

Emilio H. del Villar

Geografía General

Manuales.
LXXIX *Soler.* 3⁵⁰ Pts

BIB-V/44



¡ÉXITO EDITORIAL!
MANUALES-SOLER

COLECCION **MANUALES-SOLER**

BIBLIOTECA UNIVERSALMENTE CONOCIDA

Colaboración especial de eminentes autores

Argentinos, Españoles y de otros países

LA CASA EDITORIAL HISPANO-ARGENTINA DE ESTOS MANUALES

se inspira en los siguientes

LEMAS

LOS PUEBLOS más instruidos son los más independientes.

LOS PUEBLOS que más leen y estudian son los que marchan á la vanguardia de la civilización.

EL PROGRESO en todas las esferas de la vida social se debe á la instrucción y educación de los pueblos.

LOS CIUDADANOS MAS INSTRUIDOS son los más útiles á la sociedad.

LA IGNORANCIA es la rémora de todo adelanto.

LA INSTRUCCIÓN y educación es la mayor riqueza que pueden alcanzar los pueblos.

ESPAÑA



CHILE



SALVADOR



DOMINICANA



ARGENTINA



CUBA



ECUADOR



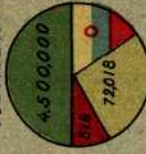
PARAGUAY



MÉJICO



COLOMBIA



COSTA RICA



PUERTO RICO



PERÚ



VENEZUELA



PANAMÁ



HONDURAS



BOLIVIA



GUATEMALA



URUGUAY



NICARAGUA



Totalidad de venta de MANUALES SOLER por volúmenes: en 1899 ● y en 1908 ● habitantes

¡¡ IMPORTANTE !!

¿Quiere V. poseer una buena
biblioteca particular?

LEA y REFLEXIONE:

Con el fin de que la acreditada y popular Biblioteca «MANUALES - SOLER» pueda ser adquirida por todo el mundo y que, por consiguiente, sea fácil su adquisición á todas las clases sociales, desde las más modestas á las más acomodadas, única manera de contribuir prácticamente al desarrollo y

FOMENTO DE BIBLIOTECAS PARTICULARES

hemos establecido el servicio de **venta á plazos** mensuales, entregando desde luego la colección de los volúmenes publicados, mediante contrato que proporcionamos á quien lo pida directamente en y para Europa, á nuestra casa central,

SUCESORES DE M. SOLER

Consejo de Ciento, 416

BARCELONA (España)

y á quien lo pida directamente en y para América, a nuestra sucursal.

Sucesores de M. SOLER

Calle Chile, 594

BUENOS - AIRES (República Argentina)

ó en uno y otro caso, por mediación de nuestros corresponsales, agentes y Librerías en ambos continentes.

A los Suscritores Coleccionistas les regalamos una hermosa **ETAGÈRE**
(Pidanse detalles)

A mis padres amigos
D. ~~Diego~~ ~~Camacho~~,
cordialmente

Emilio J. ~~del~~ ~~Val~~

GEOGRAFÍA GENERAL



GI



MANUALES - SOLER

BIB - V/44

LXXIX

GEOGRAFIA GENERAL

POR

Emilio H. del Villar

PROF. JOSE MARIA IGUAL
HILARIÓN ESLAVA, 28
MADRID



BARCELONA

SUCESORES DE MANUEL SOLER - EDITORES



ES PROPIEDAD
Derechos de traducción
reservados

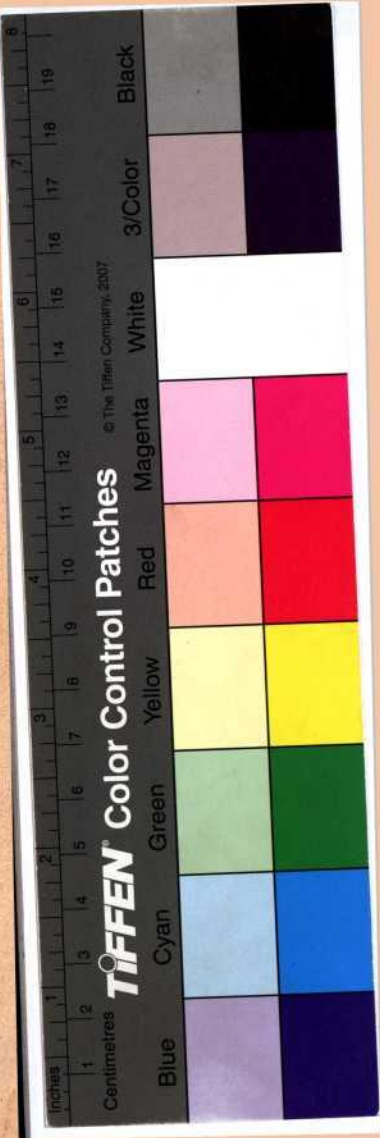


INTRODUCCIÓN

DEFINICIÓN Y DIVISIÓN DE LA MATERIA

Geografía es palabra que se deriva de dos griegas: $\gamma\eta$ (= tierra) y $\gamma\rho\acute{\alpha}\varphi\omega$ (= escribir, pintar, describir); de modo que su significado etimológico es el de *descripción de la Tierra*.

Pero este concepto es muy vago. La Tierra es asunto tan vasto y complejo que, con el progresar de los conocimientos humanos, han nacido muchas ciencias diferentes que tienen como objeto el estudiarla y describirla, aunque limitándose cada cual á un orden de fenómenos ó á un punto de vista especial. Tal es, por ejemplo, la Geología, que se divide en cuatro partes: la Geognosia, que estudia la naturaleza de los materiales que forman la Tierra; la Geotectónica, que estudia la estructura según la cual estos materiales se hallan dispuestos, es decir, la arquitectura del planeta; la Estratigrafía, que estudia la sucesión cronológica de las diversas formaciones; y la Geodinámica, que estudia los fenómenos endógenos y exógenos á los



cuales se deben la evolución y estados sucesivos del globo. Tales son también la Geodesia, que aplica las matemáticas á la investigación de la forma y dimensiones de la Tierra; la Topografía, que las aplica al estudio detallado de la morfometría de una región pequeña; la Cosmografía, que, considerando la Tierra como un astro, estudia sus relaciones con los demás; la Geofísica, ó Física Tectónica, que estudia sus fenómenos físicos; la Oceanografía, ó ciencia de los mares; la Meteorología, ó ciencia de los fenómenos atmosféricos; la Climatología, que estudia la combinación y repartición de los mismos para formar los climas; la Hidrografía, que estudia el régimen de las aguas; la Biogeografía, que tiene por objeto estudiar la repartición de los seres vivos por la superficie del globo; la Toponomástica, que investiga el origen de los nombres que llevan los individuos geográficos (ríos, montañas, ciudades, comarcas); y otras muchas.

Entendida, pues, en su más lato sentido, la *Geografía*, ó *Descripción de la Tierra*, no es una ciencia, sino un sistema de ciencias. A este conjunto dió hace tiempo un autor célebre, RITTER, el nombre alemán de *Erdwissenschaft* (Ciencia de la Tierra). Posteriormente WAGNER le ha llamado *Geosofía*.

La Geografía propiamente dicha tiene un sentido más preciso y responde á un concepto antropocéntrico: es la ciencia que tiene por objeto *el estudio de la Tierra en sus relaciones con el hombre*.

Todos los asuntos de las ciencias que se acaban de mencionar interesan, pues, á la Geografía; pero no por sí mismos, sino en cuanto que pueden tener relación con la vida humana. Un cosmógrafo estudiará, por ejemplo, los movimientos de

la Tierra con objeto de relacionarlos con los demás astros, é inducir así las leyes á que obedece el mundo sideral. Que haya ó no habitantes en un planeta, sus movimientos le interesarán lo mismo. Al geógrafo, en cambio, le interesan, sí, los movimientos de la Tierra; pero es porque ellos producen la alternancia del día y de la noche y las estaciones del año, ejerciendo, por lo tanto, una influencia de primer orden en las condiciones de vida para el hombre. Un geólogo, al estudiar un terreno, buscará en la naturaleza de sus materiales, rocas y fósiles, una explicación á su origen que le interesará como etapa de la evolución del globo. Al geógrafo, si le interesan estos fenómenos evolutivos, es sólo porque le explican por qué razón el terreno de tal región está constituido por gneis ó tobas volcánicas, verbigracia, y no por calizas ó areniscas.

De la definición expuesta resulta que la Geografía es una ciencia dualística; puesto que, teniendo por objeto las relaciones entre la Tierra y el hombre, necesita estudiar á una y á otro, apoyándose para lo primero en las ciencias matemáticas y físico-naturales; y entrando en contacto, para lo segundo, con las histórico-sociales.

El geógrafo necesita, así, grandes conocimientos, pues que á tantas y tan diversas fuentes ha de acudir.

Esta complejidad de conocimientos en que se basa, es causa de que se haya suscitado la duda sobre si la Geografía es verdaderamente una ciencia autónoma ó simplemente una aplicación de las ciencias. Sobre este punto, de carácter casuístico, se ha perdido mucho tiempo disputando. En primer lugar no hay ninguna ciencia aislada é independiente en absoluto: todas están ligadas entre

sí por relaciones de dependencia; porque lo que hay no son varias ciencias, sino una sola, la Ciencia, y sus divisiones son simples artificios que introduce la inteligencia humana, que es impotente para aplicarse con provecho al conjunto. Así pues, decir que la Geografía no es ciencia autónoma, no es, en realidad, decir nada.

En cambio, lo que no se puede negar es el alto interés científico de su asunto. Uno de los elementos de la triunfante teoría evolucionista es la *influencia del medio*, y dicho queda ya que el objeto propio de la Geografía es el estudio del medio en que vive el hombre, y precisamente de ese medio en cuanto con el hombre tiene relación.

Y á este altísimo interés especulativo viene á unirse una enorme trascendencia práctica.

La Geografía nos enseña, efectivamente, á apreciar en su verdadero valor esta frase, al parecer tan trivial y vacía: «El hombre es un habitante de la Tierra». Quiere decir esto, que el ser humano es un producto de la combinación de fuerzas naturales en el medio ambiente de la superficie terrestre, que su vida ha de acomodarse á este medio, que en él ha de buscar la manera de satisfacer sus múltiples y crecientes necesidades, y que ha de buscarla en ese medio exclusivamente, dominándolo, apoderándose de él, *utilizándolo*. El mundo no es otra cosa, para los hombres, que una gran propiedad, de cuya explotación han de vivir; y la Geografía es quien nos enseña á conocerla, quien nos revela todos los recursos explotables que esa propiedad encierra. Allí,—nos dice,—hay tantos cientos de kilómetros cuadrados de tierra llana, suavemente inclinada, con un subsuelo impermeable y una gruesa capa de mantillo de tantos centímetros de espesor; es un terreno feracísimo, pero

está escaso de agua: una sierra al SO. impide que llegue á él la humedad aportada por los vientos del mar; en cambio el río que la atraviesa arrastra por término medio tantos metros cúbicos de agua cada segundo. Con estos datos basta para comprender el provecho que puede reportarnos esa comarca si utilizamos debidamente las aguas del río, si hacemos tomas en su parte alta y construimos embalses y canales de riego. A tal latitud y longitud, —nos sigue diciendo la misma ciencia,— surge en medio del mar una isla montañosa; una gran parte de las rocas que la constituyen son de mármol sacaróideo; otra gran parte de limonita: he aquí, pues, una isla cuya posesión resulta interesantísima y cuyo conocimiento determinará la formación de sociedades mercantiles para la extracción de sus productos minerales, la fundación de fábricas para elaborar el hierro, la organización de líneas de vapores para el transporte, la iniciación de un movimiento migratorio de obreros, etc., etc. Y así la Geografía es la que nos va mostrando todas las fuentes de recursos de que podemos disponer en el mundo: nos dice dónde se hallan las minas de los diferentes metales y en qué condiciones; dónde se encuentran bosques de las diversas maderas; en qué país existen condiciones meteorológicas apropiadas para cada cultivo; nos da á conocer la naturaleza del suelo y subsuelo de cada comarca; las distancias, posiciones y altitudes de cada punto: datos indispensables para que podamos establecer y fomentar las comunicaciones entre uno y otro; nos revela á dónde tenemos que acudir para obtener cada una de las materias primas que nuestra industria necesita; á qué grupos de la humanidad podemos ofrecer el sobrante de nuestra producción para que, careciendo de pro-

ductos análogos, la adquiriera. En una palabra: la Geografía es el conocimiento que sirve de base indispensable á toda la actividad industrial y mercantil. Cuanto mejor conozcamos el mundo, mejor sabremos explotarlo, más provecho podremos obtener de él. Los pueblos en que la cultura geográfica está más desarrollada y extendida, son los más prósperos y poderosos.

Debiendo la Geografía estudiar la Tierra en sus relaciones con el hombre, claramente aparece que ha de dividirse, por lo pronto, en dos partes: una en que estudie la Tierra, ó más concretamente la porción de ella asequible al hombre (capas superficiales de la litosfera, inferiores de la atmósfera, mares); y otra en que entre el factor humano. Pero, por la naturaleza del asunto, y la de los medios de investigación, la primera puede á su vez subdividirse en otras dos: una, aplicación de las ciencias matemáticas, en que se estudien la forma, dimensiones y movimientos de la Tierra en general, y la topografía de su superficie en detalle; y otra, fundada en las ciencias físico-naturales, cuyo objeto sea conocer la naturaleza de los materiales que integran el planeta y los fenómenos que en su superficie se verifican.

De acuerdo con esto dividiremos este Manual en tres partes:

- I. Geografía Matemática.
- II. Geografía Física.
- III. Antropogeografía (expresión inventada por Federico RATZEL, y que sustituye con ventaja á la antigua de Geografía Política, cuyo sentido es más estrecho).

Esta división se refiere á la materia de la ciencia geográfica. Desde otro punto de vista, la Geografía se divide también en general y descriptiva. La primera analiza y estudia los diversos hechos ó factores geográficos en su generalidad y conjunto; mientras que en la segunda los estudia en concreto en una región ó grupo de regiones y aun en la totalidad de ellas, pero por separado. En este último caso, la Geografía descriptiva se llama *universal*, y cuando se limita al estudio de una región más ó menos extensa, recibe el nombre de *corográfica* (del griego *χώρα* = país). El objeto de este Manual es, como su nombre indica, presentar un compendio de la *Geografía General*.



PRIMERA PARTE

GEOGRAFÍA MATEMÁTICA

CAPÍTULO PRIMERO

FORMA Y DIMENSIONES DE LA TIERRA

La Tierra, los astros y la bóveda celeste

La Tierra es uno de tantos astros que gravitan en el espacio según las leyes generales de la atracción.

La idea de que es, poco más ó menos, esférica, no tiene nada de moderna. Los antiguos filósofos y geómetras griegos ya lo enseñaron así. PITÁGORAS pasa por ser el primero que lo dijo; pero acaso él mismo lo hubiera aprendido de otros. Y no solamente conocieron los griegos la forma de la Tierra, sino que algunos de ellos, como ARISTÓTELES, ERATÓSTENES y POSIDONIO, trataron de calcular sus dimensiones. ERATÓSTENES, sobre todo, lo consiguió con una aproximación muy grande en proporción de la escasez de medios de investigación

científica con que se contaba entonces; pues dedujo que la circunferencia de la Tierra medía 250.000 estadios, que equivalen á unos 46.250 Km., siendo así que la verdadera longitud lineal de esa circunferencia resulta hoy ser de 40.070 Km. en el Ecuador y algo menos en los meridianos.

Se dice que la forma esférica de la Tierra es cosa fácil de comprender por varias observaciones sencillas; v. gr.: que de un buque que se aleja en el mar va desapareciendo la silueta de abajo hacia arriba, siendo los últimos masteleros y el penacho de humo de su chimenea lo que más tarda en perderse de vista; que, situados en una llanura, sólo percibimos de las montañas lejanas las cumbres, pero que, conforme nos acercamos, se va mostrando á nuestra vista toda la falda desde arriba hacia abajo. Sin embargo, estas observaciones, hechas en un punto determinado de la Tierra, no prueban por completo que ésta sea esférica, pues lo mismo sucedería si tuviera la forma de un simple casquete y cualquiera que fuera la naturaleza de su curvatura. La verdadera demostración experimental de ser la Tierra un cuerpo redondo no se tuvo hasta que en el siglo XVI los marinos españoles, dirigidos primero por HERNANDO DE MAGALLANES y después por SEBASTIÁN ELCANO, realizaron el primer viaje de circunnavegación. Otra prueba sencilla existe, sin embargo, de que la Tierra es un cuerpo redondo; y es la sombra circular que proyecta sobre la Luna cuando se halla interpuesta entre este satélite y el Sol. Pero aun asimismo no basta ello para conocer la forma exacta y precisa de la Tierra. Esta forma es globular; pero este globo, ¿es exactamente una esfera? ¿es un elipsoide de revolución ó simplemente un esferoide?

Para decidir esta cuestión no hay otro remedio que acudir á cálculos matemáticos precisos.

Pero para que pueda entenderse qué clase de cálculos son éstos, necesitamos primero exponer de qué medio nos valemos para determinar en la superficie terrestre la situación relativa de sus diversos puntos, y de un modo general la posición de la Tierra con relación á los demás astros.

La naturaleza de los diversos cuerpos celestes y sus posiciones y movimientos, no forman el asunto de la Geografía, sino de la Astronomía. A esta ciencia tenemos, pues, que acudir para tomar de ella ya averiguada, la noticia que necesitamos.

La Astronomía nos enseña que hay actualmente cuerpos celestes de muy diverso aspecto y naturaleza; pero que cada especie de individuo sidéreo no representa sino una fase de la evolución á que se hallan todos sometidos. La fase más elemental que conocemos de esta evolución está representada por las nebulosas, grandes masas de materia cósmica muy enrarecida, que ocupan inmensas extensiones en el espacio. Condensándose, la nebulosa da origen á dos clases de formaciones: la de anillos, los cuales, condensándose á su vez alrededor de ciertos puntos, originan astros esféricos; y la de un núcleo central, en torno del cual giran los primeros. Pero cada masa astral de aquéllas forma también anillos y núcleo, y de estos anillos secundarios se originan nuevos astros que giran cada cual en torno de su núcleo, mientras éste lo hace alrededor del núcleo central de todo el sistema. En el grupo de astros de que forma parte la Tierra, y que se llama sistema solar, el Sol es el resultado de la concentración del núcleo de la primitiva nebulosa; los astros formados por los anillos de primer orden se llaman planetas, y los

formados por los anillos de éstos, satélites (1). El Sol tiene ocho grandes planetas que, nombrados por orden de distancias á dicho astro, desde el más próximo al más lejano, son: Mercurio, Venus, la Tierra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno. El número de satélites es diferente en cada planeta. La Tierra no tiene más que uno, que es la Luna. Además, entre Marte y Júpiter hay un grandísimo número de planetas muy pequeños que llamamos asteroides. Los aerolitos, que caen frecuentemente sobre la Tierra, son considerados á su vez como restos de la destrucción de un antiguo satélite que acompañaba á ésta, como la Luna actual.

El Sol es un astro que tiene luz propia; pero los planetas y satélites sólo tienen la que reciben del Sol, por lo menos cuando han entrado por completo en su fase planetaria, pues en los primeros períodos de su evolución claro está que deben conservarla propia todavía, y esto es lo que sucede, según se cree, con el planeta Júpiter, por ejemplo.

Los demás cuerpos celestes á que damos el nombre de estrellas son más ó menos análogos en su constitución á nuestro Sol, por lo cual se les llama también soles (2); y tienen como él su cortejo de planetas y satélites, sólo que estos cuerpos de segundo y tercer orden resultan, por su alejamiento, invisibles para nosotros. Con objeto de reconocer fácilmente en el cielo las diversas estrellas, se han formado con ellas, desde muy antiguo, gru-

(1) Según FAYE la formación de los primeros anillos planetarios es anterior á la del núcleo solar.

(2) Las estrellas pueden ser *múltiples*, es decir, estar agrupadas en sistemas de dos, tres ó más individuos.

pos convencionales (1) llamados *constelaciones*. Las estrellas se designan con el nombre de la constelación á que pertenecen y además con una letra determinada del alfabeto griego ó latino, ó también por un número de orden. Este doble nombre se expresa en latín para que resulte igual en todos los países; y así se dice: α *Tauri*, β *Geminorum*, γ *Ursæ Majoris*, *R Leonis*, *52 Pegasi*, *66 Piscium*, etc.

Las estrellas se hallan todas á enormes distancias de nosotros, hasta el punto de que la más próxima, que es el α *Centauri*, dista de la Tierra 275 019 radios de la órbita terrestre, y su luz tarda 4 años y 4 décimas de año en llegar á nosotros. Por eso, aun cuando las estrellas no estén verdaderamente fijas, ni lo esté tampoco el sistema solar, sus movimientos reales (estudiados por la Ciencia sobre todo por medio de la espectroscopia) resultan inapreciables para la observación vulgar; y aun para los efectos de utilizar dichos astros en los cálculos matemáticos de que vamos á hablar muy pronto, podemos considerarlos también como inmóviles.

Aunque se encuentran á distancias muy diferentes de la Tierra, la ilusión de la perspectiva nos las hace aparecer como colocadas en la concavidad de una misma superficie esférica, que llamamos el cielo. Por eso en la Edad Media se creía vulgarmente que el cielo era algo así como una gran bóveda de cristal en la cual estuvieran pegadas las estrellas como tachones. El único movimiento que percibe la experiencia vulgar en las

(1) Nada tienen que ver estos grupos con las estrellas múltiples, en los cuales la agrupación es real y no convencional.

estrellas, es el que aparentemente describe todo el cielo de E. á W. (1), el cual no es más que la ilusión debida á la rotación real que la Tierra ejecuta de W. á E. Pero como la verdad de este hecho es posterior al lenguaje, éste se halla acomodado á las apariencias y no á la realidad, y así decimos que las estrellas salen y se ponen ó pasan por tal ó cual punto ó línea ideal. A la dirección según la cual se las ve salir desde la Tierra, la hemos llamado Naciente, Oriente ó Este (E.), y á aquella en que se las ve poner, Poniente, Occidente ú Oeste (W.).

Esta ligerísima descripción que hemos hecho del Universo, no ha tenido más objeto que fijar el aspecto que éste presenta desde la Tierra, en cuanto que nos es preciso conocerlo para utilizarlo en la resolución de los problemas geográficos; pues, efectivamente, para medir grandes distancias y direcciones en nuestro planeta, necesitamos apoyarnos en puntos extraños á él, y estos puntos, que tomamos en la bóveda aparente de los cielos, son las estrellas. Ahora volvamos á la Tierra.

Líneas y planos

Para orientarnos en el globo y determinar las posiciones relativas de los puntos de su superficie, trazamos en él una serie de líneas ideales.

La recta alrededor de la cual efectúa la Tierra su movimiento de rotación, se llama *eje terrestre*. Los extremos de esta recta se llaman *polos*: al que está más próximo á Europa se le ha llamado Norte

(1) W = Oeste.

y al otro Sur. Como la intersección de toda esfera con un plano es siempre un círculo, si trazamos una serie de planos que pasen por el eje, estos planos determinarán una serie de círculos, los cuales serán máximos, puesto que pasarán todos por el centro de la esfera, ya que pasa por él el eje. Estos círculos y sus circunferencias se llaman *meridianos*. Es evidente que el número de meridianos posibles es infinito, de modo que por cualquier punto de la superficie terrestre se puede hacer pasar un meridiano. Este, como toda circunferencia, se divide en 360° . En sentido más restringido el nombre de meridiano se da únicamente al arco de 180° que pasa por un punto determinado de la Tierra y va de polo á polo; y á la mitad opuesta de la circunferencia se le da el nombre de *antimeridiano*.

Si, en vez de cortar el globo terrestre con un plano que contenga al eje, lo cortamos con uno perpendicular al eje en el punto medio de éste, la intersección será otro círculo máximo, que se llama *ecuador*, y al cual serán perpendiculares todos los planos meridianos. Todo meridiano divide el globo en dos partes iguales ó hemisferios, uno oriental y otro occidental. El ecuador le divide igualmente en dos hemisferios, el septentrional ó del Norte, y el austral ó del Sur. Podemos también trazar otros muchos planos perpendiculares al eje, y, por lo tanto, paralelos al ecuador; pero ya ninguno de ellos pasará por el centro, y sus intersecciones darán círculos menores, de radio tanto más pequeño cuanto más nos alejemos del ecuador y nos acerquemos al polo, en el cual dicho radio se reducirá á cero. Todos estos círculos perpendiculares al eje, incluso el ecuador, se llaman *paralelos*.

Otro círculo importante hay que conocer en la

Tierra: la *eclíptica*. El plano de la órbita que forma la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol, no coincide con el plano del ecuador, ni con el de ningún otro paralelo, ni contiene tampoco al eje, sino que, pasando por el centro de la Tierra, forma con el plano del ecuador un ángulo de $23^{\circ} 27'$ y algunos segundos. La intersección de este plano con la esfera es la *eclíptica*. En la figura 1 están claramente representadas todas estas líneas.

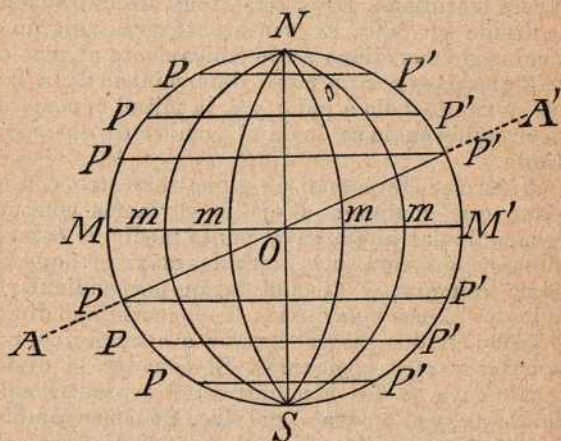


Fig. 1.

O, centro de la Tierra; NS, eje; N, polo Norte; S, polo Sur; NmS, meridianos; NM'S, antimeridiano correspondiente al meridiano NMS; MM', Ecuador; PP', paralelos; AA', plano de la eclíptica y máxima desviación de los rayos solares respecto del ecuador.

Por fin, la dirección de la gravedad marcada por una plomada en un punto cualquiera de la Tierra, se llama *línea vertical* ó simplemente *ver-*

tical (sustantivado y femenino), y el círculo que todo observador colocado en un lugar desembarazado de desniveles, como el mar ó una llanura, ve recortarse á su alrededor como única parte visible para él de la Tierra, se llama *horizonte sensible*; y claro está que la vertical será, para el observador, perpendicular á dicho círculo en su centro (fig. 2).

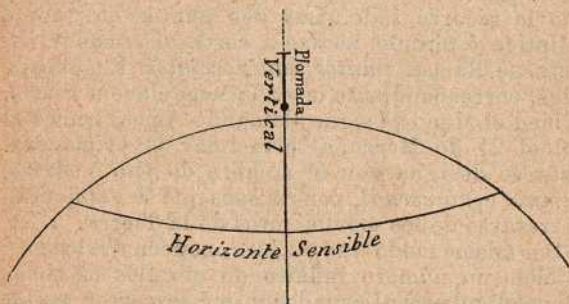


Fig. 2.

Como, según dejamos dicho, para calcular posiciones y distancias en la Tierra, necesitamos apoyarnos en puntos de la aparente bóveda celeste, fuerza es que también en ella tracemos planos é intersecciones ideales.

Si prolongamos el ecuador terrestre hasta su intersección con la bóveda de los cielos, el círculo que resulte será el *ecuador celeste*; y, prolongando de la misma manera el eje terrestre, sus extremos, al tocar en la bóveda, serán los polos celestes. De igual modo, la prolongación del plano de la órbita terrestre, describirá en el cielo un círculo

análogo, la eclíptica, que cortará al plano del ecuador celeste según un ángulo de $23^{\circ} 27'$ y segundos. Recorridas por este círculo hay en el cielo doce constelaciones, cuyo conjunto ha recibido el nombre de *Zodiaco*: *Aries*, *Tauro*, *Géminis*, *Cáncer*, *Leo*, *Virgo*, *Libra*, *Escorpión*, *Sagitario*, *Capricornio*, *Acuario* y *Piscis*. Cada momento del año, la perspectiva nos hace ver al Sol en un punto diferente del círculo zodiacal, y en el año lo recorre todo. Los dos puntos en que la eclíptica ó círculo zodiacal corta al ecuador celeste, se llaman *puntos equinocciales*. En uno de ellos, correspondiente hoy á la constelación *Piscis*, si bien el signo se sigue llamando *Aries*, vemos al Sol el 21 de Marzo, al principiar la primavera. Este se designa con el nombre de punto *Aries*, *gamma* (γ) ó *vernal*, por razones que se explicarán al tratarse de los movimientos de la Tierra.

Del mismo modo que en ésta, podemos trazar en el cielo un número infinito de círculos máximos perpendiculares al ecuador y que se corten en los polos. Cada uno de ellos se llama *círculo horario* ó *de declinación*, nombres cuya razón de ser comprenderemos muy pronto. Claro está que si la Tierra estuviera inmóvil, á cada meridiano terrestre correspondería un círculo horario celeste; pero, como la Tierra gira sobre su eje, lo que sucede es que los círculos horarios van coincidiendo uno tras otro con cada meridiano terrestre. Dos de los círculos máximos que pasan por los polos celestes, reciben el nombre de *coluros*: uno es el que pasa por los puntos equinociales, y se llama por esto *coluro equinoccial*; otro es el que pasa por los puntos solsticiales, y se llama *coluro solsticial* (fig. 3).

Si prolongamos la línea descrita por la plomada en un punto cualquiera de la Tierra hacia arriba

y hacia abajo (esto último, claro está que á través de la Tierra misma), los extremos de esta línea marcarán en el cielo dos puntos opuestos. La línea en cuestión se llama *vertical* (sustantivado y femenino); su extremo superior, que estará en el cielo sobre nuestra cabeza, *zenit*; y su extremo inferior, siempre invisible para nosotros, *nadir*. El

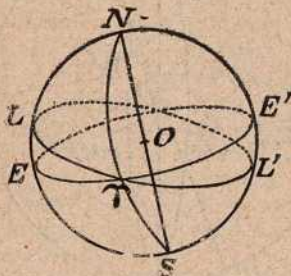


Fig. 3.

