrida, comprendida entre el ecuador y los trópicos, abraza las regiones cuya temperatura media anual es más elevada y en las que al mismo tiempo presentan las estaciones un contraste menos acentuado, lo cual se comprende sin esfuerzo, considerando que durante todo el año conserva el Sol sus alturas meridianas y máximas. En esta región ó zona únicamente, como vimos antes, llega al cenit y lanza sus rayos á plomo ó verticalmente sobre el suelo; su altura meridiana mínima varía entre 66 y 43 grados, sin que nunca baje de este último valor.

En la zona templada son más considerables las diferencias que presenta la temperatura de las estaciones extremas. Hacia el solsticio de invierno obtiene el Sol una altura meridiana débil, al paso que en el solsticio de verano se eleva casi hasta el cenit; pero lo que más particularmente distingue esta zona, de la zona tórrida, es que la duración de los días, durante las estaciones invernales, es mucho más pequeña que la de los días de las estaciones estivales.

Las zonas glaciales, por último, son las que se hallan menos favorecidas por la naturaleza, desde el punto de vista de la temperatura; durante los interminables días de la primavera y del verano, los rayos solares hieren oblicuamente los

hielos y las nieves acumuladas durante las largas noches del otoño y el invierno, sin que basten á hacer habitables estas desiertas comarcas.

A primera vista pudiera creerse que las estaciones de primavera y verano habrían de ser idénticas, puesto que el Sol, para un lugar determinado, pasa por las mismas alturas meridianas, teniendo los días duraciones sucesivamente iguales, siendo aplicable también esta observación al otoño y al invierno. Sin embargo, la experiencia demuestra que la temperatura media del estío sobrepaja á la de la estación primaveral, y que los grandes calores ocurren en el verano y no durante el solsticio; el invierno también es más frío que el otoño, y las temperaturas más bajas que se registran no coinciden tampoco con la época del solsticio invernal. La explicación de estas desigualdades es muy sencilla. Fijémonos en un punto del hemisferio boreal; al comenzar la primavera, encuéntrase el suelo y la atmósfera enfriados por la estación precedente, y no principian á caldearse sino con lentitud; la acción de los rayos solares durante el día equilibra únicamente las pérdidas de calor producidas por la radiación nocturna. Poco á poco, sin embargo, va aumentando la temperatura hasta el solsticio, en cuya época, gracias á lo largo de los días, continúa el caldeo diurno, siendo superior á la irradiación de la noche, alcanzando su máxima elevación la temperatura hacia mediados de julio. Pero entonces, en virtud precisamente de este exceso de calor, aumenta la intensidad de la irradiación, y como la longitud de las noches aumenta también, principia á descender la temperatura. A partir del equinoccio de otoño, se restablece el equilibrio nuevamente; pero debido á la acumulación del calor durante las dos estaciones estivales, permanece más elevada la temperatura que la que correspondía á las fechas anteriores al equinoccio de primavera.

En el invierno sucede lo contrario; el hemisferio boreal se enfría con rapidez creciente, perdiendo más calor por irradiación que la que recibe del Sol, y como este fenómeno se prolonga después del solsticio de invierno, resulta que los fríos más intensos tienen lugar á mediados de enero. Por esta misma razón, en una localidad cualquiera, la temperatura máxima del día no es la de las doce ó mediodía, cuando el Sol alcanza su mayor altura meridiana, sino la de las dos de la tarde, y del mismo modo, la temperatura mínima ocurre por la madrugada.

Dijimos que el otoño y el invierno del hemisferio boreal, es decir, las estaciones más frías, correspondían á las distancias más cortas del Sol y la Tierra, y la primavera y verano á las más grandes. Lo contrario tiene lugar para el hemisferio austral, y por lo tanto, sus calores deberían ser más intensos y sus fríos más rigurosos; pero debemos tener presente que la mayor duración de estas dos últimas estaciones, comparada á la de las anteriores, compensa esta causa de desigualdad, resultando sólo una diferencia en la distribución del calor en las diversas épocas del año.

Sin embargo, en latitudes iguales, la temperatura media del hemisferio austral es inferior á la del boreal, según se deduce de largas y delicadas series de observaciones meteorológicas, confirmándose, por otra parte, la exactitud de este hecho por la desigual extensión de los mares helados alrededor de ambos polos; al paso que la barrera de hielo que impide acercarse al polo Norte tan sólo se extiende hasta el paralelo de 81°, en la zona austral se encuentran los mares so-

lidificados á una latitud mucho más baja y es imposible pasar del paralelo de 71° , esto es, que existe entre ambos límites una diferencia de 10° .

En las páginas anteriores dijimos que para determinar la posición de los diferentes lugares situados en el globo terrestre se había convenido en dividir su superficie por una serie de meridianos, que cortan el ecuador y todos los círculos que le son paralelos, en grados, minutos y segundos contados desde un origen común; en España el punto de origen es el meridiano que pasa por el Observatorio de Madrid para las cartas terrestres, y para las hidrográficas ó que usan los marinos, el meridiano que pasa por el Observatorio de San Fernando. Al indicar en qué meridiano se halla un lugar determinado, se enuncia su *longitud*,

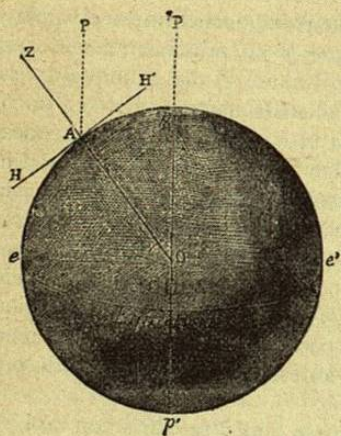


Fig. 113. — La latitud es igual á la altura del polo

que puede ser oriental ú occidental. Cada meridiano á su vez está dividido en grados, minutos y segundos, que se empiezan á contar desde el ecuador hacia los polos, y el número de grados, minutos, etc., comprendido entre el lugar dado y el ecuador, esto es, su *latitud*, completa los elementos de su posición, siempre que se indique si el punto está al Norte ó al Sur del ecuador, en una palabra, si su latitud es boreal ó austral.