NS, eje; N, polo Norte; S, polo Sur; EE', ecuador celeste; LL', órbita del Sol; NESE', coluro solsticial; NγS, coluro equinoccial; γ, punto vernal; L y L', puntos solsticiales.

círculo máximo al cual es perpendicular la vertical (y que será, por lo tanto, paralelo á lo que hemos llamado en la Tierra horizonte sensible) se llama *horizonte racional ó astronómico*. Por la vertical se pueden hacer pasar infinitos planos, todos ellos perpendiculares al del horizonte astronómico. Cada uno de estos planos se llama plano vertical, ó simplemente *vertical* (sustantivado y masculino). Uno de estos verticales será el plano correspondiente al meridiano del punto de observación: su intersección con el horizonte marcará la dirección Norte-Sur, que se llama *línea meridiana*. El ver-

tical perpendicular al meridiano recibe el nombre de *primer vertical* y marca la dirección Este-Oeste (fig. 4).

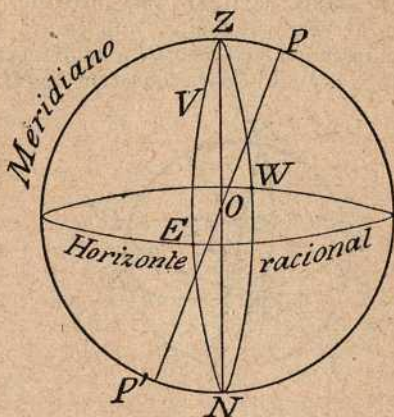


Fig. 4.

P y P', polos; O, punto del observador; Z, zenit; N, nadir; ZN, línea vertical; E y W, Este y Oeste respecto del punto de observación; ZVENW, primer vertical, perpendicular al meridiano ZPNP'.

Esto sentado, podemos ya tratar de determinar la posición de un punto cualquiera de la Tierra, problema sin cuya solución no podemos intentar la investigación de la forma y dimensiones de la misma.

Orientación.—Azimut y almucantarat

Esta posición de un punto cualquiera de la Tierra se puede determinar de dos maneras: *relativa-*

mente, es decir, con referencia á otro punto previamente conocido, ó *absolutamente*.

Para lo primero, llamando A al punto conocido y X al punto cuya posición se desea determinar, hacen falta dos datos: la distancia entre A y X y la dirección de la línea que los une. Pero claro está que, para determinar una dirección, hace falta referirla á otra que se tome como término de comparación. La dirección que se toma como base es la *meridiana*; y la relación entre otra dirección y ésta se indica por los *puntos cardinales* ó por el ángulo llamado *azimut*. En cuanto á la distancia, se mide por la línea más corta que es posible trazar en la superficie de la Tierra entre los puntos en cuestión, la cual es, como enseña la Geometría, un arco de círculo máximo. Cuando para indicar la dirección se hace uso del azimut, la distancia se llama *almucantarát*.

La posición se puede determinar de un modo absoluto por medio de las dos coordenadas geográficas á que se ha dado el nombre de latitud y longitud. *Latitud* es la distancia de un punto cualquiera de la superficie del globo al ecuador medida en grados de meridiano; y *longitud* es la distancia del punto en cuestión á un meridiano (que se toma como cero) medida en arcos de paralelo. Como se ve (y como no podía menos de suceder), aquí también tenemos que referir el punto que se quiere determinar, á otros previamente determinados; pero el ecuador es un círculo perfectamente definido, y respecto al meridiano cero, si bien de arbitraria elección, convenimos en elegirlo de una vez para siempre. La determinación bien puede, por lo tanto, llamarse absoluta.

He aquí, pues, las cuestiones de que tenemos que tratar sucesivamente: determinación de la me-

ridiana de un lugar y puntos cardinales; azimut y almucantarat; latitud y longitud.

Sin embargo, como, según queda expuesto, para determinar puntos de la Tierra, nos apoyamos en otros del cielo, conviene saber antes que, para determinar estos últimos, podemos servirnos de tres series de coordenadas análogas á la latitud y longitud terrestres, á saber: la *declinación* y la *ascensión recta*; la *distancia polar* y el *ángulo horario*; la *latitud* y la *longitud* celestes. Las cuatro primeras pertenecen al sistema llamado ecuatorial, porque para ellas se toma como base el plano del ecuador; las dos últimas son coordenadas eclípticas, porque en ellas el plano que se considera es el de la eclíptica.

Declinación es la distancia de un astro al ecuador celeste medida en arco de círculo horario á partir del ecuador, y puede ser boreal ó austral. He aquí por qué el círculo horario se llama también de declinación.

Ascensión recta es la distancia de un astro al punto *gamma* (ó al semicírculo correspondiente del coluro) medida en arco de paralelo celeste y á contar desde *gamma* como cero y de W. á E.

La *distancia polar* es el arco de círculo horario comprendido entre un astro y el polo. Este arco es igual á $90^\circ - \delta$, llamando δ á la declinación.

Y *ángulo horario* es la distancia, medida en arco de paralelo, que hay entre el círculo horario de un astro y el correspondiente al meridiano terrestre del lugar de observación ó círculo horario meridiano. Como una de las unidades que hemos tomado para medir el tiempo, es el que transcurre entre los

dos pasos de una estrella por el meridiano (1), al cual hemos llamado día, dividiéndolo en veinticuatro partes llamadas horas; claro está que á los 360° del círculo recorrido aparentemente por el astro en torno al polo celeste, corresponden 24 horas de tiempo, y por lo tanto á una hora $\frac{360}{24}$ grados $= 15^\circ$. De modo que en el lenguaje convencional diremos que las estrellas recorren 15° en una hora. Esta es la razón de la expresión *círculo horario*: el que su distancia del meridiano se puede medir en horas. Más adelante, al tratar de los movimientos de la Tierra, veremos cómo el tiempo sidéreo es diferente del solar.

Para las coordenadas eclípticas sustituimos al plano del ecuador el de la eclíptica, y á los polos en el sentido en que hasta ahora los hemos entendido, los *polos de la eclíptica*, es decir, los señalados en la bóveda aparente del cielo por el eje perpendicular al plano de la eclíptica. Teniendo esto presente, las *latitudes* celestes se miden en arcos de círculo máximo perpendiculares á la eclíptica, y las *longitudes* en arcos de la misma eclíptica á partir del punto *gamma*.

Si en lugar de fijarnos en los polos y ecuador celestes ó en la eclíptica y los polos de su normal, nos fijamos en el zenit y el horizonte racional, resultará que también podremos determinar la posición de un astro en su círculo horario por el arco de éste comprendido entre el astro y el horizonte (*altura del astro sobre el horizonte*), ó por el com-

(1) En este caso entendemos por meridiano sólo el arco de 180° . Si se entendiera el círculo completo habría que decir *dos pasos superiores*.

prendido entre el mismo astro y el zenit (*distancia zenital*).

Veamos ahora cómo se determinan la meridiana y los puntos cardinales.

Ya hemos dicho que la meridiana marca la dirección Norte-Sur, y la intersección del primer vertical con el horizonte la dirección Este-Oeste, y que ambas líneas son entre sí perpendiculares. Si bisecamos los ángulos rectos que forman (fig. 5),

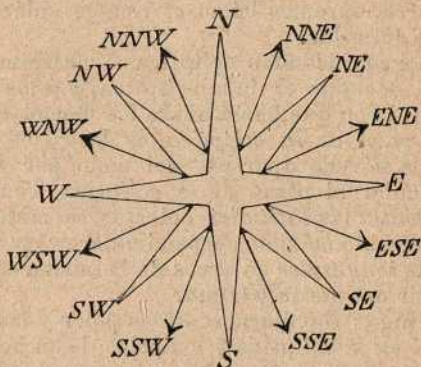


Fig. 5.—Rosa de los vientos.

obtendremos otras cuatro direcciones, ó rumbos, que se designan con los nombres de aquellas entre las cuales están respectivamente comprendidas: Nord-Este, Sud-Este; Sur-Oeste y Nor-Oeste. Y si bisecamos igualmente los ángulos de 45° que así resultan, hallaremos ocho rumbos intermedios que

se designan por el mismo procedimiento: Norte-Nord-Este, Este-Nord-Este, Este-Sud-Este, Sur-Sud-Este, etc. La figura que resulta de estas biseciones se llama *rosa de los vientos*, porque desde muy antiguo se acostumbra designar según las direcciones que expresa, aquella en que el viento sopla. Al cuadrante comprendido entre el N. y el E. se ha convenido en llamarle *primero*; al comprendido entre el E. y el S., *segundo*; al comprendido entre el S. y el W., *tercero*; y al otro, *cuarto*. Claro es que la bisección de ángulos se puede continuar indefinidamente; pero á poco que se pasara de las que nuestra figura indica, las denominaciones resultarían demasiado largas. Para más precisión se hace uso del azimut. A la rosa de los vientos se le puede aplicar también la graduación circular de 360° ; pero entonces resulta que, como 360 es divisible sólo por la tercera potencia de 2 y no por las siguientes, sólo los ocho rumbos principales de la rosa coinciden con arcos enteros de la circunferencia y los demás deben expresarse en grados por números fraccionarios ($\text{NNE} = 22 \frac{1^\circ}{2}$, $\text{ENE} = 67 \frac{1^\circ}{2}$, etc.).

Los cuatro rumbos principales que indica la rosa de los vientos [N., S., E. y W. (1)] se llaman puntos cardinales. Hallados éstos es fácil determinar todos los intermedios. Orientarse es encon-

(1) Va siendo cada vez más general el indicar el Oeste con la letra W en lugar de O; lo primero porque así resulta más uniformidad de signo en todos los países, puesto que en inglés y alemán la palabra que significa oeste empieza por *w*; y en segundo lugar para evitar la confusión entre O letra y 0 cifra cero.

trar, desde el punto de la Tierra en que uno está situado, esas cuatro direcciones. Para ello, encontrada una de las líneas, no hay más que trazar una perpendicular á ella y se obtiene la otra. El problema se reduce, pues, á determinar la meridiana, ó, lo que es lo mismo, la dirección del polo.

De un modo burdo y más ó menos aproximado, es cosa facilísima conseguirlo. Si es de noche basta saber distinguir las constelaciones circumpolares, es decir, próximas al polo celeste. En nuestro hemisferio, por ejemplo, se halla muy próxima al polo la *Osa Menor* que tiene la forma de una cometa. La estrella en que á simple vista parece terminar su cola, se llama *Polar* y describe alrededor del polo Norte celeste un círculo muy pequeño (1). Encontrada esa estrella, se sabe, pues, poco más ó menos, dónde está el polo, y trazando mentalmente un plano que pase por la vertical del lugar y dicho punto celeste, la intersección de este plano con el horizonte dará la dirección N.-S. En el hemisferio austral el polo celeste se halla de un modo aproximado buscando el punto medio entre las estrellas α del *Eridano* y β del *Centauro*, ambas de primera magnitud, pero muy apartadas. Para cálculos precisos, los astrónomos utilizan la σ del *Octante*, que es de sexta magnitud, pero en cambio dista del polo Sur menos de 1° . De día la dirección del polo la indica la que tiene la sombra proyectada por el Sol en el momento de su culminación, es decir, del de su paso por el meridiano del lugar, y por lo tanto por el máximo de altura sobre el hori-

(1) La declinación media de la *Polar* ó α *Ursæ minoris* es $+88^\circ 49'$, según el *Anuario del Observatorio de Madrid*, para 1907.

zonte. Entre los $23^{\circ} 27'$ y segundos de latitud y el polo la sombra apunta siempre al polo más próximo al lugar de observación. En las proximidades del ecuador la sombra cambia de dirección según la estación del año, es decir, según el paralelo en que caigan verticales los rayos solares. Pero como el movimiento aparente del Sol es de E. á W., observando éste por la variación de la sombra nunca habrá lugar á confundir el Norte con el Sur. Conocido el Norte (y por lo tanto el Sur) se pueden también determinar los otros dos puntos cardinales, teniendo presente que si nos situamos de cara al Norte, y extendemos los brazos en cruz, el derecho apuntará al E. y el izquierdo al W.

Como se comprende, todo esto es muy poco preciso y no puede proporcionar sino una orientación aproximada. Para conseguirla más exacta, cosa indispensable en las operaciones de la Geografía Matemática, es preciso recurrir á otros medios que exigen el uso de varios instrumentos.

El más sencillo y de antiguo conocido es el *gnomon*, que consiste en una plancheta horizontal en la cual se levanta verticalmente un estilo. Según el Sol describe su aparente camino diario, la sombra del estilo va cambiando de dirección y longitud. Si desde la base del estilo trazamos con diferentes radios varios arcos de círculos concéntricos, la sombra proyectada por la cabeza del estilo irá tocando sucesivamente á los diferentes círculos una vez antes y otra después de su culminación ó paso por el meridiano. Uniendo estos dos puntos de cada circunferencia y luego los puntos medios de cada cuerda, obtendremos una recta que corresponderá á la dirección media de la sombra, es decir, á la dirección de la misma en el momento de la culminación (puesto que el Sol culmina á mi-

tad de su carrera aparente). Esta línea marcará la dirección del polo (1).

Tampoco este procedimiento da precisión suficiente. Los observatorios astronómicos publican unas tablas en las cuales están calculadas las horas de los pasos del Sol y ciertas estrellas por el meridiano y por el primer vertical. Sirviéndonos, pues, de estas tablas y de un cronómetro bien preciso y arreglado, la sombra del estilo á la hora determinada para el paso del Sol por el meridiano, dará la dirección N.-S.; y la que proyecte á la hora marcada para el paso del mismo astro por el primer vertical (paso que no es visible todo el año) dará la dirección E.-W.

En vez del Sol nos podemos servir de la estrella Polar. A la hora marcada por la tablas pasará por nuestro meridiano y entonces la visual que le dirigamos estará contenida en el vertical N.-S.

Con esta estrella podemos también hallar el polo sin necesidad de tablas; pues los astrónomos han observado que el paso de la *Polar* por el meridiano ocurre 13 minutos después que la γ de la *Casiopea* ó la ϵ de la *Osa Mayor* están sobre el plano vertical que contiene la visual dirigida á dicha *Polar*. Basta, pues, observar ese momento y contar los trece minutos; al cabo de este tiempo la visual á la *Polar* estará contenida en el vertical N.-S.

Por fin, nin necesidad de esperar el paso de la

(1) Esto en el supuesto de que la declinación del Sol sea constante durante el intervalo de las dos observaciones, lo cual sucede, prácticamente, en los solsticios. En los equinoccios, por el contrario, la declinación varía muy sensiblemente, y es precisa una corrección para evitar el error de algunos minutos.

estrella por el meridiano, hay medios para determinar con precisión la línea N.-S. Los Observatorios suelen publicar unas tablas en que se hallan calculados, para diferentes horas y latitudes, los ángulos, reducidos al horizonte, que forma con la meridiana la visual á la *Polar*. Conociendo, pues, la latitud y la hora precisa, se dirige la visual á la estrella, y luego se desvía el ángulo que corresponda, á la derecha si el horario del astro es occidental y á la izquierda si es oriental. La nueva dirección de la visual será la meridiana.

Claro es que en vez de la *Polar* se pueden utilizar también otras estrellas.

Las visuales á las estrellas se dirigen por medio de unos instrumentos llamados teodolitos, de los cuales es necesario tener una idea, puesto que son indispensables en muchísimas operaciones de Geografía Matemática.

En resumen y esencialmente, el teodolito consta de dos elementos principales: un anteojo, con su ocular y su objetivo, para dirigir las visuales ó punterías; y círculos ó limbos graduados, uno vertical y otro horizontal, para medir el ángulo formado por dos direcciones del anteojo, el cual claro está que va dispuesto de modo que pueda girar en uno y otro sentido. Todos los demás accesorios del aparato no tienen más objeto que asegurar el máximo de precisión en la puntería y en la lectura de los círculos. Para lo primero colócase en el foco común del objetivo y del ocular un retículo consistente en varios hilos verticales cruzados por otros horizontales, ó en una aspa bisecada, ó en un par de hilos verticales y otro horizontales, etc. (fig. 6). Para leer con toda precisión las fracciones de grado en los círculos, éstos llevan en los aparatos menos perfectos *nonios*, y en los más per-

fectos *microscopios micrométricos*. Así, en un teodolito Repsold, empleado en las operaciones de triangulación de España, los microscopios permiten leer hasta dos segundos; y en el de Ertel, igualmente usado en España, se puede apreciar hasta un segundo. Otros accesorios son un nivel para asegurar la horizontalidad del instrumento, tornillos para mover con precisión sus diferentes piezas, etc. Con los buenos teodolitos se pueden ver las estrellas de primera y aun de segunda y terce-

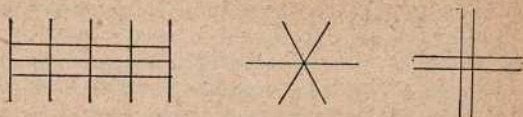


Fig. 6.

Varias disposiciones del retículo en los teodolitos.

ra magnitud en pleno día; de modo que no es preciso esperar á la noche para dirigirles punterías. Para mirar al Sol llevan un cristal de color azul intenso que modera la fuerza de la luz. Una de las ventajas características del teodolito consiste en el hecho de que, girando el anteojo en el plano vertical sin que se mueva el limbo horizontal, las lecturas en éste dan el ángulo de dos visuales dirigidas á dos puntos del horizonte, no en el plano de estas visuales, sino *proyectado en el plano horizontal*, y esto es lo conveniente porque evita luego el hacer la reducción al horizonte.

Otro instrumento (y mucho más sencillo) que se relaciona directamente con el problema de la orientación, es la brújula. Consiste en una aguja imantada (á la que se da la figura de un rombo

muy prolongado) sostenida sobre un estilete en el centro de un círculo graduado. En el limbo de éste se marcan también los rumbos de la rosa de los vientos. En virtud de las fuerzas magnéticas que se manifiestan en la Tierra, debe ser ésta considerada como un gran par director, cuyos polos (*polos magnéticos*) se hallan próximos á los extremos del eje ó polos geográficos. Si dejamos, pues, libre, y en disposición de que pueda girar, una aguja imantada, en virtud de las leyes físicas, el polo N. de la aguja se dirigirá hacia el S. de la Tierra y viceversa. Esto es lo que hace la brújula. La mitad de la aguja se lima, de modo que queda plateada; y la otra mitad azulada es la que señala constantemente hacia el polo N. magnético de la Tierra. El vertical que pasa por la aguja forma el *meridiano magnético* y su intersección con el horizonte una línea que se denomina *meridiana magnética*. Si los polos geográficos coincidieran con los magnéticos, la aguja imantada marcaría la dirección N.-S. exactamente (1). Pero, como no sucede así, la meridiana magnética forma con la astronómica un ángulo que se llama *declinación* de la aguja imantada. También ésta forma con el horizonte otro ángulo, y éste se llama *inclinación*. Por término general la *delinación* de la aguja es occidental en Europa y Africa, y oriental en Asia; pero varía, como es lógico, para cada punto de la Tierra. De modo que para orientarnos por medio

(1) La situación del *polo magnético* ha sido encontrada por AMUNDSEN, durante su célebre viaje polar de 1903 á 1906, en la Tierra del Rey Guillermo, isla situada al SW. de la península de Boothia; pero dicho polo no es un punto fijo é invariable, sino que cambia dentro de una pequeña área situada dentro de aquella isla.

de la brújula necesitamos conocer la declinación correspondiente al punto en que nos hallamos. Mas, aun para un mismo punto, la declinación sufre pequeñas variaciones, unas regulares (diurnas, anuas, seculares), y otras irregulares. A estas últimas se les da el nombre de perturbaciones. A pesar de estos inconvenientes, la brújula ha prestado grandes servicios, v. gr., á la navegación y á la topografía. En las operaciones topográficas, como el campo de observación que abarcan suele ser reducido, pueden despreciarse los cambios de declinación excepto los diurnos (que pueden exceder de 15'); pero aun de estos mismos se puede prescindir también si se tiene cuidado de no emplear el instrumento sino hacia las horas medias del día, entre las cuales la variación se mantiene próxima al *máximum*.

Cuando la brújula se ha de emplear en medir ángulos en el horizonte, lleva como aditamento un anteojo ó una regla movable con ranuras en los extremos (*alidada*), para dirigir las visuales.

Lo que acabamos de decir del teodolito y la brújula, nos conduce á hablar del azimut.

Llámase *azimut* de un punto de la superficie de la Tierra, en otro, al ángulo formado por el arco que los une con el meridiano correspondiente al segundo. Así en la figura 7 el azimut de *a* en *o* es arco *Noa* ó bien *Soa*, según se convenga en contar. La distancia *oa* se llama *almucantarát*. Conociendo el azimut y el *almucantarát* de un punto respecto de otro, queda perfectamente determinado el primero. Todos los puntos que tienen el mismo *almucantarát* (y diferente azimut) equidistan del punto de referencia ó vértice, y forman, por lo

tanto, un círculo; así es que á cada uno de estos círculos se les puede también dar el nombre de *almucantarat* puesto que lo indican. El azimut y el *almucantarat* se llaman coordenadas azimutales y pueden aplicarse á la determinación de las posiciones de los astros, lo mismo que á la de las posiciones de los puntos de la superficie terrestre.

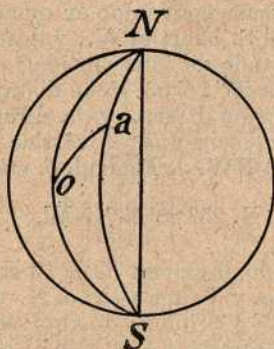


Fig. 7.

Los azimutes se cuentan en el sentido del movimiento de las agujas de un reloj de 0° á 360° . Como punto de partida cero se puede elegir el S. ó el N.; el primero es el preferido, y así se indican los ángulos azimutales en los cálculos de nuestro Instituto Geográfico.

El azimut resulta un sistema de orientación preferible al de la rosa de los vientos, pues ya hemos visto que en ésta sólo los ocho rumbos principales corresponden á un número entero de grados. Sin embargo, podemos combinar los dos sis-

temas, indicando, desde el punto del círculo horizontal que tomemos como punto de partida, los grados de diferencia y la dirección. Así el azimut de la línea que une el vértice geodésico del Observatorio de Madrid con el señalado en la cumbre de Cabezas de Hierro (en la sierra de Guadarrama), en una palabra, el azimut del lado *Madrid-Hierro* es, según cálculos del Instituto Geográfico, $154^{\circ} 31' 6'' 85$. Como hemos convenido en que empezamos á contar desde el S. hacia el W., y desde el S. al N. hay 180° , restando de esta cantidad el azimut escrito, hallamos $25^{\circ} 28' 53'' 15$ de distancia angular entre la dirección Hierro y la dirección Norte; luego podemos decir que el vértice Hierro está $25^{\circ} 28' 53'' 15$ al NW. de Madrid, ó, más claro, al

N. $25^{\circ} 28' 53'' 15$ W.

De igual modo el azimut de la línea que une los vértices Llatías y Valnera (en el N. de la Península) es $345^{\circ} 25' 3'' 9$; luego de aquí se deduce que el segundo punto está á $14^{\circ} 3' 4' 56'' 1$ al SE.

El procedimiento que se emplea para hallar el azimut absoluto de un punto, consiste en medir la proyección horizontal del ángulo comprendido (siendo su vértice el punto de observación) entre una señal terrestre y una estrella inmediata al polo. Para ello se utilizan, sobre todo, la *POLAR* y algunas otras de la *Osa Menor* (δ , ϵ y λ), la 51 de *Cefeo*, etc. Por medio de estas estrellas determinamos la meridiana. Cuando el teodolito no se enfila á un astro sino á una señal terrestre, es necesario que ésta sea bien precisa y visible, pues la observación se hace á grandes distancias de ella. Con tal objeto, si es de día, se instala en el punto en cuestión un *heliotropo*, es decir, un aparato con espejo

que, pudiendo recibir la inclinación que se desee, refleja los rayos del Sol hacia el observador. Si es de noche se dispone un foco potente de luz detrás de una hendidura, que puede quedar descubierta ó cubrirse con un cuerpo translúcido, v. gr. papel aceitado.

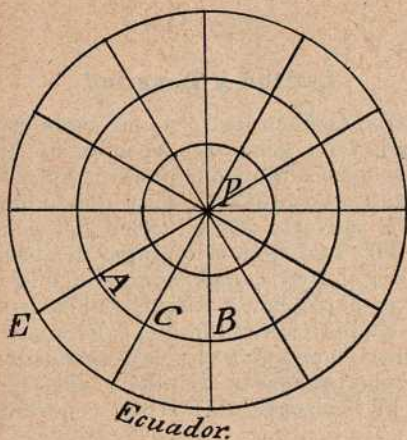


Fig. 8.

P, polo; PE, meridiano del punto A; PB, meridiano del punto B; AE, latitud de A; AP, almucantarát; BA, longitud de A respecto de B; BPA, azimut correspondiente en el polo.

Las coordenadas azimutales pueden coincidir con las geográficas (latitud y longitud) en un caso: si tomamos como punto de referencia, y, por lo tanto, vértice de los ángulos, el polo. En este caso (fig. 8) el ángulo formado por los meridianos, ó sea las longitudes, corresponderán al azimut, y los paralelos determinarán el almucantarát, que

será el arco complementario de la latitud, puesto que ésta es la distancia de un punto al ecuador y el almucantarat; en el caso que se expresa, ha de ser la distancia al polo, y del polo al ecuador hay 90° ; pero tanto una distancia como otra se medirán en el mismo meridiano.

Latitud y Longitud

La latitud (que en las fórmulas suele representarse por la letra griego φ), se mide en arcos de meridiano desde el Ecuador, que se gradúa 0° , hasta el polo, que se gradúa 90° . Hay que indicar, por lo tanto, si es Norte ó Sur. Como del ecuador al polo hay 90° , la distancia del lugar de observación al polo será el arco complementario de la latitud. Y, por otra parte, como el zenit y el horizonte van variando de posición según que caminamos por un arco de meridiano entre el polo y el ecuador, claro está que averiguada la distancia del polo ó del ecuador al horizonte ó al zenit, conoceremos la latitud.

Así, la latitud de un lugar es igual á la altura del polo sobre el horizonte.

En efecto: sean, en la figura 9 (en la que prescindimos de la pequeña irregularidad de la Tierra y de la no coincidencia de la vertical con el radio), A el punto de observación, N el polo terrestre, ONP el eje terrestre prolongado, EE' el ecuador terrestre, HH' el horizonte sensible del punto A, paralelo al racional RR', puesto que á ambos es perpendicular la vertical AZ que apunta al zenit.

La latitud de A será, por definición, el arco E'A, que es medida del ángulo φ . Si desde A apun-

tamos con el anteojo al polo, la visual seguirá la dirección AP' , paralela sensiblemente al eje ONP , puesto que la distancia del punto de mira, que es el polo celeste, es prácticamente el infinito. Luego la altura del polo sobre el horizonte de A se halla

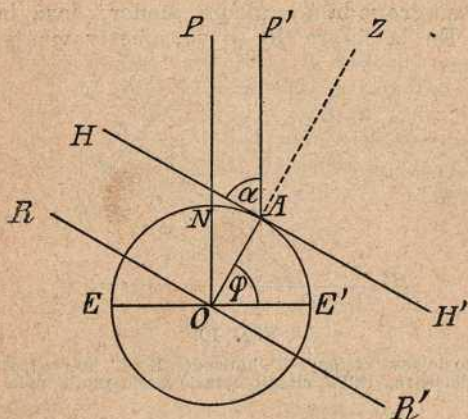


Fig. 9.

representada por el ángulo α . Pero los ángulos α y ϕ son ambos agudos, puesto que son menores que los rectos HAZ y AOR' ; y además tienen sus lados respectivamente perpendiculares; luego son iguales, que es lo que queríamos demostrar.

Fundados en esto podemos, por consiguiente, averiguar la latitud de un punto, observando la altura máxima y mínima de una estrella circumpolar. Como estas alturas corresponden á pasos del astro por el meridiano del lugar, en el cual

está igualmente el polo (por la definición de meridiano), y el curso aparente es un círculo, lo que equivale á decir que dichas dos posiciones equidistan del polo celeste (que es el centro del círculo descrito por el curso aparente del astro), la semi-diferencia entre dos alturas del astro sobre el horizonte agregada á la altura menor, dará la del polo. En la figura 10 se ve, efectivamente, que

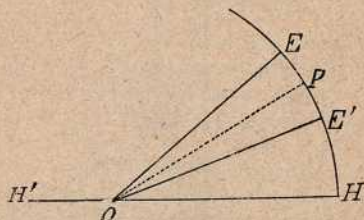


Fig. 10.

O, punto de observación; HH', horizonte; E y E', las dos posiciones del astro; HE'PE, círculo horario meridiano; P, polo

llamando φ á la altura (PH) del polo, y α y β á las alturas E'H y EH del astro, resulta:

$$\varphi = \alpha + E'P = \alpha + \frac{E'E}{2} = \alpha + \frac{\beta - \alpha}{2}.$$

En la práctica el procedimiento no resulta tan sencillo como en teoría aparece. Una de las razones es que, tanto en este caso como en todos los demás en que haya que dirigir punterías á los astros, el ángulo registrado en el círculo graduado del instrumento no es el verdadero, porque la visual dirigida al astro sufre alteración á causa de

la refracción atmosférica. De modo que á las diferentes causas de error provenientes de imperfección del instrumento ó de observación, hay que añadir la de la refracción, lo que exige que los resultados sean corregidos según las fórmulas que para ello existen.

También podemos relacionar la latitud con la distancia de un astro al zenit y con su declinación; pues la latitud (φ) de un lugar es igual á la diferencia entre la declinación (δ) y la distancia zenital (ζ) de una estrella en el momento de su culminación ó de su paso por el meridiano del lugar; es decir que

$$\varphi = \delta - \zeta.$$

Esto es muy fácil de demostrar. Sean, en la figura 11, O el punto de observación, PP' el eje del mundo, EE' el ecuador, OZ la vertical, Z el zenit, HH' el horizonte, y ZPH'P'H el meridiano correspondiente al punto de observación.

La estrella que elijamos puede culminar entre el polo y el zenit (A), entre el zenit y el Ecuador (B), ó entre el Ecuador y el horizonte (C).

En el primer caso, ó sea eligiendo el astro que culmina en A, tendremos que la declinación es:

$$EA = EZ + ZA.$$

Pero $EZ = PH'$, por tener ambos el mismo complemento ZP; y PH' , altura del polo sobre el horizonte, es, según queda demostrado atrás, la latitud del lugar, φ ; luego,

$$EZ = \varphi.$$

Y ZA es la distancia zenital del astro, á que antes hemos llamado ζ , y EA la declinación δ .