Veamos ahora qué procedimiento se emplea para medir estas dos coordenadas; empecemos por la latitud.

Se demuestra fácilmente que la latitud de un lugar A es un ángulo precisamente igual á la altura angular del polo celeste (fig. 113) sobre el horizonte; la latitud Ae mide, en efecto, el ángulo $A O e$ formado en el centro de la Tierra por la vertical $Z A O$ de un lado, y de

otro por el radio $O e$ del ecuador. Ahora bien, este ángulo $A O e$ tiene sus dos lados perpendiculares á las líneas $P A$ y $A H'$, luego la latitud es igual al ángulo $P A H'$ formado por estas líneas; y como este último ángulo tiene por lados la meridiana $A H'$ del lugar y la línea que une el punto dado A con el polo celeste, no viene á ser otra cosa, en suma, que la altura angular del polo sobre el horizonte.

Así pues, medir la elevación del polo sobre el horizonte de un lugar dado, es medir la latitud del mismo lugar. Los astrónomos prefieren medir directamente el complemento de la altura del polo, es decir, el ángulo $Z A P$, al que dan el nombre de distancia cenital del polo, lo cual presenta la ventaja de que no hay que tener en cuenta la depresión de horizonte.

Las distancias cenitales se miden por medio del círculo meridiano ó del círculo mural, observando una estrella circumpolar e' (fig. 114) en el momento de su paso por el meridiano superior. El instrumento acusa entonces el ángulo $Z O e$; observándola en su paso inferior e' tendremos el ángulo $Z O e'$. Como la estrella describe un círculo alrededor del polo, la distancia $P e$ es igual á $P e'$, por manera que la línea $O P$ ó eje del mundo divide el ángulo $e O e'$ en dos

partes iguales; en definitiva, la distancia cenital del polo es igual á la semisuma de las distancias cenitales de una estrella circumpolar en sus pasos superior é inferior por el meridiano.

Conocida esta distancia, se resta de 90° y se obtiene, por último, la altura del polo, ó como dijimos, la latitud del lugar.

Recordaremos que el día sidéreo empieza á contarse, ó tiene su origen, en el momento en que un punto dado del ecuador celeste pasa por el meridiano; en este momento un péndulo sidéreo bien arreglado debe señalar $0^h 0^m 0^s$.

Pero es evidente que si del meridiano en que nos encontramos, y donde está instalado el péndulo, nos transferimos á otro distinto, más occidental, por ejemplo, como de Barcelona á Madrid, la hora no será la misma, puesto que el movimiento diurno no hará que el segundo meridiano coincida con el círculo ho-

orario del punto de partida, sino cierto tiempo después del primero, intervalo que es tanto más considerable cuanto mayor es la diferencia de longitud entre los dos lugares; comprende tantas horas sidéreas como veces contenga 15° . Por ejemplo, cuando el péndulo sidéreo del meridiano de Madrid señala $0^h 0^m 0^s$, otro péndulo que esté situado en un lugar cuya longitud oriental sea de 15° , señalará 1^h ; otro á 30° , 2^h , y así sucesivamente hasta la longitud de 180° en que la hora que apunte el segundo péndulo diferirá en 12^h de adelanto con el primero; si se aumenta la distancia, también sigue creciendo la hora en igual proporción, pero entonces cambia el sentido de la longitud, que se convierte en occidental, y para expresarla tenemos que restar de 24 la hora señalada y convertir el resto en grados.

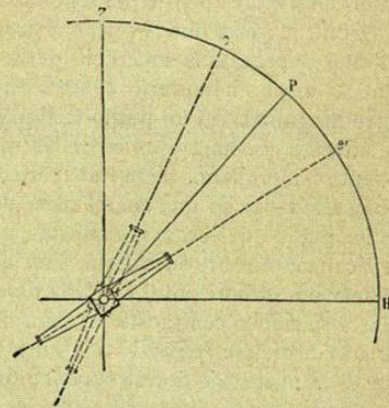


Fig. 114. — Medición de la distancia cenital del polo

De la uniformidad del movimiento diurno y de la definición que hemos dado del día sidéreo y de la longitud, resulta que la diferencia de tiempo sidéreo que existe en el mismo instante físico, entre dos lugares de la Tierra que no tengan igual longitud, da precisamente, convirtiendo esta diferencia en grados, minutos ó segundos, la diferencia de longitud de sus meridianos. Si uno de ellos se encuentra, por ejemplo, en el meridiano de Madrid, la diferencia de horas da la longitud del otro. La cuestión ó problema de las longitudes se reduce, por lo tanto, á conocer á la vez, en el mismo instante físico, la hora sidérea del meridiano de Madrid y la del punto cuya longitud se quiere averiguar.

Esto, que tan brevemente se enuncia, es de la mayor dificultad realizarlo en a práctica. Y la razón es que no estando señalados en la Tierra los meridianos, como tampoco lo están los paralelos, en este caso, lo mismo que en el de la latitud, nos vemos precisados á recurrir á marcas exteriores respecto de la Tierra, á saber, á los astros, tomándolos como objeto de nuestras medidas; mas con esta diferencia en ambos casos, que para observadores situados en distintos puntos