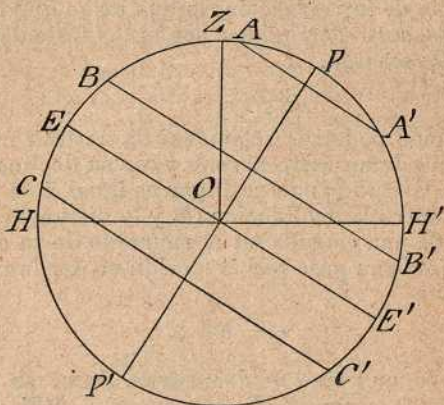


Fig. 11.

Luego, sustituyendo en la primera igualdad, resulta:

$$\delta = \varphi + \zeta;$$

de donde:

$$\varphi = \delta - \zeta.$$

En el caso de la culminación en B, tenemos:

$$EB = EZ - ZB,$$

ó sea

$$\delta = \varphi - \zeta.$$

O, considerando como negativa la distancia zenital, puesto que, á partir del zenit, está contada en sentido inverso del caso anterior,

$$\delta = \varphi + \zeta,$$

de donde:

$$\varphi = \delta - \zeta.$$

En el caso de la culminación C,

$$EC = ZC - ZE,$$

en que no solamente la distancia zenital es negativa, sino también la declinación, que es austral, de modo que la anterior igualdad equivale á

$$-\delta = -\zeta - \varphi;$$

ó, cambiando signos:

$$\delta = \zeta + \varphi,$$

de donde:

$$\varphi = \delta - \zeta.$$

Ahora bien: fundándonos en este teorema, podemos determinar la latitud de un punto de varias maneras.

La más sencilla en teoría es tomando la altura meridiana de una estrella cuya declinación sea conocida. La distancia zenital del astro será el arco complementario de la altura tomada; de modo que corrigiendo de refracción, según luego advertimos, conoceremos los términos del segundo miembro de la fórmula:

$$\varphi = \delta - \zeta.$$

Pero esto, que es tan sencillo en teoría, en la práctica no resulta así, por la gran dificultad de sorprender exacta y precisamente el paso de una estrella por el meridiano del lugar. Por ello, en vez de tomar la altura del astro en ese momento, se pueden tomar varias alturas del mismo a uno y otro lado del meridiano y luego se reducen al meridiano por medio de esta fórmula:

$$x = \frac{\cos \varphi \cdot \cos \delta}{\sin \zeta} \times \frac{2 \operatorname{sen}^2 \frac{1}{2} P}{\operatorname{sen} 1''}.$$

En ella, P representa el ángulo horario (zenit-polo-astro), y el valor de x es la diferencia entre la distancia zenital observada y la que correspondería á la estrella cuando ésta pasase por el meridiano del lugar. No hace falta calcular el segundo factor, pues hay tablas que lo dan resuelto para diferentes valores de P.

En cambio, en el primer factor aparece φ , que es la latitud, es decir, la incógnita. Pero, para los efectos de hallar el valor de x , puede tomarse, en lugar del exacto de φ , uno aproximado, determinándolo por cualquiera de los demás procedimientos si no se sabe realmente de antemano. El error será despreciable siendo x una cantidad pequeña, lo cual significa que deben tomarse estrellas próximas al polo y al meridiano.

En general la altura de una estrella cualquiera sobre el horizonte, ó, lo que es lo mismo, su distancia zenital (que es el complemento) está, para cualquiera posición, relacionada con la latitud del punto en que se observe; pues en el triángulo polo-zenit-astro entran como elementos: la distan-

cia zenital, que es el lado zenit-astro; el complemento de la declinación, que es el lado astro-polo; el ángulo horario, que es el que tiene por vértice el polo; y el complemento de la latitud, que es el lado polo-zenit. Pero para emplear este procedimiento es preferible observar las distancias zenitales de un astro en dos posiciones sucesivas, que llamaremos s y s' . Considerando el triángulo formado por éstas con el polo y el formado por las mismas y el zenit, se deduce el valor del ángulo zenit- s -polo; y, entonces, en el triángulo primitivo, zenit-polo-astro, se conocen dos lados y el ángulo comprendido, y puede deducirse el tercer lado, que es el complemento de la latitud. Así no hace falta conocer con exactitud sino la declinación del astro y el intervalo entre las dos posiciones observadas.

Otro procedimiento muy conveniente es observar los dos pasos de un astro por el primer vertical al E. y al W. Entonces el triángulo polo-zenit-astro es recto en el zenit, y de su resolución trigonométrica se deduce la fórmula:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\operatorname{tg} \delta}{\cos P}.$$

δ es la declinación de antemano conocida, y P es la mitad del ángulo formado en el polo por las dos posiciones observadas. El cronómetro da este ángulo en tiempo, y se reduce á grados sabiendo que

$$1 \text{ h.} = 15^\circ.$$

De modo que, llamando h y h' á las horas en que

se han hecho las observaciones de los dos pasos, se tendrá:

$$P = 15 \times \frac{h' - h}{2}.$$

Los marinos suelen calcular la latitud observando la altura meridiana del Sol; y si bien es cierto que existe la dificultad de apreciar el instante preciso de la culminación de los astros, y que en el mar la meridiana tampoco se determina con igual precisión que en tierra; en cambio, tratándose del Sol, hay la ventaja de que, cuando está próximo á su culminación, varía su altura muy lentamente, porque el arco que en tal posición describe es sensiblemente paralelo al horizonte. Basta, pues, observarlo en un momento inmediato á su culminación, en el cual parece estacionario, aunque no sea en el instante matemático de la culminación misma.

Para medir la altura de un astro cualquiera sobre el horizonte, lo mismo una estrella que el Sol, se utiliza el *sextante*, instrumento de que hacen mucho uso los marinos, por lo cual daremos de él una idea, aunque sea ligera.

El sextante se funda en el hecho de que (fig. 12) si dos espejos, M y N, se disponen oblicuamente de modo que un mismo rayo luminoso, SI, se refleje en ellos sucesivamente, el último rayo reflejado I'O forma con el primero incidente SI un ángulo $\theta = 2a$, siendo a el ángulo formado por los espejos.

Fácilmente se demuestra. Siendo todo ángulo de un triángulo suplementario de los otros, en el triángulo OII' tendremos:

$$\theta = 180^\circ - (OII' + I'O).$$

Pero siendo nI la normal al espejo M é i i los ángulos de incidencia y reflexión del rayo luminoso, ángulos iguales, según las leyes ópticas,

$$OII' = 180^\circ - 2i.$$

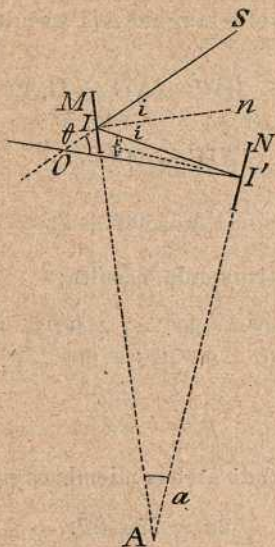


Fig. 12.

Y siendo $i' i'$ los ángulos de incidencia y reflexión en el espejo N ,

$$II'O = 2i'.$$

Luego, sustituyendo en la primera igualdad, resulta:

$$\theta = 180^\circ - (180^\circ - 2i + 2i') = 180^\circ - 180^\circ + 2i - 2i',$$

ó sea

$$\theta = 2i - 2i'. \quad [1]$$

A su vez, en el triángulo AII' resulta, por iguales razones:

$$a = 180^\circ - (AII' + II'A).$$

Pero

$$AII' = 90^\circ - i$$

y

$$II'A = 90^\circ + i'.$$

Luego, substituyendo, resulta:

$$\begin{aligned} a &= 180^\circ - (90^\circ - i + 90^\circ + i') = \\ &180^\circ - 90^\circ + i - 90^\circ - i', \end{aligned}$$

ó sea

$$a = i - i'.$$

Y multiplicando ambos miembros por 2:

$$2a = 2i - 2i'. \quad [2]$$

Y de la comparación de las igualdades [1] y [2], resulta, finalmente:

$$\theta = 2a.$$

El sextante consiste esencialmente en un ante-ojo y dos espejos: uno mayor y otro menor, que sólo está azogado en una mitad, quedando en la otra el cristal transparente. El espejo va unido al

extremo de una alidada cuyo otro extremo corre á lo largo del limbo. Un nonio permite leer con precisión.

Con este instrumento se mide la distancia angular de dos astros, es decir, el ángulo de las visuales dirigidas á ellos desde un mismo punto de observación, de la siguiente manera:

Se orienta el sextante de modo que su plano pase por los dos astros; se enfila con el anteojo á uno de ellos y á través de la parte no azogada del espejo menor; se mueve la alidada hasta que el rayo del otro astro se refleje sucesivamente en los dos espejos y entrando por el campo del anteojo se superponga á la imagen directa del astro primero; y se lee en el limbo la graduación. Ahora bien; según el teorema anterior, el ángulo que se busca, la distancia angular de los dos astros, será doble del ángulo de los espejos determinado por la posición de la alidada.

En la práctica no es necesaria esta multiplicación por 2, pues el limbo del sextante está numerado de tal manera que lo que en realidad son semigrados se anotan como grados; así es que la lectura da por sí misma el producto por 2.

Los marinos utilizan el sextante, durante sus travesías, para tomar la altura del Sol y deducir de ella la latitud. En este caso la manera de operar es mirar directamente al horizonte y mover la alidada hasta que la imagen doblemente reflejada del Sol venga á colocarse tangencialmente á dicho horizonte.

Tanto en este caso como en todos los demás en que se tome la distancia zenital del Sol (ó su altura sobre el horizonte, que viene á ser análogo),

hay que corregir el ángulo directamente observado, de tres errores: *refracción, paralaje y semi-diámetro*.

La *refracción* es un fenómeno óptico, en virtud del cual el rayo luminoso que va del astro al ojo del observador no sigue una línea recta, sino que se quiebra en la atmósfera, debido á la mayor densidad de ésta respecto del éter interplanetario y de la diferente densidad también de las capas atmosféricas entre sí. La refracción nos hace ver los astros más altos sobre el horizonte (ó más próximos al zenit) de lo que realmente están. Su valor se encuentra por medio de la fórmula

$$\theta = \theta_m \times b \times T,$$

en la que θ es el ángulo que se busca, θ_m la refracción media para la distancia zenital del caso, b la altura barométrica referida á la temperatura t del ambiente en el momento de la observación, y T una función de t . En las tablas que publican los Observatorios se encuentran los datos necesarios para hallar estos tres valores.

La *paralaje* es el ángulo formado por las dos visuales que se dirigieran desde el centro de un astro á los extremos del radio terrestre, ó, concretando, al punto de observación y al centro de la Tierra. La distancia zenital que se observa directamente es el ángulo formado con la vertical por la primera de esas visuales; la que necesitamos, referida al centro de la Tierra, es el ángulo que con la misma vertical forma la visual á dicho centro. Como el primer ángulo es mayor que el segundo, la paralaje nos introduce en la observación un exceso de distancia zenital. La paralaje llega á su máximo cuando el Sol se halla en el hori-

zonte (*paralaje horizontal*), y entonces vale, por término medio, unos $8''80$, variando entre muy estrechos límites con la latitud y el día del año (esto último por la variación de distancia entre la Tierra y el Sol). Pero la variación más importante, y que es imprescindible tener en cuenta, resulta de la altura del astro sobre el horizonte (*paralaje en altura*). Por este concepto su valor decrece como el seno de la distancia zenital, reduciéndose, por lo tanto, á cero en el zenit. En las publicaciones de los Observatorios se encuentran calculados los diferentes valores de la paralaje para cada distancia zenital del Sol.

Por *semidiámetro* de este astro se entiende el ángulo formado por las visuales que van desde el ojo del observador al centro del Sol y á su borde respectivamente. El valor de este ángulo, que es por término medio $16' 1''18$, varía en el transcurso del año; pero también hay tablas en que se encuentra calculado para cada día ó cada varios. Cuando, para determinar su distancia zenital, observamos el Sol, el punto de éste á donde tendríamos que dirigir la visual es el centro del disco; pero, como sería muy difícil precisar este centro, se prefiere tomar el borde, como hemos visto en el caso particular del sextante. De aquí que, para hallar el ángulo que formaría la visual al centro, haya que añadir ó quitar (según el lado en que se haya tomado el borde) el valor angular del semidiámetro.

De lo dicho se desprende que, para determinar distancias zenitales, la corrección de refracción es siempre aditiva, la de paralaje subtractiva y la de semidiámetro aditiva ó subtractiva, según los casos; es decir que:

La distancia zenital verdadera es igual á la

observada + refracción - paralaje ± semidiámetro.

En general estas tres correcciones afectan, en teoría, á todas las observaciones de distancias zenitales, cualquiera que sea el astro á que se dirijan las punterías. Pero si el astro es una estrella, su enorme distancia respecto de nosotros hace que la paralaje y el semidiámetro se reduzcan sensiblemente á cero. Sólo el error de refracción sigue teniendo la misma importancia práctica.

La longitud suele designarse en los cálculos con la letra griega λ . Se mide en arcos de paralelo á contar desde un meridiano que se toma convencionalmente como fundamental y que se gradúa 0° . La medición puede hacerse de 0° á 360° y procediendo siempre en una misma dirección, v. gr. el E., y esto es lo más científico; ó bien, terminando en el antimeridiano, de 0° á 180° hacia el E., y de 0° á 180° hacia el W., y esto es lo más usual. En tal caso es necesario indicar el sentido, y en uno y en otro caso cuál es el meridiano fundamental. Así, tomando como tal á Greenwich (arrabal oriental de Londres donde se alza el principal observatorio de Inglaterra), la longitud de París la expresaremos, en grados, minutos y segundos, de este modo:

$$\lambda = 2^\circ 20' 13'' \text{ E. Greenwich.}$$

Como el tiempo en que la Tierra tarda en hacer un giro completo alrededor del eje polar, ó lo que es lo mismo, el transcurrido entre dos culminaciones de una estrella (tiempo sidéreo), hemos convenido en tomarlo por unidad llamándole día, claro

está que en este espacio de tiempo todos los círculos horarios ó de declinación que podamos imaginar en el cielo irán coincidiendo sucesivamente con el plano meridiano de cada punto de la tierra, moviéndose aparentemente de E. á W., ó, lo que es lo mismo, todos los meridianos terrestres irán coincidiendo sucesivamente con cada uno de los círculos horarios al girar realmente la tierra de W. á E. Por otra parte, como el día lo hemos dividido en 24 partes iguales llamadas horas, claro está que entre el movimiento circular aparente del astro en el cielo y el transcurso de las horas, habrá una relación constante. En 24 horas el astro recorre los 360° ; luego en una hora recorrerá $\frac{360}{24} = 15^\circ$; en un minuto de tiempo $\frac{15^\circ}{60}$ ó sea 15 mi-

nutos de arco; etc. De aquí resulta que la diferencia de longitud entre dos puntos se podrá conocer por la diferencia de situación en que, en un mismo instante, aparezca un mismo astro con relación al meridiano de cada punto, ó lo que es lo mismo por la diferencia de los ángulos horarios de dicho astro en un punto y otro; y que la longitud podrá igualmente expresarse en grados, minutos y segundos de arco ($x^\circ y' z''$), que en horas, minutos y segundos de tiempo ($u^h v^m w^s$).

Esto expuesto se comprenderá que, para averiguar de un modo *simplemente aproximado*, pero sencillo, la diferencia de longitud de dos puntos A y B, bastaría, pudiendo tomar como astro el Sol, y suponiendo que los relojes de cada pueblo estuviesen arreglados por el respectivo meridiano, trasladarse de A á B llevando el reloj de bolsillo arreglado á la hora de A, ver en B la diferencia de horas y reducirlas á grados. Pero, en primer lugar, los relojes de los diferentes pueblos no

suelen estar arreglados por la hora local, sino por la oficial, que es la de un observatorio determinado; y aun esta misma hora que da el observatorio no es más que convencional; y por otro lado ya veremos pronto que no es lo mismo calcular el tiempo por la culminación de una estrella (tiempo sidéreo) que por la del Sol (tiempo solar). Así, pues, lo primero que hay que hacer es fijar el concepto geográfico de la longitud, lo cual se hace diciendo que la longitud tiene por medida el tiempo sidéreo transcurrido entre el paso de una estrella (no el Sol) por el meridiano del lugar de observación y el paso de la misma por el meridiano fundamental, ó primer meridiano. Se toma como medida el tiempo sidéreo y no el solar porque los días solares no son exactamente iguales unos á otros, y la primera condición que debe reunir una unidad de medida es la fijeza; y además, un día sidéreo corresponde á un giro terrestre de 360° , y un día solar es algo diferente.

Esto sentado, se comprende que el problema de hallar la longitud de un lugar respecto del meridiano fundamental, ó lo que es lo mismo; de hallar la diferencia de longitud entre dos puntos, abarca dos partes: 1.^a conocimiento exacto de la hora de uno y otro punto; 2.^a transmisión del dato de un punto á otro.

El transcurso del tiempo se mide con péndulos ó cronómetros de gran precisión; pero antes de utilizar un cronómetro, por ejemplo, es necesario determinar su *estado* en un momento dado, es decir, averiguar con toda exactitud la relación que hay entre el movimiento del cronómetro y el aparente de la bóveda estrellada. Esto se consigue por medio de observaciones astronómicas, v. gr. por la de las alturas ó distancias zenitales abso-

lutas de un astro, por la de los pasos de estrellas por el meridiano, etc. El segundo procedimiento es de muy fácil comprensión. Para seguirlo no hace falta sorprender al astro en el momento preciso de su paso por el meridiano. Basta observar los momentos en que alcanza igual altura sobre el horizonte antes y después de dicho paso. Como ambas posiciones equidistan del meridiano, y el movimiento aparente del astro se considera uniforme, es evidente que el momento intermedio de los tiempos señalados en una y otra observación dará el tiempo del mismo cronómetro en que debió el paso haberse verificado.

La segunda parte del problema, transmisión de la señal, se puede resolver de varios modos. El más elemental es transportar el cronómetro de un punto á otro. Para que haya precisión y seguridad se pueden transportar varios bien elegidos, y si alguna discrepancia de fracción de segundo hay entre ellos, se toma el término medio. Este procedimiento se emplea en la navegación.

Cuando las dos estaciones cuya diferencia de longitud se quiere determinar son recíprocamente visibles, se pueden comunicar por medio de señales luminosas instantáneas; v. gr., la inflamación de una substancia que arda rápidamente, el descubrimiento rápido de una linterna de gran potencia ó un heliotropo, etc.

Pero preferible á este procedimiento, y aplicable sobre todo al caso en que las estaciones no son visibles, es el de la telegrafía eléctrica. Hoy existen aparatos que establecen automáticamente la comunicación entre el generador eléctrico y el transmisor en un instante preciso, y que marcan por sí mismos (*cronógrafos*) las señales transmitidas y el movimiento regular de un péndulo. De

esta manera la transmisión de la señal que anuncia un momento preciso en horas, minutos y segundos, se hace y lee con toda exactitud.

Como meridiano inicial ó *cero*, puede servir cualquiera. La importancia política de una ciudad ó la situación especial de un punto han sido circunstancias que se han tenido en cuenta para este objeto. Por el primer concepto la elección del meridiano de Toledo fué bastante frecuente en el siglo XVI, época del poderío de España. Por el segundo la isla de Hierro, que es la más occidental de las Canarias, y cuyo meridiano pasa, por consiguiente, al W. de todo el antiguo continente, ha sido muy usada en todo tiempo. El año 1634 el cardenal RICHELIEU reunió una conferencia para que eligiera definitivamente un meridiano internacional, y, con objeto de respetar las susceptibilidades de cada país, se eligió el de Hierro. Pero como en esta isla no había ningún observatorio que permitiese precisar bien la situación absoluta y relativa del punto elegido, se convino en tomar como meridiano Hierro el que pasaba 20° al W. del de París. En realidad, esto era tomar como base el de París. Y es que la predilección por el meridiano de tal ó cual ciudad no obedece sólo á orgullo nacional, sino á la necesidad de tomar un punto bien determinable, por lo cual las ciudades elegidas han sido, por lo general, aquellas en que ha existido un Observatorio importante. De aquí el uso universal que se viene haciendo desde hace mucho tiempo del meridiano de París y del de Greenwich. Este último es hoy el más generalmente empleado. En los buenos mapas es costumbre referir las longitudes á más de un meridiano, por medio de varias graduaciones, y entre los de referencia, figura siempre el de Greenwich. En

América, por razones análogas, se usa mucho el de Wáshington; pero sin embargo está menos generalizado.

En España los trabajos geodésicos del Instituto Geográfico han tomado como inicial el meridiano del Observatorio de Madrid, cosa muy razonable, pues para determinación de longitudes resultaba más cómodo el referirse á un punto relativamente próximo y del mismo país, que, por ejemplo, al Observatorio de Greenwich. Por eso en las operaciones geodésicas y en la cartografía oficial de todos los países, para meridiano 0 se suele elegir siempre un buen Observatorio nacional. Calculada luego la diferencia de longitudes entre ese punto y Greenwich, nada más fácil que hacer la reducción. Sin embargo, últimamente hase acordado por el gobierno español aceptar como fundamental el meridiano de Greenwich para el horario oficial y la navegación (1).

Medición de arcos

Expuesto cuanto precede y sabida la manera de determinar el azimut de una dirección y la longitud y latitud de un punto cualquiera de la super-

(1) La longitud del Observatorio de Greenwich, es:

0° 14' 45.13 E. Madrid.

La del Observatorio de París:

0° 24' 6.03 E. Madrid.

La del de Wáshington, es:

4° 53' 30.65 W. Madrid.

ficie terrestre, ya podemos entrar de lleno en el problema de averiguar la forma exacta de la Tierra.

Esto lo conseguiríamos de un modo completo si pudiéramos determinar la posición de cada uno de los puntos de su superficie respecto de otro interior, céntrico, que tomáramos como base. Pero esto claro está que es una tarea inmensamente superior á las fuerzas humanas. A lo que podemos aspirar es á trazar en dicha superficie el mayor número posible de meridianos y paralelos y á medirlos. Cuantos más arcos de meridiano y paralelo midamos y más largos sean los medidos, más datos reuniremos para conocer la verdadera y exacta forma del globo entero. El problema se reduce, pues, á medir arcos de círculo en la superficie terrestre.

Este problema fué acometido, como se ha dicho ya, por los antiguos griegos. ARISTÓTELES calculó que aproximadamente la Tierra debería de tener de circunferencia unos 400.000 estadios, lo que da 74.000 Km. Esta reducción de estadios á kilómetros parte del principio de que 1 estadio = 185 m.; pero debe advertirse que la proporción entre una y otra medida no se conoce con precisión absoluta. De todos modos la dimensión á que llegaba ARISTÓTELES era cerca del doble de la verdadera; mas seguramente no pretendía él hacerla pasar como exacta, sino dar una vaga idea de ella para hacer ver que nuestro globo no era realmente muy grande. Mucho más preciso fué el cálculo hecho por ERATÓSTENES, de que ya hemos hecho mención. Este geómetra observó que, en el solsticio de verano, el Sol pasaba por el meridiano de Alejandría á 7° 12' del zenit. Además sabía que en Siena [que suponía situada próximamente en el mismo meri-

diano (1)], en ese mismo día y hora los cuerpos no daban sombra y el Sol llegaba al fondo de los pozos, de modo que su distancia zenital era nula. (Este dato era más preciso, pues Siena se hallaba apenas un poco más de medio grado al N. del trópico, donde caen verticales los rayos del Sol en el solsticio de verano.) De ambos datos dedujo ERATÓSTENES que la diferencia de latitud entre Alejandría y Siena era de $7^{\circ} 12'$, que viene á dar próximamente $\frac{1}{50}$ de los 360° en que se divide la circunferencia. Como la distancia entre las ciudades citadas se calculaba en 5.000 estadios, la longitud total del meridiano terrestre venía á resultar $5.000 \text{ estadios} \times 50 = 250.000 \text{ estadios}$. Dando al estadio el valor de 185 m., el equivalente de la cifra hallada por ERATÓSTENES para el meridiano, equivaldría á 46.250.000 m., como atrás hemos dicho.

Posteriormente POSIDONIO efectuó un cálculo parecido tomando como puntos extremos Alejandría y Rodas, cuya diferencia de latitud calculó no por la distancia zenital del Sol, como ERATÓSTENES, sino por la altura sobre el horizonte de la estrella *Cánope*, que hoy designamos por *a de la Nave*.

En la Edad Media esta clase de estudios se abandonaron por completo en Occidente. En Oriente los árabes midieron, en tiempo del califa Al-Mamum, un arco de meridiano, y en China también se efectuaron operaciones de esta clase. En Occidente el primero que las volvió á intentar en la época del Renacimiento fué el español ANTO-

(1) Siena estaba unos 3° más al E. que Alejandría.

NIO DE LEBRIJA, que midió un arco de meridiano en Extramadura. Años después, el francés FERNEL llevó á cabo la medición de un arco de meridiano entre París y Amiens, operación curiosa por el contraste que ofreció entre lo tosco del procedimiento empleado y la casual aproximación del resultado conseguido. Entre uno y otro punto hay próximamente 1° de diferencia de latitud. FERNEL recorrió esa distancia en coche, contó el número de vueltas de la rueda, de la cual conocía la circunferencia, y dedujo que la distancia total recorrida había sido de 57.070 toesas (1 toesa = 1 m '949). La longitud obtenida para el grado resultó muy aproximada á la verdad; pero fué meramente casual.

A principios del siglo XVII el holandés SNELLIUS ideó un nuevo procedimiento para medir ángulos y fijar posiciones de puntos de la superficie terrestre; el procedimiento de la *triangulación*, que es el que todavía se sigue, si bien mucho más perfeccionado en la actualidad, no sólo en lo relativo al cálculo, sino también por lo que hace á los instrumentos empleados para la observación. La manera detallada de efectuar las triangulaciones se expone en la rama de las Matemáticas llamada Geodesia; y á los tratados de Geodesia debe acudir el que desee conocer bien el procedimiento. Aquí no podemos dar más que una ligera idea de lo que ello es en teoría.

Consiste la triangulación en elegir, á uno y otro lado del arco que se quiere medir, una serie de puntos, de tal modo que, desde cada uno de ellos, se vean varios de los demás. En cada uno de estos puntos se hace estación y con un teodolito se dirigen punterías á los otros. Las visuales forman así una red de triángulos, de los cuales son *vérti-*

ces los puntos de estación. La observación proporciona, por consiguiente, los ángulos de todos estos triángulos, que son los que, al dirigir las punterías, se leen en el círculo graduado del instrumento. La Trigonometría nos proporciona fórmulas mediante las cuales, conocidos tres elementos de un triángulo, podemos deducir los otros tres; pero los tres elementos conocidos no pueden ser cualesquiera. Dos triángulos rectilíneos que tengan sus ángulos respectivamente iguales (fig. 13), son se-



Fig. 13.

mejantes, pero pueden muy bien no ser iguales. Es necesario, pues, que entre los elementos conocidos, figure, por lo menos, un lado. De modo que en la triangulación no hay más remedio que medir uno de los lados directamente. Esta operación difícilísima y prolija si ha de ser exacta, se hace con reglas especiales, de metal, que se ajustan con gran escrupulosidad unas á otras manteniéndolas bien niveladas, y teniendo en cuenta las dilataciones ó contracciones que puedan sufrir por los cambios de temperatura. Esta base debe reducirse, por cálculo, al nivel del mar. Una vez que se conoce la base, fácilmente se deducen los elementos de todos los triángulos. Con efecto: sean éstos los que se presentan en la figura 14. Los ángulos nos los da todos la observación hecha con el anteojo. Si la base medida directamente es AC, en el triángulo ACD

tendremos conocido un lado AC y sus tres ángulos, elementos más que suficientes para deducir de ellos los lados AD y CD por medio de las fórmulas trigonométricas. Conocido CD , conoceremos

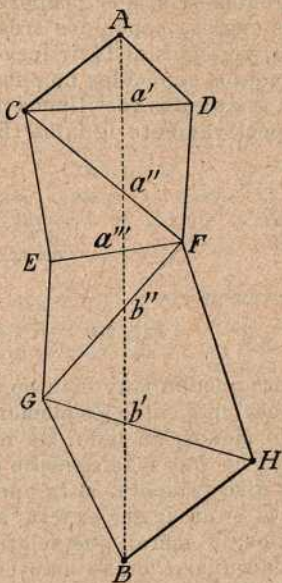


Fig. 14.

mos en el triángulo CDF un lado y (por observación) los otros dos ángulos; luego deduciremos fácilmente el valor de los lados DF y CF . Pero este último es el elemento que nos faltaba conocer en el triángulo CEF para poder deducir los lados CE y EF . Procediendo, pues, de este modo, acaba-

remos por calcular todos los elementos de todos los triángulos. Conocidos, á su vez, todos los triángulos, se puede calcular la longitud de la línea que une los extremos de la red, en la cual las secciones interceptadas por ésta forman nuevos triángulos igualmente resolubles; pues, por ejemplo, en el triángulo ACa' ; si AB es un arco de meridiano, el ángulo CAa' será el azimut del lado AC ; azimut que se mide como atrás queda expuesto; y conocido el lado AC (por medición directa), el ángulo CAa' (por medición del azimut) y el ángulo ACD (por las visuales enfiladas desde la estación C), ya se pueden calcular los lados Aa' y Ca' . Y así podríamos ir deduciendo el valor de los segmentos de AB . Conocida la longitud de AB con relación á la unidad de medida adoptada (toesa, vara, metro, etc.), no hay más que hallar, por cualquiera de los procedimientos antes citados, la diferencia de latitudes entre los puntos extremos A y B , y buscando la proporción entre el número de toesas, varas ó metros y el de los grados, minutos y segundos, deduciremos la longitud del grado. Así, suponiendo que el cálculo de la longitud del arco diera 222 Km., y que la diferencia de latitudes entre los puntos extremos deducida de observaciones astronómicas resultara de 2° , la longitud del grado en kilómetros sería $\frac{222}{2} = 111$ Km.

La breve explicación que acabamos de dar no ha tenido más objeto que suministrar una idea muy vaga, esquemática podríamos decir, de la teoría de la triangulación, en forma que sea asequible al mayor número de lectores; pero para conseguirlo hemos tenido que forzar un poco la realidad presentando las cosas del modo que nos ha resultado más cómodo y prescindiendo de una

porción de circunstancias de las que no se puede prescindir en modo alguno.

Si se tratara de una triangulación topográfica, es decir, de una red extendida entre puntos muy poco distantes, ocho ó diez kilómetros entre A y B por ejemplo, podríamos proceder como si la Tierra fuese plana, y calcularíamos perfectamente la longitud de la línea AB como si ésta fuese una recta, pues en tan corta extensión la superficie terrestre se confunde sensiblemente con un plano. Pero en las mediciones de arco de meridiano las distancias se toman mucho mayores, de modo que entonces no podemos proceder como si la superficie terrestre fuera plana, sino que hay que tener en cuenta su curvatura; pues precisamente lo que pretendemos determinar con la medición de arcos de coordenadas es la forma de la superficie teórica de la Tierra, es decir, de la que presentaría si todo el planeta se hallara cubierto por el mar y éste se mantuviera constantemente á un mismo nivel en toda su extensión.

Sin embargo, este mismo desconocimiento del grado de curvatura de cada porción de la superficie terrestre, y, por lo tanto, de cada arco que en ella se trace, sería un gran inconveniente para calcular los triángulos de la red como esféricos. Un medio de sortear la dificultad lo proporciona el teorema de LEGENDRE, según el cual «los ángulos A, B, C de un triángulo esférico, cuyos lados a, b, c son muy pequeños con relación al radio de la esfera, difieren, cada uno, de los ángulos correspondientes del triángulo plano cuyos lados sean también a, b, c en el tercio del exceso esférico del triángulo.» De acuerdo, pues, con esto, se substituyen, á los triángulos esféricos de la red, unos triángulos planos en los cuales los lados se

conservan respectivamente iguales á los de los primeros, pero los ángulos se corrigen del tercio del exceso esférico. Es decir, que llamando A, B y C á los ángulos del triángulo primitivo y ϵ al exceso esférico, los ángulos del triángulo plano correspondiente, serán:

$$A' = A - \frac{1}{3} \epsilon, \quad B' = B - \frac{1}{3} \epsilon \quad \text{y} \quad C' = C - \frac{1}{3} \epsilon.$$

El valor de ϵ , que es pequeño, el mismo teorema conduce á una fórmula para calcularlo con suficiente aproximación.

Resolviendo, pues, los triángulos planos, se obtiene el valor lineal de cada lado de la red.

Esto complica ya el problema; pero á ello vienen á añadirse todavía otra porción de cálculos, largos y minuciosos, para efectuar correcciones de errores, que pueden provenir de muchas causas.

Una de ellas puede residir en los instrumentos empleados: por muy meticulosamente que se construyan jamás llegan á la perfección ideal; por lo cual, lo primero que se hace antes de usarlos, es lo que se llama estudiar sus *constantas*.

Otra causa de error está en la observación de los ángulos. Esta observación se hace repetidas veces en cada estación y por diferentes individuos; pero aun así mismo se cometen errores de pequeña fracción de segundo, que, acumulados unos á otros, acaban por sumar una cantidad apreciable. Esto exige luego las correcciones de *compensación*, que consisten en repartir el error total entre todos los ángulos de la red. Si se tratara de un solo triángulo plano, la compensación sería cosa

fácil. Supongamos que, de la observación, resultara que sus ángulos eran:

$$A = 60^{\circ} 13' 14''26$$

$$B = 56^{\circ} 25' 6''74$$

$$C = 63^{\circ} 21' 39''03$$

La suma de los tres ángulos daría:

$$A + B + C = 179^{\circ} 59' 60''03,$$

ó lo que es lo mismo:

$$A + B + C = 180^{\circ} + 3 \text{ centésimas de segundo.}$$

Pero por la Geometría sabemos que la suma de los tres ángulos de un triángulo es siempre 180° exactamente; luego en la operación hemos cometido un error de 3 centésimas de segundo. Dividiéndolo en tres partes y restando una á cada ángulo, obtendremos, pues, un triángulo satisfactorio:

$$A = 60^{\circ} 13' 14''25$$

$$B = 56^{\circ} 25' 6''73$$

$$C = 63^{\circ} 21' 39''02$$

$$A + B + C = 179^{\circ} 59' 60''00 = 180^{\circ}$$

En las operaciones geodésicas no es un solo triángulo el que hay que resolver, sino una serie de ellos, enlazados por la doble relación de los triángulos y de la disposición consecutiva alrededor de los vértices; de modo que la compensación de errores angulares exige un cálculo muy largo y prolijo.

Para aminorar los efectos de los errores de esta naturaleza conviene, dentro de lo factible, no elegir vértices muy agudos; pero, como la suma de los tres ángulos de un triángulo ha de ser siempre igual á dos rectos, tampoco deben tomarse muy abiertos, pues cuanto más obtuso fuera un ángulo más agudos resultarían los otros dos del triángulo correspondiente. Por eso lo mejor es aproximarlos todos (dentro de lo que las condiciones del terreno permitan) á $\frac{180}{3} = 60$ grados.

Otra causa, no precisamente de error, sino de complicación, por acarrear también correcciones, es el hecho de que no en todos los vértices se pueda colocar el teodolito de modo que su eje se proyecte sobre el mismo punto geodésico. Lo general es tenerlo que colocar á cierta distancia. Esto exige luego los cálculos que se llaman de reducción al centro, es decir, deducir de los ángulos observados realmente con el anteojo los que se hubieran observado si el instrumento hubiese estado colocado en el mismo centro ó punto geodésico. Claro es que este cálculo debe ser anterior al de los triángulos.

Tampoco hay que contar con la comodidad de que las estaciones extremas han de encontrarse precisamente en el mismo meridiano; de modo que, no siendo así, se hace preciso, para deducir la longitud del arco, introducir en el cálculo un dato más, el de la diferencia de longitudes, que se calcula como atrás queda explicado.

Por lo que hemos dicho se puede, pues, vislumbrar que el trazado y cálculo de una triangulación y la deducción de la longitud de un arco supone no ya una operación complicada, sino un complicado sistema de operaciones minuciosísimas y lar-

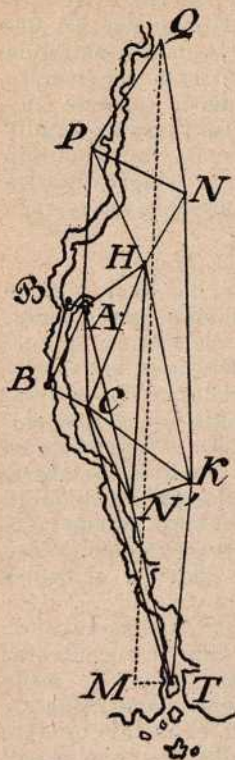


Fig. 15.

BB, extremos de la base;
 Q, Kittis; P, Pulingi; N, Niemi;
 H, Horrllakero; A, Avasaxa;
 C, Cuitaperi; N', Niwa;
 K, Kakama; T, Torneå.

gas, cuya inteligencia exige una gran cultura matemática, y cuya realización requiere el trabajo asiduo de varias personas durante meses ó años, si el arco medido ha de ser de alguna amplitud.

Para comprobar la exactitud de los resultados, suelen medirse directamente en las triangulaciones, además de la base principal, algunas otras, para comparar las cifras de la medición directa con las deducidas por el cálculo; y, á su vez, la medición de la base principal se comprueba con una triangulación especial.

Como ejemplo, representamos en la figura 15 la triangulación que en el siglo XVIII se hizo en Laponia para medir un arco de meridiano, y que ha sido una de las más cortas y sencillas. Los expedicionarios, habiendo observado que el río Torneå seguía poco más ó menos una dirección N.-S., tomaron como extremo meridional de la cadena un punto (T) en la ciudad de Torneå que

está en la desembocadura; y para los demás vértices fueron eligiendo puntos convenientes en las alturas que dominan al río, hasta Kittis, donde fijaron el extremo septentrional. La base que midieron directamente (con reglas de madera construídas allí mismo con gran meticulosidad), fué el lado *BB* sobre el mismo río Torneã, que, helándose en invierno, les facilitó grandemente la operación. Esta la efectuaron los geodestas repetidamente divididos en dos grupos y por separado, y hallaron que los resultados coincidían. Calculados los triángulos, dedujeron la distancia entre los vértices Kittis y Torneã, y la de éste al meridiano de Kittis, pues las dos estaciones estaban en meridianos diferentes; y de ambos datos dedujeron la distancia *QM* entre los paralelos de Torneã y Kittis. Como, por la diferencia de distancias zenitales, habían antes calculado que el arco Kittis-Torneã tenía una amplitud de $57^{\circ} 26' 93''$, hallando la proporción entre esta cifra y la de las toesas deducidas por el cálculo, vinieron al resultado de $1^{\circ} = 57.437$ toesas y 9 décimas.

SNELLIUS, el inventor del procedimiento de la triangulación, lo practicó por sí mismo en su país. Midió un arco entre Alkmaar y Berg-op-Zoom, y encontró para la longitud delgrado 57.033 toesas (1 toesa = 1m'94904). Su memoria la publicó en el año 1617.

Usando el mismo procedimiento, el francés PICARD, comisionado por la Academia de Ciencias de París, emprendió la tarea de medir el arco París-Amiens, que FERNEL había realizado por medio elementalísimo y toscó, y vino á deducir, como re-

sultado, que la longitud de un grado de meridiano era la de 57.060 toesas.

Pero en aquella segunda mitad del siglo XVII, dos nuevos focos empezaron á proyectar luz sobre el problema de la forma terrestre. Por una parte el inglés NEWTON, estableciendo su teoría de la gravitación universal, demostró *à priori* que la Tierra debía ser aplanada en los polos. Que esto no puede menos de ocurrir así, fácil es comprenderlo. La Tierra gira en torno de su eje, por lo cual desarrolla fuerza centrífuga. Pero la fuerza centrífuga de un cuerpo giratorio crece en proporción del cuadrado de la velocidad, y como la velocidad lineal de rotación de la Tierra disminuye del ecuador hacia el polo, claro está que la fuerza centrífuga debe aumentar del polo hacia el ecuador, y por lo tanto haber producido, desde los tiempos de la primitiva fluidez del globo, hinchazón en el ecuador y achatamiento en los polos.

El otro origen de nueva luz aportada al asunto, fueron las observaciones hechas con el péndulo. En 1672 el astrónomo RICHER fué enviado á efectuar ciertos estudios á Cayena. Estando allí observó que su reloj le atrasaba 2^m cada día respecto de lo que andaba en París. Lo arregló para que batiera segundos exactamente, lo tuvo en observación diez meses, y dedujo la longitud del péndulo simple correspondiente. Al regresar á Francia halló esa longitud inferior en $1 \frac{1}{4}$ línea (1 línea = 2mm'256), á la del péndulo simple de segundos de París. Es decir, que el péndulo necesitaba ser acortado en las proximidades del ecuador. Mas, como en el péndulo la duración de las oscilaciones está en razón directa de la raíz cuadrada de su longitud, y la fuerza que produce

el movimiento del péndulo no es otra que la de la gravedad, la consecuencia de la observación de RICHER era que dicha fuerza era menor en las proximidades del ecuador é iba creciendo hacia el polo, fenómeno que revela hallarse el polo más próximo al centro de gravedad que el ecuador, ó lo que es igual, ser el radio terrestre polar más corto que el ecuatorial. Esto estaba de acuerdo con lo deducido *à priori* por NEWTON.

De 1684 á 1718 los CASSINI continuaron en Francia la triangulación de PICARD por el N. hasta Dunkerke, y por el S. hasta Collioure. Midieron una base en cada extremo, hicieron los cálculos, y les resultó que en la porción N. del arco ($2^{\circ} 12'$) el grado tenía 56.960 toesas, y en la porción S. ($6^{\circ} 19'$) tenía 57.097. Si en el S. los arcos de meridiano eran más largos que en el N., lógico era admitir que en el S. la curvatura del meridiano era menos pronunciada, es decir, que el radio más largo era el polar, y que, por lo tanto, la Tierra, en vez de ser achatada en los polos, era, por el contrario, un elipsoide alargado en el sentido del eje.

Los resultados obtenidos por los Cassini eran erróneos, como en 1744 demostraron otros matemáticos, THURY y LACAILLE; pero como la autoridad de los primeros era muy grande, á principios del siglo XVIII muchos sabios aceptaron aquellos resultados con sus consecuencias; mientras otros permanecían fieles á las enseñanzas de NEWTON.

Para resolver la duda, la Academia de París acordó en 1735 hacer medir dos arcos de meridiano en latitudes bien distantes, para que la diferencia apareciera bien marcada: uno que cortara al Ecuador y otro que cortara al círculo polar ártico ó paralelo $66^{\circ} 32'$ y segundos.

Para medir el primero, los académicos GODIN,

BOUGUER y LA CONDAMINE se trasladaron al territorio de la actual república del Ecuador, entonces posesión de España, y, colaborando con ellos los oficiales españoles JORGE JUAN y ANTONIO DE ULLOA, llevaron á cabo su cometido en la meseta interandina, terminando la tarea después de algunos años de labor. El arco medido fué calculado por ellos de $3^{\circ} 7'$, aunque según posteriores revisiones resultó ser $3^{\circ} 7' 9''$ ó $3^{\circ} 12'$ mayor, y dedujeron para longitud del grado 56.753 toesas ($= 110.613m '7$).

La otra comisión la formaron MAUPERTUIS, CLAIRAUT, CAMUS, LE MONNIER y el abate OUTHIER, á los que se agregó el profesor CELSIUS (de Upsal), y ésta es la que midió el arco de Laponia que más atrás hemos mencionado, deduciendo para longitud del grado en la expresada latitud, 57.437'9 toesas ($= 111.948m '6$). Aunque ninguna de ambas mediciones fué hecha con la meticulosidad que actualmente se exige, lo fueron ambas, sin embargo, con la suficiente para hacer fe sobre lo que de la comparación resultara (1). Ahora bien: la diferencia era muy grande; no cabía, pues, duda de que los arcos de meridiano eran más largos en el polo, y que, por lo tanto, en los polos estaba el achatamiento.

Este achatamiento quedaba así demostrado por tres razones distintas: 1.^a, por los efectos de la fuerza centrífuga; 2.^a, por las observaciones del péndulo; 3.^a, por las mediciones de los arcos de Quito y de Laponia.

(1) En 1801 una expedición dirigida por SVANBERG midió en los mismos lugares un arco algo mayor y dedujo para longitud del grado 220 toesas menos que MAUPERTUIS y sus compañeros.

En 1791 se presentó á la Asamblea Constituyente de Francia, un proyecto de unificar las medidas de longitud adoptando para ello un patrón fijo. Como tal debía tomarse una submúltiple del meridiano terrestre. Para ello era preciso conocer de un modo bien exacto la longitud de este meridiano, y en consecuencia se comisionó á MECHAIN y DELAMBRE para que midieran entre Dunkerke y Barcelona un arco, que resultó ser de $9^{\circ} 40'$. Luchando con grandes dificultades, á causa del período de agitación por que pasó Francia, consiguieron, no obstante, llevar á término la empresa; y á principios del siglo XIX el arco fué prolongado por BIOT y ARAGÓ (con la colaboración de CHAIX y RODRÍGUEZ) hasta Ibiza y Formentera. De la medición de este arco resulta ser el meridiano igual á 40.000.000 metros, ó mejor dicho, después de calculada en medida antigua la longitud del cuadrante, se dividió éste en 10.000 partes, y dando á la fracción $\frac{1}{10.000}$ de cuadrante el nombre de *metro*,

se adoptó esta magnitud para unidad lineal.

Estudios geodésicos posteriores han conseguido mayor aproximación en la apreciación del meridiano, de modo que, según el geodesta CLARKE, llamando M' al metro ideal, ó sea á la diezmillonésima exacta de cuadrante, y M al metro adoptado como tipo en Francia y luego en casi todos los demás países civilizados, resulta:

$$M' = 1M,000187.$$

Es decir, que el ideal es 187 milésimas de milímetro mayor que el real.

Según los cálculos posteriores de FAYE, la dife-

rencia sería todavía un poco mayor, es decir: $M' = 1M,0002008$.

Durante el siglo XVIII Francia tuvo el honor de la iniciativa en las operaciones geodésicas; pero en el XIX todos los países principiaron á cubrir su territorio de triangulaciones, no ya para el fin especial de medir un arco, sino para sentar matemáticamente las bases de su cartografía fijando con exactitud la posición de los puntos principales.

En 1817 los gobiernos de Francia é Inglaterra se convinieron para enlazar sus triángulos, y así la red de Baleares á Dunkerke se extendió hasta Saxaford en las islas de Sethland ($60^{\circ} 49' 38''$). En 1816 se principió la medición de un arco de meridiano de $25^{\circ} 20'$, en Rusia, desde el mar Glacial al Danubio; y esta grandiosa operación, en la cual tomó parte el célebre geodesta STRUVE, se prolongó hasta 1855. Entre tanto otros geodestas no menos célebres, BESSEL y BAEYER, habían emprendido el trazado de una cadena oblicua de triángulos á través de Alemania entre Trunz y Memel, para enlazar la red de la Europa Occidental con la de Rusia. En Chile PISSIS midió, de 1859 á 1867 un arco de más de 10° . En la India el coronel LAMBTON había llevado á cabo, ya á principios del siglo XIX, la medición de un arco también de 10° entre Punnoe (junto al cabo Comorín) hasta Damargida ($18^{\circ} 3'$); el célebre EVEREST, que en 1823 fué nombrado para sucederle, prolongó el arco hasta Kalianpur ($24^{\circ} 7'$); y otros geodestas continuaron luego extendiendo la red. Los Estados Unidos han hecho notabilísimas operaciones geodésicas á través de su inmenso territorio, y, en general, las principales naciones europeas las han emprendido también en sus posesiones coloniales. Importante y digna de mencionarse ha sido

la realizada en 1879 por orden de los gobiernos de España y Francia, mediante la cual se unió la red de triangulación de España con la trazada por los franceses en Argelia, y que dirigieron el general español IBÁÑEZ (inventor, por cierto, del aparato de medir bases, que lleva su nombre) y el coronel francés PERRIER. Los vértices utilizados para efectuar la junción fueron: en España el Mulhacén (Sierra Nevada) y el Tetica (Murcia) y en Argelia el Filhaoussen y el M'Sabiha. Mediante este enlace llegó á medir 28° la meridiana de Francia, y cuando las operaciones se acaben de prolongar hasta el Tuat, llegará á los 33° .

Desde 1861 las operaciones geodésicas se han centralizado en la Asociación Geodésica Internacional, en la cual han ido entrando casi todos los países civilizados, siendo Inglaterra, en esto como en otras muchas cosas, una de las excepciones. Las oficinas centrales de esta institución (cuya comisión permanente se reúne cada año en una ciudad cualquiera de Europa) están instaladas en Potsdam y tiene por jefe al director del Instituto Geodésico Prusiano, que es el profesor HELMERT.

En virtud de acuerdos internacionales de este gran organismo científico, se midió de 1898 á 1902 un arco de 5° en Spitzberg, el más alto en latitud. Hoy, entre las grandes operaciones comenzadas, figura la medida de un arco de meridiano de 50° á través de Méjico, Estados Unidos y Canadá. A su vez en el hemisferio occidental el arco ruso-escandinavo debe prolongarse hasta el Cabo, con lo cual alcanzará una amplitud de más de 100° .

Los geodestas se han preocupado también de medir arcos de paralelo, operación no menos indispensable para estudiar la verdadera forma de la Tierra. De 1811 á 1825, por ejemplo, varios oficia-

ver nota final p. 628

les franceses y austriacos midieron un arco en el paralelo 45° , entre la boca del Gironda y Fiume (sobre el Adriático); de 1861 á 1872, se midió el enorme arco de 69° de amplitud, en el paralelo 52° N., entre Valentia (W. de Irlanda) y Orsk (E. de Rusia); y en los Estados Unidos se midió el del paralelo 39° N., de mar á mar.

Todas estas operaciones han dado por resultado revelar que si bien la Tierra, en virtud de su achatamiento polar, se aproxima, como figura, al elipsoide de revolución, ni todos los meridianos son verdaderas elipses, ni todos los paralelos círculos perfectos. La Tierra tiene, pues, una forma ligeramente irregular, que se aproxima mucho á un elipsoide (que á su vez se aproximase mucho á una esfera); pero no es ni una cosa ni otra. A esta figura terrestre se le ha dado (del griego $\gamma\eta$ = tierra) el nombre de *geóide*.

La gravedad

Hemos visto cómo el estudio de esta fuerza arroja luz para determinar la forma de la Tierra. La gravedad no es más que un caso particular de la gravitación universal: es la consecuencia de la atracción ejercida por la Tierra. Como la fuerza de atracción está en razón inversa del cuadrado de las distancias, claro es que midiendo la intensidad de la gravedad en diferentes puntos de la superficie del globo, sacaremos consecuencias sobre la distancia de cada uno al centro.

Las fórmulas relativas á la gravedad, que se demuestran en Mecánica, son:

$$v = gt \quad \text{y} \quad e = \frac{1}{2}gt^2;$$

de las que se deducen estas otras, por transformaciones algebraicas:

$$t = \frac{v}{g} \quad e = \frac{v^2}{2g} \quad v = \sqrt{2ge} \quad g = \frac{2e}{t^2};$$

en todas las cuales g representa la intensidad de la gravedad, ó la aceleración del movimiento que origina; v la velocidad del cuerpo que cae; t el tiempo que tarda; y e el espacio que recorre. Como unidad de tiempo se toma el segundo, y de espacio el metro. De acuerdo con esto, haciendo en la última de las fórmulas citadas $t = 1$, resulta $g = 2e$; lo que nos dice que el valor numérico de g representa el doble del espacio que el grave recorre, en el vacío, durante el primer segundo de su caída.

El instrumento más usado para medir la gravedad es el péndulo, que consiste en un grave que oscila suspendido. El movimiento del grave se llama oscilación, y amplitud de la misma el arco que describe.

Los cálculos de la Mecánica se refieren al péndulo *simple*, es decir, á un péndulo cuyo grave consistiera en un punto, cuyo hilo fuera imponderable, en cuya suspensión no hubiera roce, y que oscilara en el vacío. Este péndulo es imposible de construir. Por eso, de los péndulos compuestos ó reales, hay que deducir los elementos del simple respectivo. La causa del movimiento del péndulo no es otra que la gravedad, y se demuestra experimentalmente que, en péndulos desiguales, la duración de las oscilaciones es proporcional á la raíz cuadrada de la longitud. Pero como la rapidez ó lentitud de la oscilación depende de la intensidad con que la gravedad solicite al grave, claro está que

haciendo que los péndulos se muevan con la misma rapidez, podremos relacionar la longitud del péndulo con la intensidad de la gravedad, que es lo que vamos buscando.

La fórmula que pone en relación estos diversos elementos del péndulo simple es ésta:

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left[1 + \left(\frac{1}{2}\right)^2 \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2} + \left(\frac{1 \cdot 3}{2 \cdot 4}\right)^2 \operatorname{sen}^4 \frac{\alpha}{2} + \dots + \left(\frac{1 \cdot 3 \cdot 5 \dots (2n-1)}{2 \cdot 4 \dots 2n}\right)^2 \operatorname{sen}^{2n} \frac{\alpha}{2} + \dots \right].$$

En ella g representa la intensidad de la gravedad; t , el tiempo; l , la longitud del péndulo; y α , la amplitud inicial de la oscilación. En cuanto á π , se sabe que es la relación de la circunferencia al diámetro ($= 3.141592\dots$). Esta fórmula es harto complicada; pero para amplitudes pequeñas se pueden desprestigiar en el factor polinomio todos los términos que siguen al segundo, quedando así reducida á

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left[1 + \left(\frac{1}{2}\right)^2 \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2} \right];$$

y como, siendo α muy pequeño, el seno se confunde sensiblemente con el arco, todavía se puede simplificar más, escribiendo:

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left(1 + \frac{1}{4} \cdot \frac{\alpha^2}{4} \right) = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left(1 + \frac{\alpha^2}{16} \right).$$

Si las amplitudes son pequeñísimas, todavía, para un cálculo aproximado, se puede tomar simplemente:

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}.$$

De donde, despejando á g , resulta:

$$g = \frac{\pi^2 l}{t^2};$$

fórmula final en la cual es preciso introducir el factor polinomio si se quiere el máximum de exactitud.

El problema de determinar la intensidad de la gravedad en un punto de la Tierra, se reduce, pues, á instalar en él un péndulo que bata segundos, averiguar la longitud absoluta del péndulo simple correspondiente, y deducir por cálculo el valor de g .

Pero aun hay otra complicación. Si en la marcha del péndulo influye la mayor ó menor proximidad al centro de atracción terrestre, á una misma latitud el péndulo no oscilará lo mismo á la orilla del mar que sobre una alta montaña, puesto que al avanzar en altura nos alejamos de dicho centro. Por eso, una vez averiguado el valor de l en el punto de estación, hay que efectuar la reducción al nivel del mar. Para esto se puede utilizar la fórmula de YOUNG, que es:

$$l_0 = l + \frac{2h}{R} l - \frac{3}{2} \cdot \frac{h}{R} \cdot \frac{\delta}{D} \cdot l;$$

en la cual h representa la altura sobre el nivel del mar, R el valor medio del radio terrestre [$= 6.370.300$ m., según Bessel (1)], δ la densidad media de la roca que constituye el terreno, y D la densidad media de la Tierra (que se calcula en 5'7, cifra probable únicamente). Así en Madrid la longitud del péndulo de segundos estudiado en el Observatorio Astronómico del Retiro, resultó ser:

$$l = 0\text{m}'9929634 \pm 0\text{m}'0000016;$$

y reducida al nivel del mar por medio de la fórmula de YOUNG ($h = 657$ m, $\delta = 2'6$):

$$l_0 = 0\text{m}'993098.$$

Los numerosos estudios de la gravedad efectuados con el péndulo en diferentes lugares de la Tierra, han confirmado las revelaciones hechas por las mediciones de arcos de meridiano y paralelo, á saber: que la Tierra está achatada en los polos, puesto que la gravedad va aumentando del ecuador hacia ellos (2), ya que en esa misma dirección hay que ir alargando la longitud del péndulo de segundos.

Para expresar directamente la relación de la gravedad (g) con la latitud (φ) al nivel del mar,

(1) 6.371.103 m., según Faye.

(2) Contribuye también á la disminución de la gravedad según se desciende en latitud, la fuerza centrífuga desarrollada por la rotación de la Tierra y que en el ecuador es directamente opuesta á la gravedad ó igual á 1/289 de su intensidad. De modo que si la velocidad de rotación de la Tierra en el ecuador se hiciese 17 veces más rápida, la fuerza de la gravedad desaparecería allí en absoluto (puesto que $289 = 17^2$).

se ha encontrado una fórmula, sólo aproximada á la verdad absoluta:

$$g = 9\text{m}'781104 + 0\text{m}'055645 \text{ sen}^2 \varphi;$$

y para relación de φ con la longitud l del péndulo de segundos, esta otra:

$$l = 0\text{m}'991033 + 0\text{m}'005638 \text{ sen}^2 \varphi.$$

De estas dos fórmulas se deducen los siguientes valores:

φ	g metros	l metros
0°	9'78110	0'99103
30°	9'79501	0'99244
60°	9'82284	0'99526
90°	9'83675	0'99667

Pero á lo largo de un mismo paralelo, y reducidos al nivel del mar, los valores de g no son idénticos en todos los puntos: por lo regular aumentan en la superficie de los mares respecto de la cifra normal, y disminuyen, por el contrario, en las grandes masas continentales, como lo expresa gráficamente nuestra figura 16. De este hecho dedujo FAYE una ley general que ha sido aceptada por otros sabios geodestas, entre ellos HELMERT (director del Instituto Geodésico prusiano): la costa exterior del globo es tanto menos densa cuanto más se eleva (mesetas y montañas), y tanto más densa cuanto más se deprime (abismos marinos).

La intensidad de la gravedad también se puede averiguar directamente, merced á un aparato lla-

mado graviógrafo, cuya invención se debe al ingeniero militar español D. EDUARDO MIER. Este

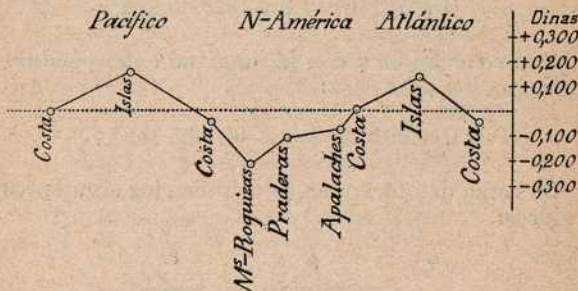


Fig. 16.

Diagrama de la distribución de la gravedad en longitud, á través del Pacífico, los Estados Unidos y el Atlántico.

aparato permite estudiar la caída libre de un grave; y la intensidad buscada se deduce aplicando la fórmula

$$e = \frac{1}{2} gt^2;$$

de donde

$$g = \frac{2e}{t^2}.$$

Los valores de t y e los da el graviógrafo.

Pero en la gravedad no sólo hay que considerar el elemento *intensidad*, sino el elemento *dirección*. Si la Tierra fuese perfectamente esférica y uniformemente densa, la plomada se dirigiría al centro de la esfera, de modo que todas las direcciones

de ella en los diferentes puntos del globo serían convergentes. Pero en primer lugar, la Tierra no es esférica ni aun perfectamente elipsoidal, y además la experiencia enseña que, en diversos puntos de la superficie terrestre, la plomada sufre desviaciones respecto de la vertical normal. En Egipto, la pirámide de Kheops, cuya altura es de cerca de ciento cincuenta metros, desvía la plomada situada á la mitad de uno de los lados de su base, en 0''7. Al pie de los Alpes se han observado desviaciones muy sensibles. Sin embargo, no hay que suponer que la desviación ocurra en razón directa de la proximidad á montañas elevadas. En Kaliana, por ejemplo, á 810 m. de altitud y á unos 100 Km. del pie meridional del Himalaya (cadena, como se sabe, donde se encuentran los picos más elevados de la Tierra), la desviación es casi nula. Y en cambio en plena llanura rusa, en los alrededores de Moskow, se han registrado anomalías de 10''; y entre Milán y Pavía, en la llanura lombarda, una de 20''. La explicación que se da de esto es que la costra de la Tierra está formada por materiales de diversa densidad, y que los más densos que los circunstantes, sean emergentes ó sobrepuestos, en forma de montañas, sean subyacentes é invisibles, ejercen mayor atracción sobre la plomada y, por lo tanto, la desvían.

Vese, pues, que el estudio de la gravedad no sólo tiene aplicación en Geodesia, sino que está llamado á arrojar luz sobre los problemas de Geología.

De la falta de convergencia de las verticales normales en un centro, resulta que su dirección no coincide por completo con los radios terrestres. De modo que la *latitud astronómica*, de que atrás hemos hablado, y que es el ángulo formado por la

vertical ó dirección de la plomada con el ecuador, no coincide con la *latitud geocéntrica* que es el ángulo que, con el ecuador, forma el radio terrestre. Para ciertos cálculos, v. gr. el de la paralaje, necesitamos conocer la latitud geocéntrica, de modo que, como la que averiguamos por la observación de las estrellas es la astronómica, necesitamos saber reducir una á otra. Para esto hay la siguiente fórmula, en que φ' es la latitud geocéntrica que deseamos conocer y φ la astronómica previamente averiguada:

$$\text{tg } \varphi' = 0.9933254 \text{ tg } \varphi.$$

Por fin diremos que si la latitud se define por el ángulo que con su proyección sobre el ecuador forma, no precisamente la plomada, sino la verdadera normal al geoide, se tiene la *latitud geodésica*.

El radio terrestre

La longitud de este importante elemento se puede calcular directamente, de un modo aproximado, apoyándose en la curvatura de la superficie del globo. Cuanto más pronunciada sea dicha curvatura, menor será el horizonte que alcancemos á ver desde un punto determinado, y en esto nada tendrá que ver el mayor ó menor alcance de la visión individual, puesto que su deficiencia se suple con el antejo. Dirigiendo desde el punto en que nos hallemos una visual al horizonte, ésta formará con el plano horizontal un ángulo, que se llama *de depresión*, y que será tanto mayor cuanto

más pronunciada la curvatura de la Tierra, y menor, por tanto, el radio.

Para hacer el cálculo, basándose en esto, hay que dirigir la visual al horizonte desde un punto elevado, v. gr. la cima de una montaña, cuya altitud sobre el nivel del mar se haya determinado previamente, y desde la cual pueda verse el mar hasta el límite del horizonte; pues dirigiendo la vista á tierra firme las irregularidades topográficas introducirían una causa de error.

Sea en la figura 17, en que el círculo representa á la Tierra, C el centro de ésta, B el punto de ob-

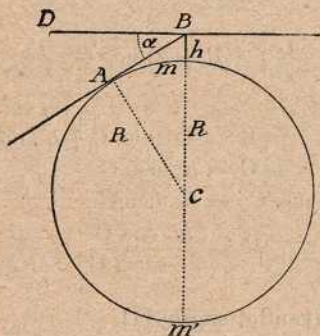


Fig. 17.

servación, Bm ($= h$) su altitud conocida sobre el nivel del mar, R el radio terrestre (CA ó Cm), BA la visual al horizonte, BD la horizontal, y α , por lo tanto, el ángulo de depresión.

Los ángulos α y C son agudos y tienen sus lados respectivamente perpendiculares; luego

$$\alpha = C. \quad [1]$$

Por otra parte, siendo la tangente (AB) perpendicular al radio (AC) en el punto de contacto, el triángulo ABC es rectángulo. En él, por tanto, será, como enseña la Trigonometría, un cateto igual á la hipotenusa multiplicada por el coseno del ángulo agudo comprendido; luego

$$AC = BC \cdot \cos C.$$

Pero

$$BC = Cm + h = R + h$$

y

$$AC = R;$$

luego

$$R = (R + h) \cos C;$$

de donde

$$R = R \cdot \cos C + h \cdot \cos C$$

$$R - R \cdot \cos C = h \cdot \cos C$$

$$R(1 - \cos C) = h \cdot \cos C$$

$$y \quad R = \frac{h \cdot \cos C}{1 - \cos C}$$

Y, substituyendo, según [1]:

$$R = \frac{h \cdot \cos \alpha}{1 - \cos \alpha}$$

Y, haciendo logarítmico el denominador:

$$R = \frac{h \cdot \cos \alpha}{2 \operatorname{sen}^2 \frac{1}{2} \alpha}$$

También se podría resolver el problema considerando que en todo triángulo rectángulo un cateto es igual al otro cateto multiplicado por la tangente del ángulo opuesto al primero, y por lo tanto:

$$AB = R \cdot \operatorname{tg} C = R \cdot \operatorname{tg} \alpha. \quad [2]$$

Y como si desde un punto B, exterior á una circunferencia, se trazan una tangente BA y una secante Bm', la tangente es media proporcional entre la secante y su segmento externo, y siendo mm' un diámetro equivale á 2R, tendremos:

$$2R + h : AB :: AB : h;$$

de donde

$$AB^2 = h(2R + h) = 2Rh + h^2.$$

Pero siendo la altitud de la montaña una cantidad insignificante en proporción con el radio terrestre, podemos despreciar el segundo término; y nos queda:

$$AB^2 = 2Rh. \quad [3]$$

Elevando al cuadrado los dos miembros de [2], queda:

$$AB^2 = R^2 \operatorname{tg}^2 \alpha.$$

Y de esta igualdad y la [3]:

$$2Rh = R^2 \operatorname{tg}^2 \alpha;$$

y dividiendo por R:

$$2h = R \operatorname{tg}^2 \alpha;$$

de donde:

$$R = \frac{2h}{\operatorname{tg}^2 \alpha} = 2h \cot^2 \alpha.$$

En el resultado hay que corregir el error proveniente de la refracción atmosférica, que hace que la luz no describa entre el horizonte y el ojo una verdadera recta. El error varía en cada caso; pero se ha encontrado un coeficiente de corrección que puede aplicarse como término medio, y es 1'6866.

Aplicando este procedimiento se calculó en la Gran Bretaña, hace ya mucho tiempo, el radio de la Tierra desde la cumbre del Ben Nevis, montaña de Escocia que mide 1.343 m. de altitud y desde la cual el ángulo de depresión es $1^{\circ} 4' 48''$, y se halló un valor muy aproximado á la realidad.

Pero, para resolver el problema de la forma exacta de la Tierra, no bastan las aproximaciones de esta clase; y así la determinación precisa de los diferentes valores del radio terrestre, no ha podido efectuarse más que apoyándose en las mediciones de arcos de meridiano y en las observaciones de la gravedad. Para relacionar el conocimiento del radio con el del achatamiento polar, lo que hace falta es hallar el valor de aquella línea en el ecuador, donde le tiene máximo, y en el polo donde le tiene mínimo, y llamando a al primero y c al segundo, el achatamiento se expresa por la fórmula:

$$a : c,$$

ó bien

$$\frac{a-c}{a}.$$

Los geodestas, basándose en los datos conocidos en sus respectivos tiempos por las mediciones de arcos hasta entonces efectuadas, han determinado por cálculo estos valores, llegando á resultados muy próximos unos de otros.

BESSEL, en 1841, halló:

$$a = 6.377.397 \text{ m.}$$

$$c = 6.356.079 \text{ m.}$$

$$\frac{a-c}{a} = \frac{1}{299'15}$$

STRUVE halló:

$$a = 6.378.298 \text{ m.}$$

$$c = 6.356.657 \text{ m.}$$

$$\frac{a-c}{a} = \frac{1}{294'73}$$

CLARKE, en su tratado de Geodesia, admite:

$$a = 6.378.253 \text{ m.}$$

$$c = 6.356.521 \text{ m.}$$

$$\frac{a-c}{a} = \frac{1}{293'465}$$

Y FAYE da:

$$a = 6.378.393 \text{ m.}$$

$$c = 6.356.549 \text{ m.}$$

$$\frac{a-c}{a} = \frac{1}{292}$$

Pero en 1893, SHDANOW, fundándose en las operaciones geodésicas efectuadas en el territorio ruso, volvió á aproximarse á Bessel, hallando:

$$\frac{a-c}{a} = \frac{1}{299'7}$$

Resultados generales

Las coincidencias, ó casi coincidencias posteriores, hacen que, á pesar del tiempo transcurrido, los resultados de los cálculos hechos por BESSEL acerca de los elementos del *geoide*, sigan siendo todavía muy aceptados.

Los principales son éstos:

Ecuador	{	circunferencia.	Km.	40.070'368
		radio (<i>a</i>).	»	6.377'897
		diámetro.	»	12.754'8
Meridianos	{	circunferencia.	»	40.003'423
		cuadrante.. . . .	»	10.000'856
Eje terrestre.			»	12.712'2
Radio polar (<i>c</i>).. . . .			»	6.356'079
Radio medio del globo.. . . .			»	6.370'3
Achatamiento polar.. . . .				$\frac{1}{299'15}$
Superficie de la Tierra.. . . .		Km. ²		509.950.714
Volumen de la Tierra.		Km. ³		1.082.841.300.000

Tomando como base los elementos de FAYE, resultan cifras ligeramente diferentes, v. gr.:

Circunferencia ecuatorial =	Km.	40.076'625
Cuadrante del meridiano =	»	10.002'008
Radio medio de la Tierra =	»	6.371'103

Como ejemplo de las irregularidades que los estudios geodésicos han revelado, citaremos estos hechos:

1° del arco de Chile corresponde, por término medio, á 110.877 m.; y según las mediciones hechas en El Cabo, á las mismas latitudes, 1° tiene 110.964 m. En el paralelo 52° N, el arco de 1° de

longitud mide en Inglaterra 68.688 m., y en Rusia 68.641. Pero en Rusia mismo, el valor medio de 1° resulta de 68.766 m. entre Varsovia y Grodno, y sólo de 68.656 entre Samara y Orenburgo.

Según HELMERT y HERGESELL, sin embargo, la desviación entre el *geoide* y el elipsoide correspondiente no excede de ± 200 m., ó á lo más, de ± 250 m.

Ahora, prescindiendo de estas desviaciones, como no puede menos de prescindirse para muchos objetos geográficos, v. gr. la cartografía, ha calculado WAGNER, fundándose en los datos de BESSEL, las siguientes tablas, en las cuales, suponiendo trazados en la superficie de la Tierra meridianos y paralelos de grado en grado, se expresan las longitudes lineales de los arcos interceptados y las áreas de los trapecios formados:

Tabla de los paralelos

φ	Km. por grado de paralelo	φ	Km. por grado de paralelo
0°	111'31 (1)	12°	108'89
1°	111'29	13°	108'47
2°	111'24	14°	108'02
3°	111'15	15°	107'54
4°	111'04	16°	107'02
5°	110'89	17°	106'47
6°	110'70	18°	105'89
7°	110'48	19°	105'28
8°	110'23	20°	104'63
9°	109'94	21°	103'96
10°	109'63	22°	103'25
11°	109'27	23°	102'51

(1) Cuando las milésimas pasan de 5 se ha añadido á las centésimas una unidad.

φ	Km. por grado de paralelo	φ	Km. por grado de paralelo
24°	101'74	60°	55'79
25°	100'94	61°	54'10
26°	100'11	62°	52'39
27°	99'24	63°	50'67
28°	98'35	64°	48'93
29°	97'43	65°	47'17
30°	96'47	66°	45'40
31°	95'49	67°	43'61
32°	94'48	68°	41'82
33°	93'44	69°	40'00
34°	92'37	70°	38'18
35°	91'28	71°	36'35
36°	90'15	72°	34'50
37°	89'00	73°	32'64
38°	87'82	74°	30'77
39°	86'62	75°	28'90
40°	85'38	76°	27'01
41°	84'12	77°	25'12
42°	82'84	78°	23'22
43°	81'53	79°	21'31
44°	80'20	80°	19'39
45°	78'84	81°	17'47
46°	77'45	82°	15'54
47°	76'05	83°	13'61
48°	74'62	84°	11'67
49°	73'16	85°	9'73
50°	71'69	86°	7'79
51°	70'19	87°	5'84
52°	68'67	88°	3'90
53°	67'13	89°	1'95
54°	65'57	90°	0'00
55°	63'99	23° 27' 30"	102'13
56°	62'39	(Trópico)	
57°	60'77	66° 32' 30"	44'51
58°	59'13	(círculo polar)	
59°	57'47		

Tabla de los meridianos

φ	Km. por grado de meridiano	φ	Km. por grado de meridiano
Entre $0^{\circ} - 1^{\circ}$	110'56	Entre $43^{\circ} - 44^{\circ}$	111'09
$10^{\circ} - 11^{\circ}$	110'60	$44^{\circ} - 45^{\circ}$	111'11
$20^{\circ} - 21^{\circ}$	110'70	$50^{\circ} - 51^{\circ}$	111'23
$30^{\circ} - 31^{\circ}$	110'85	$60^{\circ} - 61^{\circ}$	111'41
$40^{\circ} - 41^{\circ}$	111'03	$70^{\circ} - 71^{\circ}$	111'55
$41^{\circ} - 42^{\circ}$	111'05	$80^{\circ} - 81^{\circ}$	111'65
$42^{\circ} - 43^{\circ}$	111'07	$89^{\circ} - 90^{\circ}$	111'68

Tabla de los trapecios

φ	Km. ² del trapecio de 1° por lado	φ	Km. ² del trapecio de 1° por lado
Entre $0^{\circ} - 1^{\circ}$	12.306	Entre $44^{\circ} - 45^{\circ}$	8.835
$5^{\circ} - 6^{\circ}$	12.251	$45^{\circ} - 46^{\circ}$	8.684
$10^{\circ} - 11^{\circ}$	12.106	$50^{\circ} - 51^{\circ}$	7.890
$15^{\circ} - 16^{\circ}$	11.870	$55^{\circ} - 56^{\circ}$	7.034
$20^{\circ} - 21^{\circ}$	11.546	$60^{\circ} - 61^{\circ}$	6.121
$25^{\circ} - 26^{\circ}$	11.135	$65^{\circ} - 66^{\circ}$	5.160
$30^{\circ} - 31^{\circ}$	10.640	$70^{\circ} - 71^{\circ}$	4.157
$35^{\circ} - 36^{\circ}$	10.064	$75^{\circ} - 76^{\circ}$	3.120
$40^{\circ} - 41^{\circ}$	9.411	$80^{\circ} - 81^{\circ}$	2.058
$41^{\circ} - 42^{\circ}$	9.271	$85^{\circ} - 86^{\circ}$	979
$42^{\circ} - 43^{\circ}$	9.129	$89^{\circ} - 90^{\circ}$	109
$43^{\circ} - 44^{\circ}$	8.983		

CAPITULO II

LOS MOVIMIENTOS DE LA TIERRA

La Tierra está sometida á un movimiento sumamente complejo; pero este movimiento se puede descomponer en otros varios más sencillos, de los cuales es resultante. La demostración y estudio de cada uno de ellos corresponde á la Cosmografía; pero como de estos movimientos, ó de los principales de ellos por lo menos, se derivan consecuencias de índole geográfica, v. g., la alternancia de los días y las noches y las estaciones del año, la Geografía necesita tomar de la Cosmografía lo que ésta tiene averiguado acerca de tal materia.

Rotación sobre su eje

Si observamos el Sol durante el día, vemos que, lejos de permanecer en una misma posición respecto del horizonte y del zenit, describe un gran arco oblicuo (salvo en determinada latitud y día del año), naciendo hacia el E., pasando, en lo más alto de su carrera, por el meridiano del lugar de

observación, y desapareciendo por el W. Si de noche observamos el cielo estrellado, nos sucede lo mismo: todo el conjunto de las constelaciones parece moverse sobre nosotros en el mismo sentido que el Sol durante el día. Estos hechos no se pueden explicar más que de dos maneras: ó todo el conjunto celeste gira alrededor de la Tierra, ó la Tierra ejecuta un movimiento de rotación. Hoy que tenemos una clara idea de la naturaleza de los planetas, del Sol y de las estrellas, la primera hipótesis nos aparece completamente ridícula. La segunda está de acuerdo, en cambio, con los principios de la Mecánica, comprobados en tantísimos otros fenómenos, y que se vendrían al suelo si fuera cierto el otro supuesto. Pero, además, el movimiento de rotación de la Tierra se puede comprobar experimentalmente, v. gr., por medio del péndulo.

En Física se demuestra que, cualesquiera que sean las circunstancias, aun cuando cambie de posición la base en que se sustenta la pértiga ó el árbol en que se fija el punto del cual está suspendido el péndulo, *el plano de oscilación no varía*. De modo que si se hace girar la plataforma sobre la cual está el péndulo con el aparato construido para suspenderle, lo único que sucederá es que el hilo del péndulo experimentará una torsión; pero el péndulo seguirá oscilando en el mismo plano.

En el polo es donde podría verificarse el experimento de un modo más ventajoso; pues allí el giro aparente del plano de oscilación es de 360° en un día teóricamente, prescindiendo de los demás movimientos terrestres. Pero entre el polo y el Ecuador, aunque la rapidez no sea igual, la rotación aparente del plano se puede observar también.

El experimento en cuestión fué realizado en París, hace ya más de medio siglo, por FOUCAULT, con un gran péndulo que suspendió de la cúpula del Panteón. Tenía 79 m. de longitud, y estaba formado por un hilo de acero del que pendía una bola de cobre de 25 Kg. Esta remataba por abajo en un estilete que, á cada oscilación, marcaba su huella en un terraplén de arena que se dispuso en el suelo. Puesto el péndulo en movimiento, se vió que el plano de oscilación iba cambiando de posición respecto del edificio.

El tiempo que tarda la Tierra en dar una vuelta completa lo hemos tomado como unidad de medida, llamándole día y dividiéndolo en veinticuatro partes iguales que hemos llamado horas. A su vez las horas las dividimos en 60 minutos y los minutos en 60 segundos. Conocidas, pues, como las hemos dejado en el capítulo anterior, las dimensiones de la Tierra, nada más sencillo que averiguar la velocidad lineal de su rotación. Como los paralelos son intersecciones de planos perpendiculares al eje de rotación, cada punto de la superficie terrestre, recorrerá al cabo de un día el espacio indicado por la longitud de su paralelo; mas como esas longitudes, según aparece en una de las tablas puestas al fin del anterior capítulo, van decreciendo desde el ecuador (que es un círculo máximo) hasta el polo mismo (que es un punto matemático), decreciendo irán también las velocidades de cada punto, en el movimiento de rotación, desde el ecuador, donde se produce la velocidad máxima, hasta el polo, en que se reduce á cero. Para hallar, pues, la velocidad por metro y segundo, de un punto cualquiera de la Tierra, no hay más que ver en qué latitud está, buscar en la tabla de los paralelos la longitud de cada grado del paralelo

de dicha latitud, multiplicar la longitud del grado reducida á metros, por 360; y este producto (que será la longitud en metros de todo el círculo del paralelo) dividirlo por el número de segundos que tiene el día. El cociente será el número de metros que el punto en cuestión recorre cada segundo.

Pero para esto hay que precisar exactamente lo que es un segundo, ó, lo que es lo mismo, un día; pues como punto de comparación en el cielo para apreciar el movimiento de rotación terrestre podemos fijarnos ya en el Sol, ya en una estrella. ¿Será lo mismo una cosa que otra? O, en diferentes palabras: el tiempo que transcurre entre dos culminaciones inmediatas del Sol y el que transcurre entre dos culminaciones inmediatas de una estrella, ¿son cantidades iguales y equivalentes á una rotación completa, de 360°, descrita por la Tierra sobre su eje?

Vamos á demostrar que nó y á determinar la diferencia.

Además del movimiento de rotación sobre su eje, la Tierra tiene otro de traslación alrededor del Sol, que ejecuta en 365 días y una fracción. Ahora bien; supongamos, en la figura 18, que T es la posición de la Tierra en su órbita (representada por la curva de puntos) en un momento dado. En ese momento el Sol (A) pasa por el meridiano NWS; en todos los puntos de la mitad de este meridiano situada dentro del círculo de iluminación es el medio día, y la media noche en los de la semicircunferencia opuesta. Por consiguiente el haz plano de rayos que el Sol envía á ese meridiano en el momento dicho, coincide con el plano NWS de tal meridiano; es decir que los planos aAb y NWS son uno mismo.

Supongamos ahora que, en el tiempo en que ha

efectuado una rotación completa de 360° , la Tierra, en virtud de su movimiento de traslación, ha avanzado en su órbita del punto T al T'. Puesto que ha girado 360° justos, la nueva posición, N'W'S', del meridiano antedicho, vendrá á ser paralela á la posición NWS. Pero entonces el Sol no pasará todavía por el meridiano N'W'S'.

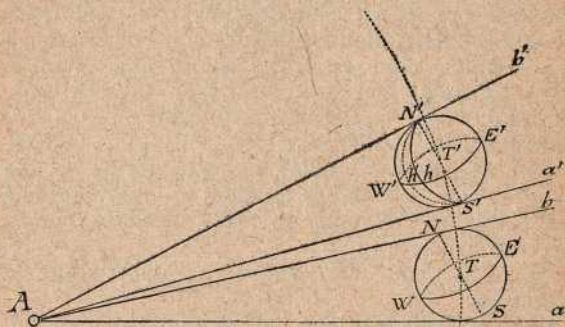


Fig. 18.

Con efecto: si pasara, tendríamos, por el mismo motivo que en la posición anterior, que el haz plano de rayos solares $a'Ab'$ y el meridiano N'W'E' se confundirían en el mismo plano. Pero entonces, como NWS y N'W'S' son paralelos, también lo serían los haces planos aAb y $a'Ab'$. Es así que estos haces no pueden ser paralelos, puesto que se encuentran en el Sol; luego éste no puede pasar por el meridiano considerado cuando tal meridiano ocupa la posición N'W'S' paralela á NWS, sino que dicho meridiano necesita avanzar todavía un arco W'h hasta ocupar la posición N'hS' para que coin-

cida con su plano el del haz de rayos dirigido á él por el Sol.

Tampoco es posible admitir que el paso del Sol por dicho meridiano se efectúe antes de la posición $N'W'S'$, v. gr. en el punto h' ; porque entonces el haz plano de rayos solares que pasara por $N'h'S'$, reuniría la condición de no ser paralelo á NWS , es verdad, pero ambos planos serían divergentes hacia el centro de la órbita, y esto es imposible, puesto que coinciden con los de los haces solares y éstos se encuentran en el Sol.

Para que éste vuelva á pasar en la posición T' de la Tierra por el meridiano NWS de la posición T , es, pues, indispensable que el tal meridiano ocupe en T' la posición $N'h'S'$, ó, lo que es lo mismo, que la Tierra haya girado no sólo 360° (posición $N'W'S'$), sino además el arco Wh .

El día solar equivale, por consiguiente, á un giro terrestre de $360^\circ + x$, siendo x un arco positivo respecto del movimiento de la Tierra.

Con el día sidéreo (es decir, el intervalo que transcurre entre dos culminaciones sucesivas de una estrella) no pasa lo mismo. En efecto: si los haces aAb y $a'Ab'$ en lugar de venir del Sol vienen de una estrella, claro es que, en realidad, ambos haces se encuentran en A (que en este segundo supuesto es la estrella); pero siendo A una estrella, su distancia á la recta que una los puntos T y T' es tan grande, que prácticamente equivale al infinito; luego ambos haces resultan sensiblemente paralelos; luego el haz $a'Ab'$ coincidirá con el meridiano que hemos considerado precisamente cuando ocupe la posición $N'W'S'$, paralela á NWS . Luego un día sidéreo equivale á un giro terrestre completo, de 360° .

La diferencia entre el día sidéreo y el solar re-

sulta ser de 3 minutos y 56 segundos y medio (en tiempo sidéreo), suponiendo circular la órbita de la Tierra, su plano sin inclinación sobre el ecuador, y uniforme el movimiento de traslación del planeta.

Pero resulta que ni la órbita terrestre es precisamente una circunferencia, ni coincide con el plano ecuatorial, ni la Tierra la recorre con una velocidad constante; de modo que, en la realidad, los días solares verdaderos no son exactamente iguales unos á otros.

El *día solar verdadero* no es, pues, medida fija del tiempo, y como para la práctica de la vida se necesita esa fijeza de unidad, se ha convenido en medirlo de otra manera. En primer lugar se ha ideado un Sol ficticio que recorra la misma órbita que el verdadero, pero con movimiento uniforme; arreglando el tiempo á este Sol ideal desaparece uno de los inconvenientes. Queda, sin embargo, el de la inclinación de la eclíptica sobre el ecuador, merced al cual, aun cuando los espacios recorridos por el Sol en tiempos iguales fueran también iguales, no lo serían sus proyecciones sobre el ecuador. Para obviarlo, tampoco se cuenta el tiempo sobre el Sol ficticio tal como lo hemos imaginado, sino sobre un *Sol Medio* que recorra (aparentemente, se entiende) el ecuador con movimiento tal que su ascensión recta resulte siempre igual á la longitud del primer Sol ficticio, de manera que aquella coordenada varíe uniformemente. A este tiempo convencional es al que están arreglados los relojes mecánicos. El día así medido se llama *día solar medio*.

La diferencia entre el día solar verdadero y el medio se llama ecuación del tiempo, que es positiva cuando el mediodía medio se anticipa al verda-

dero y negativa en el caso contrario. Las diferencias mayores llegan á un cuarto de hora próximamente. El 11 de Febrero la ecuación llega al máximo ($= + 14^m 28^s$), y el 3 de Noviembre al mínimo ($= - 16^m 21^s$).

Hay, pues, tres especies de día:

El día sidéreo que corresponde á un giro de 360° descrito por la Tierra en su movimiento de rotación;

El día solar verdadero, que equivale á un giro de 360° más el arco $W'h$, y que es cantidad variable, siendo la diferencia entre el máximo y el mínimo de una media hora;

Y el día solar medio, que es igual al día sidéreo más 3 minutos y 56 segundos y medio en tiempo sidéreo.

Un día solar tiene, pues, 24 horas, ó sea $24 \times 60 \times 60 = 86400$ segundos solares; pero un día sidéreo sólo tiene de estos segundos:

$$86164^s 09965.$$

Este es, pues, en tiempo solar medio, el que tarda la Tierra en girar 360° sobre su eje.

Con este dato fácil nos es determinar la velocidad de rotación de cada punto de la Tierra al girar según su paralelo. Como cuanto mayor sea la longitud del paralelo, ó del grado de paralelo, mayor es el espacio que el punto ha de recorrer en un día, la velocidad máxima se dará en el Ecuador, é irá disminuyendo hacia los polos. Multiplicando, según atrás queda expuesto, el número de metros por grado (que da la tabla de los paralelos) por 360 que son los grados de la circunferencia, y di-

vidiendo el producto por 86164'09, que son los segundos, en tiempo solar medio, que tarda la Tierra en girar los 360 grados, resultan estas velocidades para varias latitudes:

Latitudes	Metros por segundo
Ecuador	= 465'0
Trópico	= 426'7
45°	= 329'39
60°	= 233'0
Círculo polar	= 185'9
Polo	= 0

Esta es la velocidad llamada *lineal*, que varía para cada punto según su distancia al eje. Además de esta velocidad puede considerarse la *angular*, ó sea el ángulo en grados que la Tierra gira por cada unidad de tiempo sidéreo. Ya hemos visto cómo esta correspondencia es de 15° por 1^h, ó sea 15' por 1^m, ó 15" por 1^s. Pero para fijar en metros el valor numérico de la velocidad angular (que en los cálculos se acostumbra indicar con la letra ω) se ha convenido en tomar como tal el espacio recorrido en un segundo de tiempo por un punto que gira á un metro, en distancia radial, del eje; entonces, para la Tierra, ω resulta igual al cociente de dividir 2π (puesto que el radio = 1 m.) por 86164'09 (número de segundos solares del día sidéreo):

$$\omega = 2\pi : 86164'09 = 0'00007292.$$

Una de las consecuencias del movimiento de rotación de la Tierra, es el desarrollo de la fuerza

centrífuga, de la cual ya hemos hablado, y que contrarresta en parte la de la gravedad.

Otra de gran interés para la Geografía es la *ley de Ferrel*, llamada así del nombre del meteorologista norteamericano que la formuló y demostró en 1859. Esta ley se enuncia así: *Todo cuerpo que se mueve en la superficie de la Tierra es desviado hacia la derecha en el hemisferio del N. y hacia la izquierda en el del S.* Ya, sin embargo, el astrónomo HADLEY, en la primera mitad del siglo XVIII, había indicado el fenómeno, si bien con un razonamiento inexacto.

El móvil á quien se imprime un impulso, se mueve según este impulso; pero al mismo tiempo la Tierra gira debajo de él; de modo que el recorrido del cuerpo en la superficie terrestre es distinto del que tendría estando la Tierra quieta. Esta desviación (respecto del movimiento impreso al móvil) es un simple efecto de la inercia y se demuestra que entran como factores de su valor el de la velocidad angular de la rotación terrestre, la velocidad del móvil y la latitud, de modo que al crecer estas dos últimas ó disminuir, crece y disminuye también la desviación.

Claro está que en el ecuador, siendo la latitud 0, el producto se convierte igualmente en cero, es decir que allí no hay desviación.

Este fenómeno se comprueba en la marcha de las corrientes atmosféricas y marinas y en movimientos aun de mucha menor amplitud, como las trayectorias de los proyectiles disparados por un cañón. Y como estos hechos los podemos conocer directamente por medio de la observación, ellos constituyen á su vez una prueba más del movimiento de rotación de la Tierra.

Otra consecuencia de la rotación terrestre es la

alternancia de los días y las noches. El hemisferio por cuyo meridiano medio pasa el Sol, se halla iluminado y el otro en la obscuridad; y el círculo que forma el límite entre la luz y la sombra, se llama *círculo de iluminación*. Sin embargo, la duración de los días y las noches varía según las latitudes y el día del año, por causas relacionadas con el movimiento de la Tierra alrededor del Sol, por lo cual necesitamos estudiarlo previamente para entrar en esa cuestión.

Por fin, una aplicación de gran importancia geográfica que hacemos del movimiento de rotación, es la determinación de la diferencia de longitudes, según ha quedado expuesto en el capítulo primero.

La velocidad de rotación de la Tierra ha variado mucho desde la formación del planeta á través de las edades geológicas, ya por el acortamiento del radio terrestre, ya por la influencia de los movimientos de las mareas, ya por la caída de materia cósmica, etc. El acortamiento del radio de la Tierra, efecto del enfriamiento progresivo de ésta y de la contracción de sus materiales, ha tenido una influencia enorme, como es fácil suponer. DEICHMÜLLER, profesor de la Universidad de Bonn, ha calculado que si la temperatura general de la Tierra disminuye solamente 2 centésimas de grado del termómetro centígrado, el radio terrestre medio se acortaría un metro y la duración del día 2 centésimas de segundo.

Pero además de esta disminución tan lenta, el movimiento rotatorio de la Tierra sufre, aun permaneciendo sensiblemente igual, por término medio, en todo el período histórico, ligeras oscilaciones que han podido ser apreciadas por los astró-

nomos. Así el norteamericano NEWCOMB, fundado en las observaciones de los pasos de Mercurio hechas en un período de 220 años, ha creído poder asegurar, que la suma de estas oscilaciones del movimiento rotatorio llega hasta unos 10 segundos como máximum.

Revolución alrededor del Sol

La observación vulgar, sin necesidad de instrumento especial alguno, puede darse cuenta de que el Sol no ocupa siempre aparentemente en el cielo la misma posición respecto de las estrellas. Esta observación la podemos hacer ya de madrugada antes de que las constelaciones dejen de ser visibles, ya cuando empiezan á lucir después de la puesta del Sol, ya á media noche, hora en que el Sol está en el antimeridiano y por lo tanto podemos averiguar cuáles son las estrellas que están en apariencia á 180° de él. Haciendo estas observaciones llegaremos al convencimiento de que ó el Sol gira alrededor de la Tierra ó la Tierra alrededor del Sol. Los antiguos creyeron lo primero, y observando los grupos de estrellas ante los cuales iba pasando aquel astro para recorrer un circuito completo en un espacio de tiempo al que dieron el nombre de año, dividieron esa faja continua de estrellas en doce grupos, cuyo conjunto es el Zodiaco, y á cada uno de los cuales dieron los nombres que atrás quedan indicados. Nosotros hemos conservado de los antiguos el modo de expresar las cosas y aun seguimos leyendo en los almanques que el Sol está en Aries, ó entra en Sagitario, etc. Sin embargo, ya no cabe duda de que es la Tierra la que gira en torno del Sol; si así no sucediese caerían por tierra las leyes de la Mecánica,

y sin embargo éstas se demuestran de un modo que no deja lugar á la menor duda. Pero, aparte de ello, del movimiento de revolución de la Tierra ó de traslación alrededor del Sol (que de ambos modos se llama), tenemos (como del de rotación sobre su eje) pruebas directas. Tal es el fenómeno que en Astronomía se conoce con el nombre de aberración. Haciendo observaciones precisas, los astrónomos han podido descubrir que las estrellas no ocupan, en apariencia, la misma posición durante el año. Las inmediatas al zenit describen en este período una pequeña elipse, y esto no se puede explicar sino como resultado de la composición de dos movimientos: el de la propagación de la luz que nos envían esos astros y otro de traslación de la Tierra. Si este último no existiese, aunque la propagación de la luz no es instantánea, sino que se verifica con una velocidad determinada, la dirección siempre resultaría la misma para nosotros, y la estrella nos aparecería absolutamente inmóvil.

Este movimiento de la Tierra, como el de todos los planetas, obedece á las leyes que descubrió y formuló KEPLER á principios del siglo XVII, y á la general que NEWTON descubrió algunos años después.

Las leyes de KEPLER son:

- 1.^a Todo planeta describe, en su revolución, una elipse, de la cual ocupa el Sol uno de los focos;
- 2.^a Las áreas descritas por los radios vectores que van del Sol al planeta, son proporcionales á los tiempos;
- 3.^a Los cuadrados de los tiempos de la revolución son proporcionales á los cubos de los semiejes mayores de la elipse (que son la distancia media del planeta al Sol).

Y la ley de NEWTON, llamada de la gravitación universal, es ésta:

La atracción (en este caso la que ejerce el Sol sobre la Tierra), está en razón directa de las masas y en razón inversa del cuadrado de las distancias.

La órbita de la Tierra (la *eclíptica*), es, pues, una elipse, lo cual quiere decir que el Sol no dista de nosotros una cantidad constante, durante todo el período de revolución. Las posiciones de la Tie-

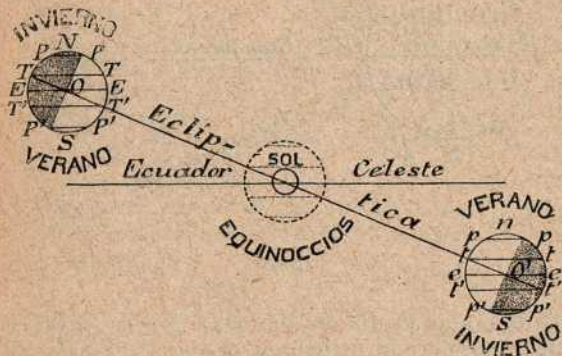


Fig. 19.

rra á que corresponden las distancias máxima y mínima (*ápsides*) son, como se desprende de la naturaleza de la elipse, los extremos del eje mayor de ésta, que se llama *línea apsidal*: el más lejano recibe el nombre de *afelio* y el más próximo el de *perihelio*; voces ambas derivadas de la griega ἥλιος (Sol) y de las preposiciones περί y ἀπό.

Que la distancia del Sol á la Tierra no es siempre la misma, y que, por lo tanto, la eclíptica no es un círculo, es cosa que se puede comprobar fácilmente, observando, en diferentes días del año, el tamaño aparente del Sol; es decir, el ángulo según el cual se ven los extremos de su diámetro. Este

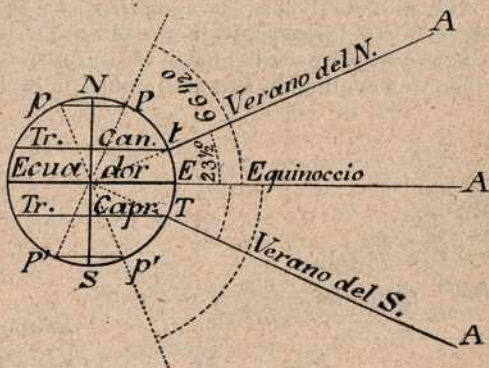


Fig. 20.

á la distancia media del Sol y la Tierra equivale á $32' 2'' 36$; pero al principiarse el año resulta ser de $32' 36''$ y desde el día 2 de Enero va disminuyendo hasta un minimum de $31' 30''$ que corresponde al día 5 de Julio, desde el cual vuelve á crecer hasta alcanzar de nuevo los $32' 36''$ (1). Si, pues trazamos una circunferencia y desde su centro radios de cierto en cierto número de grados, y tomamos

(1) En todos los datos astronómicos de esta obra nos hemos acomodado al *Anuario del Observatorio de Madrid* para 1907.

en estos radios distancias inversas á los diámetros aparentes del Sol en los días correspondientes á la posición que cada radio señala para la Tierra, obtendremos gráficamente y de un modo aproximado la figura de la órbita terrestre ó eclíptica.

Los elementos de ésta han sido calculados por los cosmógrafos con toda la escrupulosidad humanamente posible, ya que con exactitud absoluta no es dable hacerlo, y han llegado á estos resultados, que expresamos en millones de kilómetros, y aceptando la cifra de 149 millones como distancia media de la Tierra al Sol:

Línea apsidal	= 298
Excentricidad lineal	= 2'496
Distancia en el afelio	= 151'496
Distancia en el perihelio	= 146'504
Diferencia	= 4'992
Perímetro de la eclíptica	= 936'250

De estos elementos se deduce que la eclíptica, aunque elipse, se acerca mucho á un círculo, pues, en proporción del semieje mayor, la excentricidad no es más que de

$$\frac{2'496}{149} = 0'0167.$$

De modo que si quisiéramos representar la eclíptica en un papel, aunque diéramos á la línea apsidal 2 metros de largo, la distancia del centro á cada uno de los focos no debería llegar á 17 milímetros.

Es en virtud de este movimiento de revolución, por lo que vemos al Sol ocupar sucesivamente diferentes posiciones en la esfera celeste respecto de las estrellas, y por lo que á las doce de la noche van pasando por cada meridiano diferentes estre-

llas de las constelaciones zodiacales según el año avanza (fig. 21).

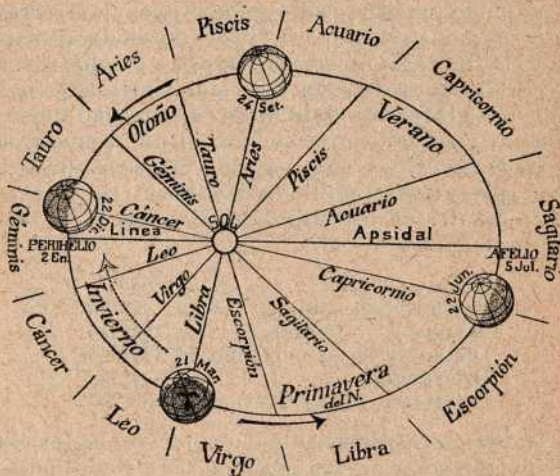


Fig. 21.—La órbita de la Tierra.

Las rectas divergentes desde el Sol indican el principio de cada signo zodiacal y los rótulos exteriores la posición de las constelaciones. Para cada posición de la Tierra los signos y constelaciones sobre que se proyecta el Sol deben buscarse al otro lado de éste; y en cambio, en el sentido opuesto se encontrará, sobre la parte oscura del globo, la constelación que, en cada posición de éste, es atravesada por el meridiano del lugar de observación á media noche. Así el 5 de Julio, por ejemplo, el Sol se proyecta dentro del signo Cáncer y de la constelacion Géminis, y á media noche culmina en el cielo el Sagitario. Sin embargo, el signo gamma γ se ha colocado sobre la Tierra no cuando ésta se halla en dicho punto de su órbita, sino en la posición del 21 de Marzo, desde la cual se ve proyectado sobre tal punto el Sol. Las flechas de línea entera representan el movimiento de traslación de la Tierra, y la de puntos la retrogradación del equinoccio.

Ahora bien: si cada día, al pasar por el meridiano el Sol, determinamos su ascensión recta y

su declinación y marcamos en un globo las posiciones sucesivamente deducidas para cada día, obtendremos la dirección del plano de la eclíptica, y veremos que éste forma un ángulo de un poco menos de $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ con el ecuador ó, lo que es lo mismo, de unos $66 \frac{1}{2}$ con el eje de la Tierra.

Estos ángulos se suelen expresar con más aproximación por las cantidades $23^{\circ} 27' 30''$ y $66^{\circ} 32' 30''$; pero tales cifras no son rigurosamente exactas para cualquier momento, pues, por causas que luego citaremos, varían aunque entre muy pequeños límites. Para el 1.º de Enero de 1907 el ángulo de *oblicuidad* media de la eclíptica ha sido calculado por el Observatorio de Madrid en $23^{\circ} 27' 4'' 98$.

Consecuencias de esta inclinación del eje terrestre respecto del plano de la eclíptica son: las estaciones del año, la natural división de la Tierra en cinco zonas astronómicas, y las diferencias en la duración relativa de los días y las noches.

Cuando la Tierra está en los puntos equinocciales, como allí los planos de la eclíptica y del ecuador se cortan, los rayos del Sol que van á la Tierra siguen la dirección marcada por la intersección de ambos planos, y, por lo tanto, á las doce del día, para cada meridiano, caen verticalmente sobre el ecuador. En virtud de esto el círculo de iluminación pasa por los polos, y como corta en partes iguales á los paralelos (porque viene á ser un meridiano), la duración de los días es igual á la de las noches y esto en cualquier latitud. De esto proviene precisamente el nombre de equinoccio (del latín *equus* = *igual* y *nox, noctis* = *noche*).

Cuando la Tierra está en los puntos solsticiales las cosas ocurren de muy diferente manera. A las doce del día para cada meridiano los rayos solares dirigidos hacia la Tierra según el plano de la eclíptica no pueden caer perpendiculares al ecuador, sino á $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ de éste, ya que ése es el ángulo formado por el ecuador y la eclíptica. Pero como el eje terrestre permanece sensiblemente paralelo á sí mismo (figs. 19, 20 y 21), la latitud $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ en que caen perpendiculares los rayos del Sol al mediodía es en un solsticio boreal y en el otro austral. El solsticio en que ocurre lo primero se llama de verano, porque con él comienza el verano en el hemisferio del Norte, y el otro solsticio de invierno.

En el solsticio de verano (figs. 19 y 20) los rayos del Sol que caen verticalmente forman con el ecuador un ángulo de $23 \frac{1}{2}^{\circ}$, y por lo tanto el plano del círculo de iluminación (PP' y pp') forma otro igual con el eje terrestre, de modo que, aunque círculo máximo, ya no coincide con un meridiano, sino que se aparta hacia el ecuador, como máximo, $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ de cada polo en diferente sentido. Por lo tanto, según gráficamente aparece en la figura 19 (posición O'), todas las latitudes del hemisferio N. superiores á los $66 \frac{1}{2}^{\circ}$ quedan constantemente dentro del hemisferio iluminado al girar la Tierra sobre su eje, y todas las superiores á $66 \frac{1}{2}^{\circ}$ del hemisferio S. quedan constantemente en la

sombra. En el ecuador el arco iluminado y el arco oscuro continúan siendo iguales, puesto que, siendo el círculo de iluminación un círculo máximo, la intersección de su plano con el del ecuador es un diámetro ecuatorial; pero, según nos apartamos del ecuador, vemos que los días van siendo mayores y las noches menores yendo hacia el N., y menores los días y mayores las noches yendo hacia el S.

En el otro punto solsticial (fig. 19, posición O), sucede á la inversa: los días largos son los del hemisferio austral y los cortos los del septentrional.

Ahora bien: las fracciones de año que la Tierra tarda en pasar de un punto solsticial ó equinoccial al equinoccial ó solsticial inmediato, se llaman *estaciones* (fig. 21). La estación comprendida entre el equinoccio señalado por el punto gamma y el solsticio inmediato, se llama, en el hemisferio del N., *primavera*, y principia el 21 de Marzo; el 22 de Junio llega la Tierra al solsticio que hemos llamado de *verano* y principia la estación de este nombre; el 24 de Septiembre la Tierra llega al otro punto equinoccial y principia el *otoño*; y el 22 de Diciembre al otro punto solsticial y da principio el *invierno*, que dura hasta que, nuevamente, el 21 de Marzo, llega la Tierra al punto *gamma* completando su revolución (1).

De este movimiento de traslación de la Tierra y de la inclinación del eje terrestre sobre el plano de la eclíptica, provienen, pues, los fenómenos de luz y calor que caracterizan las estaciones. La diversa duración de los días respecto de las noches, queda ya explicada, y lo mismo cómo esta variación es inversa en los dos hemisferios ecuatoriales. La di-

(1) Fechas tomadas del *Anuario del Observatorio de Madrid* para 1907.

ferente cantidad de calor que recibe cada parte de la Tierra en el transcurso de la revolución se explica también fácilmente, recordando que, como enseña la Física, el calor aumenta con la perpendicularidad de los rayos solares y va disminuyendo conforme aumenta la oblicuidad de éstos. Cuando la Tierra se halla en el solsticio que hemos llamado de verano, los rayos del Sol caen perpendiculares (al mediodía) entre el ecuador y el polo N., de modo que en el hemisferio septentrional tienen menor oblicuidad que en el austral, y por esta causa el primero recibe mayor cantidad de calórico que el segundo. Como además las noches son muy largas en éste, la Tierra se calienta allí durante menor tiempo y á la vez tiene un tiempo mayor (la noche) para ir perdiendo calor por irradiación. De modo que mientras en el hemisferio N. ocurren los fenómenos propios del verano, en el austral ocurren los del invierno, y sucede inversamente en el otro solsticio. En resumen, con el solsticio de verano principia la estación de este nombre en el N., y la de invierno en el S.; y con el solsticio de invierno principia éste en el N. y en el S. el verano; y, por lo tanto, en el punto *gamma* ó equinoccio de primavera, principia la primavera en el N. y el otoño en el S., y lo inverso sucede en el equinoccio de otoño. Los nombres de los equinoccios y solsticios corresponden, pues, al principio de la estación de su nombre en el N. y á la opuesta en el S., cosa lógica, puesto que han sido los habitantes del hemisferio septentrional los que, antes de conocer el austral, crearon estas denominaciones. Las figuras 19, 20 y 21, hacen comprender gráficamente estos fenómenos.

Ahora bien (figs. 19 y 20): los paralelos correspondientes á la verticalidad de los rayos solares

en cada uno de los equinoccios, han recibido el nombre de *trópicos*, del griego τροπή = *movimiento retrógrado*, porque el Sol, una vez que ha llegado á ellos, vuelve á retroceder hacia el ecuador y el hemisferio opuesto. La latitud de esos paralelos, boreal para el uno y austral para el otro, es la indicada por la oblicuidad de la eclíptica, $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ próximamente. El que corresponde al hemisferio del N. se llama trópico de *Cáncer*, porque, cuando los rayos solares caen perpendicularmente en él al mediodía, empezamos á ver al Sol, en la perspectiva celeste, sobre el signo zodiacal llamado Cáncer; y por análoga razón el trópico austral se llama de *Capricornio*. A su vez los paralelos que señalan la latitud máxima tocada por el círculo de iluminación en cada equinoccio, reciben el nombre de *círculos polares*, *ártico* el uno y *antártico* el otro, y la latitud de ambos es, según lo que atrás queda expuesto, $66 \frac{1}{2}^{\circ}$. Estos cuatro paralelos dividen á

la Tierra en cinco *zonas*: entre los trópicos la *zona tórrida*, de 202.240.184 Km.² de superficie; entre cada trópico y el círculo polar *las zonas templadas*, que sumadas la septentrional y la austral, se extienden 265.230.956 Km.²; y, por fin, las zonas glaciales, que son los casquetes limitados por los círculos polares y cuyo centro es el polo mismo, extendiéndose, sumados el ártico y el antártico, 42.479.573.

De esta división y de los fenómenos antes descritos resulta que la zona tórrida es la que recibe mayor cantidad de calor, puesto que en ella los rayos solares (al mediodía) no se apartan de la perpendicular sino $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ como máximum, y ade-

más el Sol culmina en el zenit dos veces en el año para cada paralelo intermedio; una, al dirigirse la perpendicularidad de los rayos hacia el trópico de Cáncer, y otra al dirigirse hacia el trópico de Capricornio. Todo sucede, pues, como si el Sol ejecutara un movimiento de vaivén entre los dos trópicos en el transcurso de cada medio año, y vulgarmente se suele hablar de acuerdo con esta apariencia y no según la realidad de las cosas, diciéndose que el Sol está en el ecuador ó en los trópicos. Debe observarse, además, que en la zona tórrida la diferencia entre la duración de los días y la de las noches, es donde alcanza la menor amplitud, pues, como antes queda explicado, esta amplitud aumenta desde el ecuador hacia los polos.

En las zonas glaciales los rayos del Sol alcanzan su oblicuidad máxima, y por lo tanto ellas son las que reciben, por este concepto, menor cantidad de calórico. Además, como el paralelo límite de estos casquetes es precisamente el señalado por la latitud máxima que alcanza el círculo de iluminación, el día del solsticio de verano el Sol no debe ponerse en la zona glacial ártica, y en el polo mismo no debe ponerse en medio año, desde el equinoccio de primavera hasta el de otoño. Por la misma razón el Sol no debe aparecer en el polo durante el otro medio año, ni en toda la zona glacial el día del solsticio de invierno. En la zona glacial antártica ocurre lo inverso. De modo que en las zonas glaciales la diferencia entre los días y las noches no varía entre 0 y 24 horas, como ocurre entre el ecuador y cada círculo polar, sino entre 24 horas y 6 meses (1).

(1) En el solsticio de verano, la mayor permanencia del Sol sobre el horizonte compensa *con creces*, en el polo,

En las zonas templadas los fenómenos son intermedios. El sol no culmina nunca en el zenit ni deja de salir, como no sea en los paralelos límites (trópico y círculo polar respectivamente). El día del solsticio de verano es cuando la culminación se aproxima más al zenit y el del solsticio de invierno cuando más se aleja; de modo que la carrera aparente del Sol en el firmamento es un arco de oblicuidad variable respecto del horizonte de cada punto, y este arco se va acercando al vertical conforme se aproxima el día del solsticio de verano ó se descende en latitud, y se aleja del vertical conforme se aproxima el solsticio de invierno ó la latitud va siendo más alta.

La diferente duración de la permanencia del Sol sobre el horizonte en cada latitud de 10 en 10 grados, se expresa teóricamente en el siguiente cuadro, en días, horas y minutos:

φ	Duración máxima	Duración mínima
0°	0 ^d 12 ^h 0 ^m	0 ^d 12 ^h 0 ^m
10°	0 ^d 12 ^h 35 ^m	0 ^d 11 ^h 25 ^m
20°	0 ^d 13 ^h 13 ^m	0 ^d 10 ^h 47 ^m
30°	0 ^d 13 ^h 56 ^m	0 ^d 10 ^h 4 ^m
40°	0 ^d 14 ^h 51 ^m	0 ^d 9 ^h 9 ^m
50°	0 ^d 16 ^h 9 ^m	0 ^d 7 ^h 51 ^m
66°	0 ^d 18 ^h 30 ^m	0 ^d 5 ^h 30 ^m
66° $\frac{1}{2}$	1 ^d = 24 ^h 0 ^m	0 ^d 0 ^h 0 ^m

la oblicuidad de los rayos; de modo que el astro envía entonces al polo más calórico que al ecuador. La temperatura, sin embargo, sigue siendo mucho más baja en el polo, por la escasa cantidad de calórico que en el resto del año ha podido allí absorber la tierra, la gran pérdida por irradiación durante el invierno, etc., etc.

En los casquetes polares la permanencia del Sol encima ó debajo del horizonte va aumentando, con la latitud, desde un día hasta medio año, en la forma siguiente:

CASQUETE ÁRTICO

φ	Días en que el Sol no se pone	Días en que el Sol no sale
$66^{\circ} \frac{1}{2}$	1 ^d 0 ^h	1 ^d 0 ^h
70 ^o	64 ^d 10 ^h	60 ^d 13 ^h
75 ^o	104 ^d 6 ^h	97 ^d 9 ^h
80 ^o	133 ^d 14 ^h	126 ^d 12 ^h
85 ^o	160 ^d 16 ^h	153 ^d 4 ^h
90 ^o	186 ^d 10 ^h	178 ^d 20 ^h
φ	Días en que el Sol no sale	Días en que el Sol no se pone

CASQUETE ANTÁRTICO

Varias causas vienen á combinarse para que, en la superficie de la Tierra y para la sensibilidad humana, los fenómenos de luz y calor no se observen exactamente como los hemos expuesto no considerando más que la causa productora de ellos y colocándonos en un punto de vista exclusivamente matemático.

Por lo que hace á la luz, ésta sufre en la atmósfera un fenómeno de refracción, debido á la mayor densidad que tiene el aire respecto del éter interplanetario. El rayo solar no llega, pues, á nuestro ojo en la misma dirección en que salió del Sol, y como nosotros vemos en la dirección según la cual nos llega, el Sol no nos aparece en el verdadero lugar desde el cual ha emitido los rayos que nos

le hacen perceptible, sino más alto respecto del horizonte, de modo que le percibimos en una posición anterior á la de su salida y en otra posterior á la de su puesta. Así, para el efecto de nuestra vista, la duración del día es mayor y la de la noche menor de lo que el cálculo astronómico nos dice (1). A ello concurre también el hecho de que el Sol no es un punto matemático (como lo consideramos para calcular su traslación aparente), sino que presenta, aunque pequeña á nuestra vista, una cierta amplitud. Por fin la duración astronómica de la noche disminuye aun más á causa del crepúsculo, es decir, del espacio de tiempo en que, desaparecido el Sol de nuestra vista, aun nos llegan los efectos de su luz parcialmente reflejada en la atmósfera. Por esta consideración lo que llamamos noches polares no son un período de completa obscuridad, sino que los largos crepúsculos disminuyen mucho la duración de ésta. La duración del crepúsculo es tanto mayor cuanto mayor es la oblicuidad de los rayos solares; por eso crece con la latitud y con la proximidad al solsticio de invierno (ó al principio de la estación invernal si se trata del hemisferio S.). En el ecuador y, en general, en la zona tórrida se pasa casi insensiblemente del día á la noche, sobre todo cuando el Sol culmina en el zenit. En cambio, en las latitudes medias el crepúsculo astronómico dura de $1 \frac{1}{2}$ á $2 \frac{1}{2}$ horas según el paralelo y el día del año. Y en las altas latitudes los crepúsculos son

(1) En el círculo polar, en que, teóricamente, la duración del día más largo resulta de 24 horas, el Sol no se oculta totalmente desde 15 días antes del solsticio de Junio hasta 15 después.

tan largos, que en el período de máxima duración de la permanencia del Sol sobre el horizonte, empalma el crepúsculo vespertino con el matutino del día siguiente, produciendo lo que se llaman las *noches lúcidas*. En San Petersburgo, por ejemplo, que está á $59^{\circ} 57'$ de latitud N., el período de las noches lúcidas dura desde el 27 de Abril hasta mediados de Agosto.

Otra corrección á lo expuesto es la siguiente. La relación inversa que hemos mencionado entre el hemisferio del N. y el del S. para los fenómenos de iluminación es exacta en teoría, esto es, imaginando una posición determinada para la línea apsidal y la de los equinoccios y suponiendo el movimiento aparente del Sol circular y uniforme. Como este movimiento es elíptico y variado y las líneas citadas cambian de posición según luego se dirá, el resultado es que, en la actualidad, el hemisferio austral resulta menos favorecido por la luz, y los días extremos de los países circumpolares australes son más cortos y las noches extremas más largas que en los boreales.

En cuanto al calor, la temperatura de la superficie terrestre no depende exclusivamente de la perpendicularidad de los rayos en un momento dado. Si así fuera, el día más caluroso del año sería siempre el del solsticio de verano y la hora más calurosa del día las 12. Además, la primavera sería tan cálida como el verano y el otoño como el invierno, aunque con el aumento ó disminución en sentido inverso. Pero estas cosas la experiencia nos enseña que no son así y la ciencia nos ex-

plica el porqué. Aun cuando la Tierra careciese de atmósfera, siempre se cumpliría la ley física en virtud de la cual el calor recibido del Sol disminuye según aumenta la oblicuidad de los rayos, pues un mismo haz cilíndrico de éstos tiene que repartirse en la elipse formada por la intersección del cilindro con el plano oblicuo, y cuanto mayor es la oblicuidad mayor la superficie elíptica. Pero además concurre al mismo efecto la atmósfera, que absorbe una parte del calor que la atraviesa, restándosele de este modo á la superficie terrestre, y el calor absorbido es tanto mayor cuanto más espesa la capa de aire que los rayos cruzan y mayor la cantidad de polvo, vapor de agua, etc., que la impregnan; y esta capa es tanto más espesa cuanto más oblicuos son los rayos, como gráficamente lo expresa la figura 22, y tanto

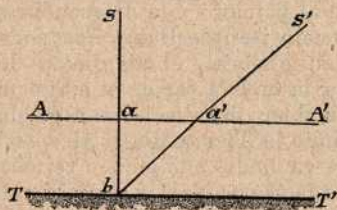


Fig. 22.

Comparando los rayos solare sab y $s'a'b$ de diferente oblicuidad, resulta que $ab < a'b$.

más impregnada de impurezas cuanto más próxima al suelo. Como la oblicuidad es máxima en el solsticio de invierno y á la salida y puesta del Sol, y mínima en el de verano y al mediodía, la sustracción de calor por absorción atmosférica concurre á au-

mentar el efecto de la oblicuidad de los rayos. Hasta aquí parece, pues, que lo que encontramos es una razón más para que el máximum de calor coincida con el solsticio de verano y la culminación del Sol, y el mínimum con el solsticio de invierno y la puesta y salida de dicho astro, y esto último durante el día y prescindiendo de la noche, en que el frío debe ser mayor aún. Pero hay otra causa que viene á modificar esto: la absorción de calor por la superficie terrestre y la radiación de la misma devolviendo el calor recibido. Si el calor recibido es mayor que el irradiado, la temperatura sigue aumentando; y si el irradiado es mayor, la temperatura disminuye. Así, á partir del solsticio de verano, la llegada de calor solar empieza á disminuir; pero como, por el mucho tiempo en que dura el día y el poco que dura la noche, la irradiación es pequeña, el balance entre aporte y pérdida es favorable al primero y la diferencia va creciendo aún unos veintitantos días, y entonces es cuando se alcanza, en general, el máximum de temperatura (1). Por la misma razón el mayor calor no se siente á las doce del día, sino algo después. En cambio, cuando la Tierra llega al solsticio de invierno, lleva ya medio año menos veintitantos días perdiendo cada vez más calor y recibiendo cada vez menos, y, aunque desde entonces empieza á recibir más, como lo largo de las noches ofrece un gran margen á la irradiación, la temperatura sigue aún disminuyendo por punto general veinte ó más días. Y por la misma razón tampoco, dentro de un mismo día, se suele registrar la temperatura más baja á las doce de la noche. Así se comprende que se

(1) El día preciso de este máximum varía según las circunstancias locales.

haya hecho empezar el invierno y el verano con el solsticio y no de modo que éste quedara en medio como parecía natural desde el punto de vista meramente astronómico.

Otra causa podría influir, é influye necesariamente, en el calor que nuestro planeta recibe del Sol: la distancia; pues, según la Física, las cantidades de calor que reciben de un mismo foco varias superficies iguales y simétricamente dispuestas con relación á él, son inversamente proporcionales al cuadrado de las distancias. De modo que llamando T_f la cantidad de calor que la Tierra recibe en el afelio, y T_p la que recibe en el perihelio, se tiene (según las cifras atrás insertas):

$$T_f : T_p :: 146.504^2 : 151.496^2.$$

De modo que el calor en el perihelio es:

$$T_p = \frac{T_f \times 151.496^2}{146.504^2};$$

ó sea $\frac{151.496^2}{146.504^2}$ veces mayor que en el afelio.

Pero, en cambio, como se desprende del examen de la figura 21, la semielipse á cuya mitad corresponde el perihelio, es menor que la otra en cuya mitad está el afelio, y no sólo eso, sino que, según las leyes de KÉPLER, la primera es recorrida más de prisa por la Tierra, que alcanza el máximum de velocidad de traslación en el perihelio, y la segunda con menor velocidad, que llega al mínimum en el afelio.

De modo que en el hemisferio del N. el otoño y el invierno son las estaciones más cortas: en ellas

se pasa más cerca del Sol, pero se pasa más de prisa, sus rayos se reciben más oblicuos, durante menor número de horas al día, disminuidos del calor perdido al atravesar mayor espesor atmosférico, y dejando las largas noches gran margen á la irradiación terrestre; y así el 2 de Enero, aunque la Tierra llegue precisamente entonces al perihelio, cae en pleno invierno, entre el solsticio y el día más frío. En la primavera y el verano la Tierra pasa más lejos del Sol, pero recorriendo un camino más largo, y recorriéndolo más despacio, y con mayor número de horas de luz diarias, de modo que, por estas tres razones, su exposición al Sol es mucho mayor: además, los rayos de éste caen más verticalmente, de modo que á igual haz y cantidad de calor corresponde menor superficie para recibirlo, y atravesando menor espesor de atmósfera sufren por parte de ésta menor absorción; y, por fin, las pérdidas por radiación terrestre son menores puesto que lo son las noches. Así se comprende que el 5 de Julio, no obstante estar la Tierra en el afelio, se halle próximo al día del solsticio de verano y hasta sea más caluroso que él.

En el hemisferio del S. las primaveras y los veranos coinciden con las estaciones septentrionales de igual nombre en la mayor duración de las horas de Sol y en la menor oblicuidad de los rayos de éste; como el otoño é invierno del S. coinciden con los del N. en los fenómenos opuestos; pero en cuanto á los demás, ocurre á la inversa. En la primavera y verano del S. la Tierra está más próxima al Sol, pero lo está menos tiempo, porque los trayectos de esas estaciones son los más cortos y la Tierra lleva en ellos más velocidad; y en el otoño é invierno (también australes), es decir, en las estaciones de noches largas y días cortos, la Tie-

rra recorre un espacio mayor y con más lentitud, manteniéndose más lejana del Sol.

El cálculo ha llevado, sin embargo, á establecer que estas condiciones opuestas se compensan entre sí; de modo que, al cabo del año, el hemisferio del N. ha recibido del Sol la misma cantidad de calórico exactamente que el del S.

En cuanto á la velocidad de traslación de la Tierra por término medio, es fácil calcularla: no hay más que dividir los 936.250.000 Km. del perímetro de la eclíptica por el tiempo que la Tierra tarde en recorrerla, que es un año [= $365 \frac{1}{4}$ días (1)]. Reduciendo los días á segundos resulta dicha velocidad media igual á

$$\frac{936.250.000}{31.557.600} = 29 \text{ Km '6 por segundo.}$$

Mediante cálculos más delicados ha sido hallada la máxima (en el perihelio) de 30'1 y la mínima (en el afelio) de 29'1.

Por fin, la velocidad angular se halla dividiendo, no los kilómetros del perímetro de la eclíptica, sino sus 360° por el mismo divisor y, reducido éste á minutos de tiempo y el dividendo á segundos de grado, resulta la citada velocidad angular:

$$\frac{360^{\circ}}{365 \cdot 25 \text{ d.}} = \frac{1.296.000''}{525.960 \text{ m.}} = 2''46 \text{ por minuto.}$$

(1) Más exactamente, 365^a 6^a 9^m 10^s solares medios.

La actual duración de las estaciones se ha calculado en las cifras siguientes:

Primavera	=	92 ^d 20 ^h	}	186 ^d 11 ^h
Verano	=	93 ^d 15 ^h		
Otoño	=	89 ^d 19 ^h	}	178 ^d 19 ^h
Invierno	=	89 ^d 0 ^h		
Exceso del semestre estival				7 ^d 16 ^h

Hemos dicho «la *actual* duración», lo que da á entender que no siempre ha sido y será como ahora. Veamos por qué.

Precesión de los equinoccios y revolución de la línea apsidal

Además del de rotación sobre su eje y del de traslación alrededor del Sol, la Tierra tiene otros movimientos que complican grandemente la resultante general. Algunos de éstos son causados por la atracción que sobre nuestro globo ejercen el Sol, la Luna ó los planetas, y que, debido al abultamiento ecuatorial del geóide y á su inclinación respecto de la eclíptica, da resultados especiales. Entre esta clase de movimientos tienen gran interés y son concurrentes en sus efectos la precesión de los equinoccios y la revolución apsidal.

Si se toman de tiempo en tiempo las ascensiones rectas y las declinaciones de las estrellas, se observa que, si bien muy lentamente, las primeras van aumentando y las segundas varían también aunque en cantidades insignificantes. La apariencia es de un movimiento general de las estrellas girando paralelamente á la eclíptica, alrededor de

un eje perpendicular á este plano, y de Occidente á Oriente. Mas como este movimiento no tendría explicación y contradeciría por completo á todas las verdades adquiridas sobre la naturaleza de la Tierra, de nuestro sistema solar y de las estrellas, fuerza es considerar como real el fenómeno inverso, esto es, que lo que se mueve no es el conjunto del cielo de W. á E., sino el punto origen de las ascensiones rectas, al que hemos llamado punto vernal ó *gamma*, de E. á W. Y este fenómeno sí se explica perfectamente en la mecánica celeste por la atracción del Sol sobre el abultamiento ecuatorial de la Tierra y la inclinación del ecuador respecto de la eclíptica.

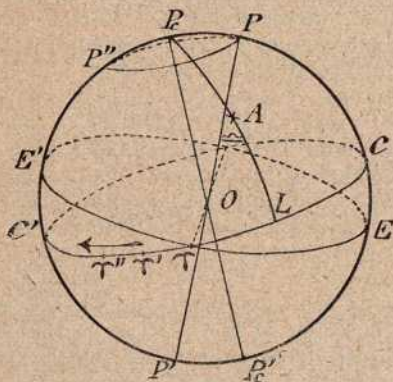


Fig. 23.

Véase la figura 23. En ella P y P' son los polos marcados en el cielo por la prolongación del eje terrestre, EE' el plano del ecuador, CC' el de la eclíptica, y Pc y Pc' los extremos del eje perpen-

dicular á ésta, ó polos de la eclíptica. El hecho que muestra la observación es que, con el andar del tiempo, la longitud celeste de un astro cualquiera, A por ejemplo, que al principio era γL , va siendo sucesivamente $\gamma' L$, $\gamma'' L$, $\gamma''' L$, etc., y que con todas las estrellas va sucediendo lo mismo, siendo por lo tanto necesario suponer un movimiento general de las estrellas en el sentido γ á L (cosa inexplicable), ó un movimiento del punto γ en el sentido γ á γ''' , fenómeno explicable por la atracción solar, el abultamiento ecuatorial de la Tierra y el ángulo formado por los planos del ecuador y la eclíptica. Por el concurso de estas tres causas el polo P describe lentamente un círculo alrededor del P_c de la Eclíptica, de modo que el eje PO forma un cono en derredor del $P_c O$. Pero el plano $E'E$ se sigue manteniendo siempre perpendicular al eje PP' como el $C'C$ fijo lo es al $P_c P_c'$, y la intersección de ambos, ó línea equinoccial, perpendicular, por lo tanto, á PP' y á $P_c P_c'$ y por consiguiente al plano POP_c formado por ambos ejes. Pero, como por el movimiento cónico de PP' , el plano POP_c va variando de posición, la línea tiene que variar también girando alrededor de O y de modo que el punto γ pase á tomar sucesivamente las posiciones γ' , γ'' , γ''' , etc. Volvamos ahora á la figura 21. En ella una flecha de puntos colocada junto á la posición de la Tierra en γ en 21 de Marzo, indica este movimiento del punto vernal en dirección contraria al sentido en que la Tierra va por su órbita. Por eso el fenómeno se llama *retrogresión del equinoccio*. Pero como la Tierra efectúa su revolución en sentido inverso, según indican las flechas de línea entera, cada año la Tierra encontrará el punto vernal un poco antes de haber terminado el recorrido completo de su órbita; y de

aquí que el fenómeno se llame también *precesión del equinoccio ó de los equinoccios*.

Para averiguar cuánto vale anualmente este retroceso del punto γ no hay más que tomar la longitud celeste de una estrella con ciertos años de intervalo, restar una longitud de otra y dividir la diferencia por el número de años. Las observaciones y cálculos han encontrado como valor de la precesión anual la cifra $50''2$ (1). Sabiendo esto y suponiendo el movimiento uniforme, fácil es calcular en cuánto tiempo el punto γ recorrerá, en virtud de su retrogradación, la órbita entera; pues podemos formar la proporción:

$$50''2 : 1 \text{ año} :: 360^\circ : x \text{ años.}$$

De donde, reduciendo los 360° á segundos, resultaría:

$$x = \frac{1.296.000}{50'2} = 25.816 \text{ años;}$$

no tomando en el denominador más que una cifra decimal.

Las consecuencias de este movimiento resultan muy interesantes.

En primer lugar, puesto que hemos considerado el período de revolución de la Tierra como unidad de medida para el tiempo llamándole año, nos vemos en la necesidad de aclarar y precisar bien este concepto, puesto que la vuelta completa de 360° no coincide con el regreso al punto vernal. Si para determinar el año nos referimos al punto

(1) Para 1907, y según el Observatorio de Madrid, $50''2591$.

vernal, siendo por lo tanto esta cantidad de tiempo la transcurrida entre dos pases aparentes y consecutivos del Sol por dicho punto, el año se llama *tropical*; si, por el contrario, consideramos la vuelta del Sol á la posición de partida, tomando como base de comparación una estrella, el año se llama *sidéreo*. El año *tropical*, según lo expuesto sobre la precesión de los equinoccios, es más corto que el *sidéreo*.

La diferencia entre uno y otro es muy fácil de calcular. En el año *sidéreo* recorre la Tierra 360° ; pero como la retrogresión del equinoccio vale $50''2$, en un año *tropical* no recorrerá más que $360^{\circ} - 50''2$. Haciendo la proporción entre recorridos y duraciones se encuentra que la del año *sidéreo* es unos 20 minutos mayor que la del *tropical*.

El valor de éste es de 365^d2422 ; es decir, que el año *tropical* no tiene un número exacto de días; y como nos sería muy incómodo empezar cada año á contar el principio de los días á una hora diferente, hemos ideado, para nuestros usos, un año convencional, que hemos llamado *civil*. El fundamento de esta consideración es que, con un error menor de un cuarto de milésima, la duración del año *tropical*, puede expresarse, por el sistema de las fracciones ordinarias, así:

$$365 \text{ días} + \frac{1}{4} - \frac{3}{400}.$$

Si el año *civil* constase siempre de 365 días, las diferencias entre él y el *tropical*, igual cada año á $\frac{1}{4} - \frac{3}{400}$, se irían acumulando. Para que desaparezca el error del $\frac{1}{4}$, cada cuatro años se añade

un día más, formándose así el año bisiesto de 366 días. Con esta reforma, llamada *Juliana* por haber sido introducida por Julio César, el año 46 a. J.-C., en cada grupo de cuatro años queda eliminado el error $+\frac{1}{4}$. Sin embargo, quedaba el error $\frac{3}{400}$ que fué salvado mediante otra reforma decretada en la segunda mitad del siglo XVI por el papa Gregorio XIII, y que por eso se llama reforma gregoriana. Mediante ella cada cien años deja uno (el que termina en dos ceros) de ser bisiesto, con lo cual se hace la corrección:

$$-\frac{1}{100} = -\frac{4}{400}.$$

Y además se exceptúa de la excepción anterior el año divisible por ciento cuyas centenas lo sean por cuatro (v. gr. el 1.600, el 2.000, etc.); con lo cual se hace la corrección:

$$+\frac{1}{400}.$$

Y entre ésta y la anterior resulta que la corrección total introducida por la reforma juliana es

$$-\frac{4}{400} + \frac{1}{400} = -\frac{3}{400},$$

que es la que quedaba por hacer en el calendario juliano.

Otra consecuencia importante de la precesión de los equinoccios es que, toda vez que el eje te-

terrestre va describiendo lentamente un cono en torno del de la eclíptica, el polo de la Tierra va apuntando á regiones del cielo siempre diferentes, y, por lo tanto, el polo celeste (por el terrestre señalado) varía de posición respecto al conjunto de las estrellas. De modo que la estrella α de la *Osa Menor* que hoy llamamos *Polar*, no lo ha sido siempre ni lo seguirá siendo en lo futuro. Con efecto, el cálculo demuestra que esa estrella, 2.000 años atrás, distaba cerca de $12^{\circ} 30'$ del polo, y que no sólo se ha ido acercando desde entonces, sino que continuará la aproximación hasta el año 2095, en que la distancia entre el polo y la estrella se reducirá á $26'$, y que entonces se volverá á alejar hasta 46° . En cambio hace unos cuatro mil años la estrella más próxima al polo era el α del *Dragón*, y en lo futuro, cuando el α de la *Osa Menor* se aleje, harán sucesivamente el oficio de polares, la γ y α del *Cefeo*, la δ del *Cisne*, el α de la *Lira*, etc.

Consecuencia de la retrogresión del punto vernal es también el hecho de que, como en un día del año no ocupa la Tierra la misma posición en el espacio que en el año anterior, el Sol no aparece proyectado sobre el mismo punto del cielo en el mismo día de cada año, sino que su posición en un día dado, v. gr. en el del equinoccio de primavera, se va corriendo aparentemente de E. á W. Va variando, pues, la posición del Sol respecto de las constelaciones zodiacales para cada vuelta de la Tierra al principio de la misma estación.

Dichas constelaciones fueron ya establecidas por los griegos, y de la retrogradación del punto vernal proviene que hoy el Sol ocupe para cada principio de estación lugares diferentes de los de entonces respecto de esas constelaciones. Sin embargo, aunque éstas han seguido permaneciendo fijas

sensiblemente, los nombres de los signos se han conservado tal como estaban en la antigüedad relativamente á las posiciones del Sol, de manera que hoy los signos ya no se corresponden con las constelaciones de su nombre. Tal discordancia puede verse gráficamente expuesta en la figura 21, en que las líneas divergentes á partir del Sol indican los principios de cada signo, y las divisiones y rótulos colocados exteriormente á la órbita de la Tierra, corresponden á las constelaciones, debiendo para cada posición de la Tierra leerse unos y otras al otro lado del Sol, pues sobre ellas ó ellos se proyecta este astro visto desde nuestro globo. En cambio, la constelación marcada sobre el hemisferio obscuro de la Tierra para cada posición de ésta, es la que se ve en el zenit á media noche, pues dista 180° de la recorrida por el Sol. En tiempo de Hiparco, un siglo y medio antes de Jesucristo, la posición de la Tierra en el equinoccio de primavera correspondía á la entrada del Sol en el signo y constelación Aries. Pero según la proporción expuesta, el punto en cuestión ha retrogradado desde entonces unos 29° próximamente, como indica la flecha de puntos, de modo que hoy en dicha fecha, cuando seguimos diciendo que el Sol entra en Aries (véase la línea divergente), en realidad se proyecta junto al primer grado de la constelación Piscis (véase el rótulo exterior). Del mismo modo, cuando la Tierra está en la posición correspondiente al 22 de Junio, el Sol entra en el signo Cáncer, pero se proyecta sobre la proximidad del grado 1 de la constelación Géminis; y así sucesivamente (1). De esa inicial coincidencia

(1) Adviértase bien que en la figura 21 el punto designado con la letra γ no corresponde al principio del

del punto *gamma* con el principio de la constelación Aries, proviene que aquél se siga llamando también *punto Aries*.

Desde el momento en que este punto retrograda en la órbita de la Tierra es evidente que los puntos equinocciales y solsticiales cambian constantemente de posición respecto de los apsidales. Pero á ello contribuye aún el hecho de que la línea apsidal está sujeta por su parte, según han descubierto los astrónomos, á un movimiento giratorio en sentido directo; de modo que retrogresión del equinoccio y avance del perihelio se suman en sus efectos.

La retrogresión del punto vernal ó Aries por año, ya hemos visto que es igual á 50"2. El avance anual de los puntos apsidales se ha encontrado valer 11"7. Luego la aproximación anual del equinoccio de primavera y del perihelio, equivale á

$$50''2 + 11''7 = 61''9 = 1' 1''9.$$

Con esto, sabida la distancia del perihelio á cualquiera de los puntos equinocciales ó solsticiales en un momento dado, podemos calcular el mismo dato para cualquier año.

Dedúcese de esto que si hoy el perihelio coin-

signo Aries, sino á la posición de la Tierra cuando desde ella se ve al Sol entrar en dicho signo. En muchas figuras análogas que aparecen en libros y atlas los nombres de los signos y constelaciones que recorre el Sol se colocan entre éste y la posición respectiva de la Tierra ó detrás de la última; pero en nuestra figura sucede lo inverso, que es lo acomodado á la realidad.

cide con el principio del año, no siempre ha sucedido ni sucederá lo mismo. Hubo un tiempo en que el solsticio de invierno coincidió con el perihelio exactamente, y con este mismo punto apsidal coincidirán sucesivamente el equinoccio de primavera, el solsticio de verano, el equinoccio de otoño y otra vez el solsticio de invierno. El período de esta revolución completa es de unos 210 siglos: es decir, que durante 10.500 años el semestre estival es el más largo en el hemisferio del Norte, y durante los 10.500 años restantes es más largo en el del Sur.

La consideración del perihelio da lugar á otro año, además del sidéreo, el trópico y el civil; el año *anomalístico*, que es el intervalo entre dos pasos consecutivos de la Tierra por el perihelio, y excede al sidéreo en 4 minutos y tercio.

La Luna y la nutación

El estudio de los movimientos de la Luna corresponde á la Cosmografía ó Astronomía; pero como de ellos se derivan consecuencias de interés geográfico, v. gr. las mareas (en parte), el cómputo del tiempo en ciertos calendarios ó para ciertos efectos, y algunas modificaciones en los movimientos terrestres, no hay más remedio que hablar aquí algo del asunto, aunque sea con brevedad.

La Luna es un satélite de la Tierra, al que corresponden estos elementos astronómicos:

Distancia media de la Tierra	= 384.446 Km. (e. d. unos 60 radios medios terrestres)
Diámetro lunar medio	= 3.482 Km '06
Achatamiento polar	< 1 : 1.300
Diámetro aparente á la distancia media de la Tierra	} = 31' 3"2
Excentricidad de su órbita	= 0'0549
Semieje mayor	= 405.500 Km.?
Semieje menor	= 363.300 Km.

De acuerdo con las leyes de KEPLER, la órbita que la Luna describe girando alrededor de la Tierra, es una *elipse*: el punto de ella más próximo se llama *perigeo* y el más lejano *apogeo*.

El período de una revolución completa de la Luna de W. á E., se puede medir tomando como base una estrella ó el Sol. En el primer caso la revolución lunar se llama *sidérea*, corresponde á un recorrido de 360° y dura $27^d 7^h 43^m 11^s 254$. En el segundo caso, como en esos 27 días y pico el Sol ha avanzado también, aparentemente, hacia el E., unos 27° , la Luna tiene que recorrer un arco mayor que la circunferencia (ó *elipse*); la revolución se llama entonces *sinódica* ó *lunación*, y dura $29^d 12^h 44^m 2^s 841$. También se aplica á este período el nombre de mes lunar. Durante él la Luna se halla una vez en *conjunción* (e. d. entre la Tierra y el Sol y otra en *oposición* (e. d. la Tierra en medio). Estas dos situaciones se llaman *zizigias*, y las que distan de ellas 90° *cuadraturas*. En la conjunción la Luna se llama *nueva*: nos vuelve su hemisferio obscuro y pasa por el meridiano al mismo tiempo que el Sol. En la oposición se llama *llena*: nos muestra su hemisferio iluminado y pasa por el meridiano cuando el Sol está en el antimeridiano, esto es, á las doce de la noche.

En las cuadraturas (*cuarto creciente* y *cuarto menguante*) la Luna sólo nos muestra una parte de su hemisferio iluminado y pasa por el meridiano $\frac{1}{4}$ de día después que el Sol (en el primer cuarto) ó $\frac{1}{4}$ antes (menguante). Tales son las fases de la Luna. El mes lunar se empieza á contar desde cada *Luna nueva*, y el tiempo transcurrido (dentro de cada mes) desde ese momento se llama *edad de la Luna*.

En las zizigias Sol, Luna y Tierra, tienen sus centros en un mismo plano meridiano, de modo que si, además de eso, estuvieran en una misma recta, la Luna en conjunción produciría un eclipse de Sol, y, á su vez, se eclipsaría ella en la oposición por interceptarle la Tierra los rayos solares. Pero tal línea recta no existe, porque el plano de la órbita de la Luna no coincide con el de la órbita terrestre, sino que uno y otro forman entre sí un ángulo que varía de $5^{\circ} 0' 1''$ á $5^{\circ} 17' 35''$ en un espacio de 173 días. Los puntos en que se cruzan las dos órbitas se llaman *nodos*. Pero la *línea de los nodos* no está fija, sino que retrograda, recorriendo toda la eclíptica en 18 años y $\frac{2}{3}$ próximamente.

Ahora bien: de acuerdo con la ley general de NEWTON, la Luna, á pesar de su pequeñez, ejerce sobre la Tierra la correspondiente acción atractiva, y ésta, á causa del abultamiento ecuatorial de nuestro globo, da por resultado (por la misma razón que la acción del Sol produce el balanceo de la precesión de los equinoccios) otro balanceo menor del eje terrestre (fig. 24).

El fenómeno revelador de tal movimiento con-

siste en la ligera variación de lugar que observamos en las estrellas, las cuales avanzan hacia el polo y vuelven á retroceder hasta su primitiva posición de acuerdo con la revolución de la línea nodal. Dos astrónomos del siglo XVIII, el inglés BRADLEY y el francés LEMONNIER, fueron los que observaron este hecho y descubrieron su causa.

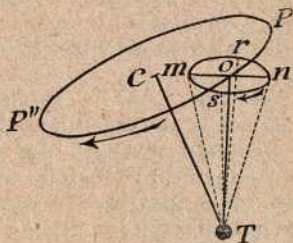


Fig. 24.

El balanceo del eje terrestre debido á tal influencia se llama *nutación* y es un movimiento que viene á superponerse al que origina la precesión de los equinoccios.

Véase la figura 24. En ella el punto T representa la Tierra; TC, es el eje de la eclíptica; PP'', es el círculo que el polo traza en virtud de la precesión de los equinoccios; To, es la dirección media del eje terrestre; mrns, la elipse que describe el verdadero polo de la Tierra en virtud de la nutación.

Sucede, pues, que la dirección verdadera del eje terrestre no es To, sino Tm, Tr, Tn, etc., sucesivamente; es decir, que dicho eje describe (en virtud de la nutación) una superficie cónica según

la elipse $mrns$, y el eje de este cono (línea ideal) es el que (en virtud de la precesión del equinoccio) describe á su vez otra superficie cónica mayor, según la trayectoria PP'' , de modo que, por efecto de la combinación de ambos movimientos, el extremo de la prolongación del eje terrestre no traza en el cielo un círculo PP'' , sino una línea sinuosa de la cual dicho círculo (ideal) viene á señalar la dirección media.

Siendo esto así, es decir, variando el ángulo CTo formado por el eje perpendicular á la eclíptica y el perpendicular al ecuador (desde CTm hasta CTn), varía también periódicamente, y por esta causa, el ángulo formado por los planos del ecuador y de la eclíptica. La desviación en uno ú otro sentido se ha calculado en $9''2$, y, por lo tanto, la oscilación total en una cantidad doble. Corrigiendo la oblicuidad de la eclíptica de esta variación, se obtiene lo que se llama *oblicuidad aparente*; y ésta debe distinguirse de la *oblicuidad media* en que sólo se tiene en cuenta la variación secular debida á la precesión de los equinoccios y que vale actualmente — $47''59$ por siglo. Así en 1907 la oblicuidad media de la Eclíptica, el 1.º de Enero, era de $23^{\circ} 27' 4''98$, y la aparente en la misma fecha, $23^{\circ} 26' 59''37$; pero el 1.º de Julio del mismo año, mientras el primer elemento no había variado sino en una pequeña fracción de segundo, la oblicuidad aparente había variado en más de un segundo pasando á $23^{\circ} 27' 0''52$.

De todo esto se deduce que tanto la oblicuidad de la Eclíptica, como la posición del punto vernal ó *gamma*, como la del polo señalado en el cielo por la prolongación del eje terrestre, varían, y como en las coordenadas que hemos llamado *ascensión recta* y *declinación* (Capítulo primero),

nos referimos á estos elementos, los valores de tales coordenadas cambiarán con el andar del tiempo. Por eso siempre que se observen debe apuntarse el momento, pues si nó el dato adquirido no tendría valor; y para determinar las posiciones de los astros hay que tener en cuenta la precesión y la nutación, así como la aberración, de que también hemos hecho referencia, lo cual se hace por medio de fórmulas que dá la Astronomía.

Otros movimientos de la Tierra

Además de los variados movimientos que se acababan de describir (rotación diurna, revolución anual, retrogresión del punto gamma, revolución apsidal, nutación y oscilación de la oblicuidad del ecuador), la Tierra está sometida todavía á otros; y de tres por lo menos se debe hacer mención.

El primero es la variación de excentricidad de la eclíptica, que ha sido calculada en -0.00000042 por año. Hoy hemos dicho que es de 0.0167 ; luego, suponiendo que la disminución haya sido uniforme, hace cien mil años la excentricidad debía ser de:

$$0.0167 + 0.00000042 \times 100.000 = 0.0587.$$

De modo que en las pasadas edades geológicas las diferencias entre la duración de las dos estaciones perihélicas y las dos afélicas, fué muchísimo mayor que en la actualidad.

Otro movimiento muy interesante de la Tierra, y que ha dado lugar á muchas discusiones, es la desviación interior del eje de rotación. Habiéndose comparado las latitudes determinadas en diver-

sas épocas para los mismos puntos, se han hallado en algunos casos diferencias, muy pequeñas sí, pero apreciables; y no cabiendo dudar de la minuciosa exactitud de las observaciones y cálculos, no ha habido más remedio que explicar el fenómeno admitiendo que el eje terrestre, y por lo tanto sus polos, sufrían pequeñas desviaciones.

El descubrimiento de este fenómeno data de poco tiempo, por lo cual aun no se han determinado ni su proceso ni sus causas, que pueden ser ya de orden cósmico, ya de orden telúrico. Lo que no cabe dudar es que si se descubriera que esta desviación de los polos se ha verificado con gran amplitud, el hecho sería de una gran trascendencia para la Geología.

Por fin, nuestro Sol no está fijo en un punto del Universo, y por lo tanto arrastra en sus movimientos á la Tierra como á todo el cortejo de planetas y satélites de que ésta forma parte.

Los astrónomos han descubierto, en efecto, que el Sol camina rápidamente hacia un punto de la constelación de Hércules, punto cuyas coordenadas son (segun SANDE-BAKHUYZEN):

$$\begin{aligned} \text{ascensión recta} &= 264^{\circ} 21' \\ \text{declinación N.} &= 30^{\circ} 3' \end{aligned}$$

CAPÍTULO III

LA REPRESENTACIÓN DE LA SUPERFICIE TERRESTRE (CARTOGRAFÍA)

Mapas y planos

El conocimiento de la superficie terrestre lleva aparejada su representación, pues ésta es la expresión de aquél. Pero esta representación no puede hacerse con las mismas dimensiones de lo representado, sino según una escala de reducción. Esta escala se expresa con un quebrado cuyo numerador es la extensión lineal de la figura tomada como unidad, y cuyo denominador es esa misma extensión en la realidad terrestre. Así, si la escala es de $\frac{1}{1.000.000}$, significará que á cada centí-

metro longitudinal del dibujo corresponderá en la Tierra una distancia de 1.000.000 cm. = 10 Km.

Ocurre, sin embargo, una dificultad. La Tierra es un globo, de modo que si hubiéramos de representar su superficie ó parte de ella con la misma forma que tiene, nos haría falta emplear también

una superficie esférica. En el caso de la representación total, aun cuando la escala no fuera más que $\frac{1}{1.000.000}$, como el diámetro ecuatorial de la Tierra es de 12.754.800 m., la esfera que construyéramos tendría que medir un diámetro de

$$\frac{12.754.800 \text{ m.}}{1.000.000} = 12\text{m } '75.$$

dimensión demasiado grande para que el globo fuera manejable con facilidad, y escala, á la vez, demasiado pequeña, para que pudiéramos representar con algún detalle cada país.

Por eso los globos ó *esferas terrestres* se construyen de pequeñas dimensiones y sólo para estudios de conjunto. Para los más detallados de una porción de la superficie terrestre se hacen representaciones parciales; y como la curvatura, si la parte representada no es muy grande, resultaría muy poco pronunciada y de molesta construcción, se ha ideado desde muy antiguo representar la superficie terrestre, aun cuando sea curva, en superficies planas, y en éstas se puede representar ya una parte del globo, ya los dos hemisferios, pues, para muchos usos, también esta representación total en un plano resulta ventajosa.

Los dibujos en que se representa total ó parcialmente la superficie terrestre se llaman *mapas* ó *cartas geográficas*, y cuando la escala es muy grande, y por lo tanto la parte representada muy pequeña, *planos*, sin que exista ningún límite definido que permita establecer dónde acaba el plano y empieza el mapa. Una representación de la planta de una ciudad, ó de unas fortificaciones, ó de unas obras hidráulicas, es un plano. Una represen-

tación de un pequeño territorio á la escala de $\frac{1}{20.000}$ ó $\frac{1}{50.000}$, por ejemplo, es también un plano ó *mapa topográfico*. En cambio, las escalas de $\frac{1}{200.000}$, $\frac{1}{500.000}$, $\frac{1}{1.000.000}$ son propias de los mapas geográficos propiamente dichos. La representación, en un papel de 1 m. ó poco más de lado, de una nación ó provincia que tenga 100.000 Km. cuadrados, es todavía un mapa. Por fin, cuando los mapas ó planos están hechos con poco detalle ó no se fundan en suficiente número de datos fidedignos y exactos, cuando tienen un carácter provisional por no existir aún un estudio previo suficientemente minucioso del país que representan, se llaman *croquis*.

Para localizar en un mapa los diferentes accidentes que caracterizan la superficie terrestre, no hay más que referirlos á sus coordenadas geográficas. Supongamos trazados, en la figura 25, varios meridianos y paralelos, cuyos grados de longitud ó latitud se indican.

Las líneas verticales son los meridianos y están trazados de 2 en 2 grados y numerados á partir de uno convencional, el de la ciudad H, que tomamos como 0. Los paralelos son las líneas horizontales y también están trazados de 2 en 2 grados siendo uno de ellos el ecuador. Las longitudes son orientales á la derecha del meridiano 0° y occidentales á la izquierda. En todo mapa se sitúa siempre el Norte arriba, el Sur abajo, el Este á la derecha del que mira y el Oeste á la izquierda. (En la Edad Media la costumbre era, por el contrario, situar el E. arriba.)

Ahora bien: trazada esa red, supongamos que queremos marcar en el mapa la ciudad A. En vir-

tud de las observaciones y cálculos previos (de lo cual se ha tratado en el CAP. I) se ha averiguado que las coordenadas geográficas del punto A son:

$$\begin{aligned}\varphi &= 0^{\circ} \\ \lambda &= 4^{\circ} \text{ E.}\end{aligned}$$

El punto que representa la ciudad A deberá situarse, por consiguiente, en la intersección del paralelo 0° que es el ecuador, y del meridiano 4° E, ó sea de las líneas mn y ab .



Fig. 25.

También puede ocurrir que la situación del punto que deseamos trazar no corresponda á una intersección de las coordenadas que figuran en nuestra red, y hasta que no se encuentre en ninguna de ellas. En tal caso se refiere á las dos más inmediatas. Supongamos que queremos señalar en el mapa el cabo c , cuyas coordenadas se han encontrado ser:

$$\begin{aligned}\varphi &= 2^{\circ} 30' \text{ N.} \\ \lambda &= 3^{\circ} \text{ W.}\end{aligned}$$

Buscamos en el mapa el cruce de coordenadas más próximo, ó sea el de 2° N. y 2° W., que es el punto x . Sobre el meridiano 2° W. tomamos $30'$ (xe) hacia el N.; y sobre el paralelo 2° , tomamos 1° hacia el W. (xf). Trazamos el meridiano correspondiente al punto f y el paralelo correspondiente al punto e (las líneas de puntos) y en la intersección de ambos situaremos el punto c .

De la misma manera procederemos para trazar todo el resto de la figura. Así, determinando los puntos c, c', c'', c''', c'''' , etc., trazaremos la línea de la costa kl ; determinando los puntos h, h', h'', h''', h'''' , etc., podremos trazar el río que pasa por las ciudades H y A; y así sucesivamente.

De modo que la cuestión previa que hay que resolver para dibujar mapas, es trazar la red de las coordenadas geográficas (meridianos y paralelos), y éste es el problema fundamental de la *Cartografía*.

Vamos á ver cómo se resuelve.

Desde luego se echa de ver que es absolutamente imposible trazar esta red de acuerdo absoluto con la realidad; puesto que el mundo tiene forma esférica y el mapa es plano; y estas dos formas no son reversibles. Tenemos que contentarnos, pues, con una aproximación.

Para ello se nos ofrecen dos medios:

1.º Representar la superficie esférica en otra de curvatura más sencilla y desarrollar luego ésta en plano.

2.º Proyectar directamente la superficie de la esfera en un plano, según las enseñanzas de la Geometría descriptiva.

El primer medio nos dará las *representaciones por desarrollo*; el segundo las *proyecciones planas*.

Representaciones por desarrollo

Hay dos cuerpos redondos cuyas superficies curvas son desarrollables y dan un plano: el *cilindro* y el *cono*. Estas dos superficies son las que tomaremos como intermediarias, y advertimos de antemano que siempre que hablemos de *cilindro* y de *cono* entenderemos que se trata de los rectos.

Las representaciones que por intermedio de un cilindro ó de un cono dibujamos, se llaman también *proyecciones*, aunque, en tal caso, esta palabra no tiene el sentido riguroso que en el caso de las proyecciones planas.

Un cilindro, en contacto con una esfera, puede ser tangente ó penetrante. En el primer caso el cilindro sólo tocará á la esfera según un círculo, y este círculo ha de ser máximo. En el segundo la superficie cilíndrica cortará dos veces á la esférica, y las intersecciones serán dos círculos paralelos entre sí y á las bases del cilindro, pero no podrá ser máximo ninguno de los dos.

Empecemos, pues, por suponer un cilindro tangente á la esfera terrestre, de modo que los ejes de ambas figuras coincidan. El del cilindro pasará así por los polos terrestres, y la superficie terrestre será tangente al cilindro según el ecuador. Este círculo será, pues, común á la esfera y al cilindro. Los demás paralelos se proyectarán en la superficie cilíndrica como circunferencias paralelas á la

anterior. En cuanto á los meridianos, cuyos planos se cortarán en el eje común de la esfera y el cilindro, se proyectarán en la superficie de éste como rectas paralelas entre sí, perpendiculares al ecuador y demás paralelos, y sensiblemente equidistantes entre sí como lo son en el ecuador de la esfera. Desarrollando, por fin, la superficie cilíndrica, tendremos una red plana en que las dos series de coordenadas geográficas estarán representadas por rectas paralelas, cortándose las de una y otra en ángulos rectos. Pero entre esta red y la de la esfera observaremos dos grandes diferencias: los meridianos, en lugar de converger en el polo, continuarán allí equidistante como en el ecuador, de modo que el polo no estará representado por un punto, sino por una línea tan larga como el ecuador mismo; los paralelos no se manifestarán segmentando distancias casi iguales en los meridianos (como en la esfera sucede), sino que los segmentos de éstos irán disminuyendo rápidamente de valor lineal desde el ecuador á los polos. De modo que la red así trazada, no será semejante á la esférica, sino en el ecuador, y sólo será muy aproximada á ella en las inmediaciones de esta línea.

Por eso tal sistema de representación no conviene más que á países atravesados por el ecuador ó próximos á él. Para aplicarla á ellos no se construye exactamente como lo hemos indicado, que es como correspondería á la verdadera proyección de la red esférica en la superficie cilíndrica; sino que se pueden trazar directamente las series de coordenadas de modo que los paralelos guarden entre sí la misma distancia que los meridianos, que es lo que sensiblemente ocurre en las inmediaciones del ecuador. Así se evita que, al sepa-

rarse de esta línea, vayan resultando los grados de meridiano menores que los de paralelo (que es lo inverso de la realidad) y se remedia en parte la deformación de los países representados. La equidistancia según la cual se han de trazar meridianos y paralelos, se encuentra dividiendo la real de los meridianos en el ecuador por el denominador de la escala que se adopte.

Claro está, según lo que se ha dicho en el capítulo primero sobre la verdadera forma de la Tierra, que ni todos los grados del ecuador son matemáticamente iguales en valor lineal, ni mucho menos todos los de meridiano, ni el primer grado de los meridianos es igual exactamente á un grado del ecuador. Pero en la reducción estas diferencias descienden á un minimum despreciable. Así, entre un grado de ecuador (111Km'31) y el grado 0 á 1 de meridiano (110Km'56) hay una diferencia de

$$0\text{Km}'75 = 750.000 \text{ mm.}$$

Pero si la escala del mapa es de $\frac{1}{10.000.000}$, por ejemplo, la diferencia en el dibujo se reduciría á

$$\frac{750.000 \text{ mm.}}{10.000.000} = 0\text{mm}'075,$$

es decir, menos de una décima de milímetro.

Esta proyección, llamada *cuadrática* (y que puede verse en la figura 25), es isogónica; puesto que, en ella, meridianos y paralelos siguen siendo perpendiculares entre sí; y es sensiblemente equidistante sólo en el ecuador y en los meridianos. En cambio, en los demás paralelos (que en la reali-

dad disminuyen hasta reducirse á 0 en los polos) las distancias se exageran en longitud tanto más cuanto más nos alejamos del ecuador; de modo que tampoco la representación es equivalente, es decir, que las áreas comprendidas entre los segmentos de las coordenadas del mapa no son proporcionales á las de la realidad. Es decir, que figuras y áreas se deforman y alteran tanto más cuanto más se alejan del ecuador, y corresponden más á la realidad cuanto más próximas á él están. Por eso, según acabamos de decir, esta clase de representación es útil para los mapas de países atravesados por el ecuador ó muy inmediatos á él y poco extendidos en el sentido de los meridianos, no resultando inconveniente el que lo sean mucho en el sentido de los paralelos. Puede, pues, aplicarse, por ejemplo, á los mapas del curso del río Amazonas, de la república del Ecuador, de las Islas de la Sonda, etc.

Supongamos ahora que deseamos obtener la equidistancia, no en el ecuador, sino en otro paralelo que nos interese más, porque sea el paralelo medio del mapa.

En este caso, en lugar de imaginar un cilindro tangente, lo imaginamos penetrante de modo que coincida con la superficie esférica á lo largo del paralelo en cuestión. Las distancias entre los paralelos continuarán como en el caso anterior (es decir, que disminuirán del ecuador hacia los polos si proyectamos verdaderamente las líneas de la superficie esférica en la cilíndrica, ó permanecerán iguales si acudimos á lo convenido en la representación cuadrática); pero los meridianos no equidistarán proporcionalmente á lo que equidistan en el

ecuador de la esfera, sino á lo que equidistan en el paralelo común á la esfera y el cilindro. Las mallas de la red dejarán, por consiguiente, de ser cuadrados y pasarán á ser rectángulos alargados. De manera que la *red rectangular* la construiremos tomando para equidistancia entre los paralelos la real de los meridianos en el ecuador (ó, si se quiere más exactitud, la del primer segmento de meridiano á contar desde el paralelo de intersección) dividida por el denominador de la escala; y para equidistancia entre los meridianos la de éstos en el paralelo común á esfera y cilindro, dividida también, claro está, por el citado denominador. Los rectángulos de esta red resultarán alargados en el sentido de la latitud siempre que el paralelo de intersección lo tomemos desde los 7° de latitud en adelante, pues sólo en la proximidad de tal paralelo empiezan los grados de longitud á ser menores en extensión lineal que los de latitud (1).

Tal sistema puede, pues, emplearse para países que distan, por término medio, más de 7° del ecuador; pero con tal de que no avancen mucho hacia los polos, pues en esa dirección las áreas de los rectángulos van siendo mayores, y cada vez con mayor desproporción, que las de los trapecios de la superficie esférica, los cuales acaban, en el último grado de latitud, por convertirse en triángulos cuyo vértice común es el polo.

Las dos representaciones que hemos descrito coinciden en un grave inconveniente, y es que en

(1) Un grado del paralelo 6° tiene todavía 110.701 metros; y un grado de meridiano entre este paralelo y el de 7° no tiene aún más que 110.578.

ellas no existe proporción justa entre el grado de meridiano y el de paralelo. En la realidad, mientras los grados de meridiano permanecen sensiblemente iguales desde el ecuador al polo (pues la diferencia entre los segmentos extremos es, según la tablas, de

$$111\text{Km}'68 - 110\text{Km}'56 = 1\text{Km}'12,$$

ó, reduciendo según escala de $\frac{1}{1.000.000}$:

$$\frac{1\text{Km}'12}{1.000.000} = 1\text{mm}'12),$$

los grados de paralelo disminuyen rápidamente de valor lineal (de 111Km'31 á 0'00). Para obviar este mal, el célebre geógrafo MERCATOR ideó en el siglo XVI un ingenioso expediente: ya que no podía disminuir la longitud de los segmentos de paralelo, pues entonces el paralelismo de los meridianos desaparecería, alargó, en proporción, los segmentos de meridiano, de modo que á cualquiera latitud la relación entre grado de meridiano y grado de paralelo fuera conforme á la realidad. Para ello hizo un cálculo y dedujo lo que se llama tabla de las latitudes crecientes, en la cual se expresan las distancias á que se debe trazar del ecuador cada paralelo.

Como ejemplo insertamos algunos datos de esta tabla, expresando en kilómetros las citadas distancias, que han de medirse sobre los meridianos, y dividirse, naturalmente, al construir el mapa, por el denominador de la escala que se adopte.

φ	Distancia del paralelo al ecuador en Km.	φ	Distancia del paralelo al ecuador en Km.
1°	110'6	50°	6412'9
10°	1111'4	60°	8361'8
20°	2258'2	66° 32' 30"	9986'4
23° 27' 30"	2670'0	70°	11027'4
30°	3481'8	80°	15494'9
40°	4838'0	90°	∞

Según esta proyección están dibujados los croquis números 1, 4 y 5 que acompañan á este libro.

Con el sistema de MERCATOR los países se deforman y aumentan de extensión tanto más cuanto más se aproximan á los polos, y al polo mismo no se puede llegar nunca; porque reduciéndose allí, en la realidad, el valor del grado de paralelo á cero, el conservar la proporcionalidad exige que se dé al último segmento de los meridianos un valor igual al infinito. Pero á pesar de estos inconvenientes, la proyección MERCATOR ha sido de una gran utilidad, especialmente para la navegación. En efecto: en ésta se sigue por el mar una línea, que, necesariamente, por hallarse trazada en una superficie esférica, tiene que ser curva. Si esta curva es la menor distancia entre los puntos de partida y llegada —línea *ortodrómica* (de ὀρθός = recto y δρόμος = camino)—, estará representada por un círculo máximo, y por lo tanto, si no coincide con el ecuador ni con el meridiano, cortará á los meridianos formando con ellos ángulos desiguales: de modo que el piloto se verá obligado á cambiar el rumbo continuamente. Si se quiere evitar esto, se sigue, en lugar de la línea ortodrómica, la *loxodrómica* (λόξος = oblicuo), que es un poco más larga que la anterior, pero que presenta,

en cambio, la ventaja de formar con todos los meridianos ángulos iguales, con lo cual no es necesario en ella mudar de rumbo. Ahora bien: en la proyección MERCATOR la línea loxodrómica está representada por una recta, de modo que resulta facilísimo trazarla.

Las proyecciones cilíndricas de que hasta ahora hemos hablado se llaman puras; pero hay también otras convencionales (que se llaman igualmente *pseudocilíndricas* ó *mericilíndricas*) en las cuales se conserva de las primeras el trazado de los paralelos, que siguen siendo rectas horizontales; pero, con objeto de evitar el ensanchamiento de la red hacia los polos, se sustituyen á los meridianos rectos, paralelos entre sí y perpendiculares á los paralelos, otros curvos que se van acercando conforme se avanza hacia los polos.

A esta clase pertenecen la proyección de FLAMSTEED y la de BABINET.

En la de FLAMSTEED (fig. 26), los paralelos AA', BB', CC', DD', etc., se trazan equidistantes, como en los sistemas cuadrático y rectangular. El meridiano central mm' , es también una recta y perpendicular á los paralelos; pero los demás ya no lo son. A partir de mm' se subdivide cada paralelo en segmentos, aa' , $a'a''$, ...; bb' , $b'b''$, ...; cc' , $c'c''$, ...; etc., proporcionales á la realidad según la extensión lineal del grado en cada uno; y luego se reúnen los puntos en ellos marcados, formando las curvas $a'b'c'd'$, $a''b''c''d''$, etc., que son los demás meridianos. Estas curvas se llaman sinusoides, por lo cual la proyección recibe el nombre de sinusoidal.

Esta proyección es equivalente, y es equidistan-

te en los paralelos; pero no es isogónica, y según nos alejamos hacia el E. ó el W., los ángulos de los trapecios se van apartando cada vez más de la realidad. En cambio permite representar todo un hemisferio y hasta hacer un *mapamundi*. En cuanto á representaciones parciales, es útil para las de los países próximos al ecuador ó atravesados por él, especialmente si son poco extendidos



Fig. 26.

relativamente en longitud, aun cuando lo sean algo más en latitud. Por eso se suele usar con frecuencia en los atlas para los mapas de Africa ó de América del Sur. Es, pues, de una aplicación más amplia que las proyecciones cilíndricas puras.

En la proyección de BABINET, los meridianos son elipses; y, para obtener así la equivalencia de las áreas de los trapecios, los paralelos no se trazan equidistantes, sino que se separan desigualmente según una fórmula. Como ejemplo transcribimos algunos de los resultados á que con ella se llega, en forma de tabla, en la cual suponemos la distancia del polo al ecuador, medida sobre el meridiano central (siempre línea recta), igual á 1.

φ	Distancia del paralelo al ecuador	φ	Distancia del paralelo al ecuador
10°	0'137	50°	0'651
20°	0'272	60°	0'762
23° 27' 30"	0'358	66° 32' 30"	0'829
30°	0'404	70°	0'862
40°	0'531	80°	0'945

Esta proyección tiene, poco más ó menos, las mismas ventajas y aplicaciones y los mismos inconvenientes que la anterior. Nótese que con ella puede representarse también no sólo un hemisferio sino los dos enteros, convertido el conjunto en una elipse. Para conseguirlo no hay más que trazar el meridiano medio = 2 y en su punto medio una perpendicular á él (el ecuador) = 4, ó, lo que es lo mismo, de modo que cada uno de sus dos segmentos (uno al E. y otro al W. del ecuador) sea = 2. Entre las dos mitades de segmento inmediatas al meridiano medio quedará comprendido un hemisferio; y el otro se repartirá entre las dos mitades extremas; quedando así las figuras tanto más deformadas cuanto más se alejan del meridiano medio y del ecuador, deformación característica, por lo demás, de todas las proyecciones cilíndricas convencionales.

Sistema cilíndrico convencional ó pseudocilíndrico, es el empleado en los croquis 2 y 3 de este libro.

Las proyecciones cónicas se llaman así porque en ellas es un cono (y no un cilindro) la superficie desarrollable intermedia de que nos servimos. La superficie cónica la supondremos dispuesta

(como hemos hecho antes con la cilíndrica) de modo que el eje del cono y el de la esfera formen una misma recta; y podrá ser tangente á la esfera (CH, fig. 27) según un paralelo cualquiera excepto el ecuador (porque en este caso los lados del cono serían paralelos, lo cual es absurdo), ó penetrante (c'L) según dos paralelos. En el primer caso se elige como paralelo de tangencia el paralelo medio del mapa. En el segundo caso se eligen como paralelos de intersección (a y b), cuyas latitudes son respectivamente φ' y φ'' , los dos extremos del mapa ó dos intermedios equidistantes del paralelo medio y del extremo respectivo.

Como ejemplo explicaremos la manera de construir una red por desarrollo cónico eligiendo el primer caso. Lo primero que deberemos trazar es una recta vertical que será el meridiano central del mapa, el cual habrá de quedar dividido en segmentos de un grado, dos, tres ó más, como se desee, proporcionales á la realidad según la escala. Como los meridianos son todos convergentes, dedúcese que el centro común de los paralelos ha de encontrarse en la prolongación del meridiano trazado. Pero ¿con qué radio deberemos trazar el paralelo medio?

Para determinarlo fijémonos en la figura 27. En ella, A representa la posición de este paralelo medio, cuya latitud es φ , representando EE' el plano del ecuador; O es el centro de la esfera; C el vértice de cono; CO, por lo tanto, el eje común de ambas figuras; y CH el lado del cono tangente á la esfera en el paralelo A. Lo que necesitamos es determinar el valor de CA en función de la latitud φ , que es el único dato conocido además del radio del globo.

Para ello fijémonos en que el triángulo OAC es

rectángulo, pues toda tangente (CH) es perpendicular al radio (AO) trazado desde el punto de tangencia. Por otra parte, la Trigonometría enseña que en todo triángulo rectángulo, un cateto es igual al otro cateto multiplicado por la tangen-

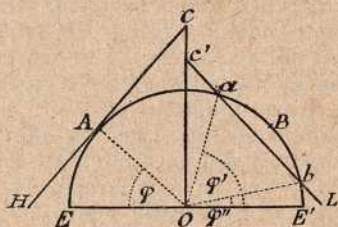


Fig. 27.

te del ángulo opuesto al primero. Luego, en el triángulo OAC, tendremos:

$$AC = AO \times \operatorname{tg} AOC.$$

Pero AO es el radio terrestre, que podemos designar por ρ y cuyo valor hemos aprendido á conocer en el CAP. I; y, como la tangente de un arco es igual á la cotangente del complementario, y AOC tiene por complementario á φ , la fórmula anterior se nos convierte en

$$AC = \rho \cot \varphi,$$

con la cual podemos resolver el problema cartográfico propuesto; pues sabemos que

$$\rho = 6.370 \text{ Km.},$$

y el valor de $\cot \varphi$ lo hallaremos en las tablas trigonométricas para cada caso. Dividiendo ahora el valor de AC por el denominador de la escala, tendremos el radio buscado. Para generalizar podemos llamar á éste R y al denominador de la escala D; y establecer la fórmula:

$$R = \frac{6.370 \text{ Km.} \times \cot \varphi}{D}.$$

Partiendo, pues, del punto señalado en el meridiano medio para intersección con él del paralelo medio, tomaremos sobre dicho meridiano y en dirección al polo del hemisferio correspondiente, una distancia igual á R, y el punto que la señale será el centro común de los paralelos.

Una vez trazados los arcos de círculo, se divide el paralelo medio, á partir del meridiano medio, á la derecha y á la izquierda, en segmentos de 1° , 2° , 3° , etc. (según se haya hecho al segmentar el meridiano medio), cuyos valores lineales pueden ser los verdaderos en la esfera divididos por el denominador de la escala. Por fin, las rectas que unen dichos puntos con el centro común serán los demás meridianos que faltaba trazar.

En la figura 28 representamos una proyección de este género. En ella los meridianos y paralelos se han trazado de 5 en 5 grados. El meridiano medio es *mn*. El paralelo medio ha resultado ser el de 45° N.; de donde

$$R = \frac{6.370 \text{ Km.} \times \cot \varphi}{D} = \frac{6.370.000 \text{ mm.} \times 1}{D}.$$

Esta proyección es equidistante en los meridianos y en el paralelo medio, pero no es isogónica

ni equivalente, y las deformaciones de las figuras son tanto mayores cuanto más nos vamos alejando del paralelo medio. Como éste no puede ser nunca el ecuador, resulta que, en general, tanto ésta como las demás proyecciones cónicas resultan apropiadas para representar países de latitud media, como Alemania, Estados Unidos, la República Argentina, etc.

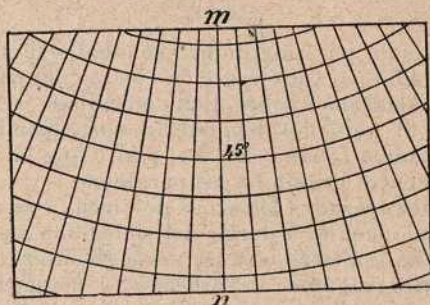


Fig. 28.

Existen, efectivamente, otras muchas proyecciones cónicas además de la sencilla descrita y representada en la figura 28. Cada una de ellas está determinada por dos elementos: 1.º los radios de los paralelos; 2.º los ángulos que hayan de formar entre sí los meridianos. Estos elementos pueden variar, y la conveniencia de elegir unos valores ú otros para cada caso, dependerá de la posición geográfica del país que ha de representarse; pues el objeto que se ha de perseguir al elegirlos, es obtener el *mínimum* de deformación ó *anamorfosis*.

Por fin, en lugar de un solo cono, como superficie intermediaria, se pueden tomar varios secantes ó tangentes á diversas latitudes, con lo cual los paralelos del mapa seguirán siendo círculos; pero dejarán de ser concéntricos, si bien los centros continuarán situados en la prolongación del meridiano central. En este caso la proyección se llama *policónica*.

La falta de proporcionalidad en las distancias sobre los paralelos que presentan las proyecciones cónicas puras se remedia, como en las cilíndricas, por medio de un procedimiento convencional: se conservan los paralelos circulares y concéntricos; pero los meridianos, exceptuando el medio, se convierten en curvas. En este sentido está concebida la proyección convencional de BONNE, que viene á ser dentro de las cónicas lo que la de FLAMSTEED en las cilíndricas (1). Se trazan el meridiano medio y los paralelos circulares como en el caso de la figura 28; pero luego estos últimos se segmentan, á partir del meridiano, proporcionalmente á las distancias reales según la escala; y por fin se reúnen los puntos marcados mediante curvas, que son los meridianos.

Tanto las proyecciones cónicas convencionales como las puras presentan un grave inconveniente en la práctica; y es que, por poco grande que sea la escala adoptada, el centro de los paralelos re-

(1) Aunque esta proyección lleva el nombre de BONNE, fué inventada ya por PTOLOMEO y perfeccionada por MERCATOR.

sulta muy alejado del centro del mapa, de modo que para trazar aquéllos hacen falta compases de un metro, dos ó más de abertura y tableros de exageradas dimensiones. Cuando esto ocurre, no se procede según acabamos de explicar, sino que se determinan los elementos de la construcción, ya por medio de fórmulas, ya por procedimientos gráficos. Sirva de ejemplo el procedimiento representado en la figura 29.

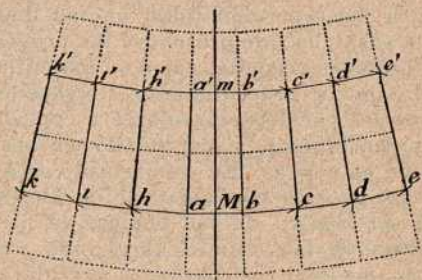


Fig. 29.

Una vez trazado el meridiano medio (una recta vertical) y segmentado proporcionalmente á las distancias reales según la escala, elegimos dos paralelos intermedios (que en la figura corresponden á las latitudes indicadas M y m), los cuales conviene que sean equidistantes del paralelo medio. Por los puntos M y m trazamos dos rectas ab y $a'b'$ perpendiculares al meridiano medio, rectas que han de representar los segmentos centrales de los citados paralelos. En ellas se toman valores longitudinales proporcionales á la realidad. Es decir, que si los meridianos se han de trazar de 5 en 5

grados, por ejemplo, y M señala la latitud 20° N., ab será igual al valor lineal de 5 grados del paralelo de 20° de latitud, dividido por el denominador de la escala; y si m representa la latitud 30° N., $a'b'$ será igualmente proporcional al valor lineal de 5 grados del paralelo de 30° . Las distancias se toman por mitad á cada lado de los puntos M y m , de modo que el meridiano central sea perpendicular á ab y $a'b'$ en sus puntos medios respectivos.

Uniendo a con a' y b con b' obtendremos el trapecio $a'b'ba$, en el cual las bases son segmentos de los arcos de paralelo, y los lados $a'a$ y $b'b$ partes de meridiano.

Haciendo ahora centro en b tracemos un arco pequeño con el radio $bc = ba$; y desde el punto b' otro con el radio $b'c = a'b$. Ambos arcos se cortarán en un punto que llamaremos c . Tracemos análogamente otros dos arcos: uno desde b' como centro con el radio $b'c' = b'a'$; y otro desde b como centro con el radio $bc' = ab'$; y al punto de intersección de los dos arcos llamémosle c' . Uniendo los puntos c' y c entre sí, y con los b' y b respectivamente, obtenemos el cuadrilátero $b'c'cb$.

Ahora bien: de las igualdades

$$\begin{aligned} b'c' &= a'b' \text{ (por construcción),} \\ bc &= ab \text{ (idem id.),} \\ b'c &= a'b \text{ (idem id.),} \\ bc' &= ab' \text{ (idem id.),} \\ a'b &= ab' \text{ (por ser el trapecio isósceles),} \end{aligned}$$

se deduce que $b'c'cb$ es también un trapecio é igual á $a'b'ba$. Llamando x al punto situado fuera de la carta en que deben encontrarse las rectas $a'a$ y $b'b$, y x' á aquel en que se encuentren las rectas

$b'b$ y $c'c$, resulta, deducida de la igualdad de los trapecios, la de los triángulos isósceles

$$axb = bx'c.$$

Pero en estos triángulos el vértice b coincide y el lado común que de este vértice parte hacia el N. sigue, por serlo, una misma línea recta; luego los vértices x y x' coincidirán también. Luego c es punto del círculo que pase por a y b ; y c' punto del que pase por a' y b' .

Del mismo modo que el $b'c'cb$, seguimos construyendo los trapecios $c'd'dc$, $a'h'ha$, $h'i'ih$, etc., y de su consideración deducimos que los puntos d' , c' , b' , a' , h' , i' , etc., equidistan del centro x , y los d , c , b , a , h , i , etc., por su parte, equidistan también. Hemos hallado, pues, una serie de puntos k' , i' , h' , a' , b' , c' , etc., y k , i , h , a , b , c , por los cuales podemos trazar los paralelos intermedios.

Esta construcción, según la cual el cono es penetrante y no tangente, supone, sin embargo, que la escala sea suficientemente grande ó los arcos segmentados de amplitud suficientemente pequeña, para que éstos puedan confundirse sensiblemente con sus cuerdas.

Una vez trazados los meridianos (rectas aa' , bb' , cc' , etc., prolongadas) y los paralelos elegidos ($k'i'h'a'b'c'd'e'$ y $kihabcde$), los demás paralelos se trazan paralelamente á éstos por los puntos que segmenten en los meridianos distancias iguales entre sí.

De todo lo dicho resulta que las proyecciones ó representaciones por desarrollo, pueden clasificarse de esta manera:

Representaciones por desarrollo.	{	<i>Cilíndricas.</i>	{	<i>Puras.</i> (Los meridianos son rectas verticales.)
		(Los paralelos son rectas horizontales.)		<i>Convencionales.</i> (Los meridianos son curvas.)
	{	<i>Cónicas.</i>	{	<i>Puras.</i> (Los meridianos son rectas convergentes.)
		(Los paralelos son arcos de círculo.)		<i>Convencionales.</i> (Los meridianos son curvas.)

Proyecciones planas

En éstas no nos servimos de ninguna superficie intermedia, sino que proyectamos directamente la superficie esférica en un plano, según los principios de la Geometría Descriptiva. Cuando se procede así rigurosamente, la proyección se llama *azimutal*. En ella suponemos el plano tangente á la esfera en un punto cualquiera y éste pasa á ser el central del mapa. Las directrices que forman desde este punto como centro los ángulos consecutivos ó azimutes, en la esfera son arcos de círculo máximo y en el plano se convierten en rectas; todos los puntos equidistantes del central, forman, lo mismo en la esfera que en el plano, círculos concéntricos; y el meridiano medio, como coincide con una de las directrices, es siempre una recta.

Si el punto de tangencia (ó central del mapa) es un polo, la proyección se llama *polar*; si está en el ecuador, se llama *ecuatorial*, ó también *meridiana*; y, por fin, si el punto está entre el ecuador y el polo, la proyección se llama *horizontal*, porque el límite de la figura proyectada es el horizonte racional de dicho punto.

Para efectuar la proyección podemos emplear un haz de proyectantes paralelas (proyección cilíndrica) ó divergentes desde un foco (proyección cónica), y en este segundo caso tenemos infinitos puntos para elegir como tal; pero los más convenientes son ó el centro de la esfera ó el punto de la superficie esférica opuesto al de tangencia. Por otra parte, como un cilindro viene á ser un cono

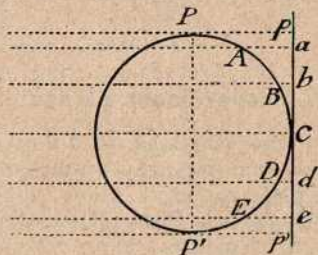


Fig. 30.

de altura infinita, podemos también considerar los rayos paralelos como divergentes desde un foco situado en el infinito; por lo cual los tres procedimientos que acabamos de citar pueden determinarse de un modo análogo por la distancia ($= d$) del foco al punto de tangencia expresada en función del radio terrestre ($= \rho$):

- 1.º $d = \infty$: *proyección ortográfica* (fig. 30).
- 2.º $d = 2\rho$: *proyección estereográfica* (fig. 31).
- 3.º $d = \rho$: *proyección gnomónica* (fig. 32).

Si en todas estas proyecciones no tuviéramos que representar sino las coordenadas azimutales,

sería sencillísima la construcción; pues bastaría, á partir del punto central, trazar ángulos consecutivos de la amplitud que se quisiera, y determinar, por todo cálculo, las distancias según las cuales debieran separarse los círculos determinadores del almucantarát, distancias que variarían según el

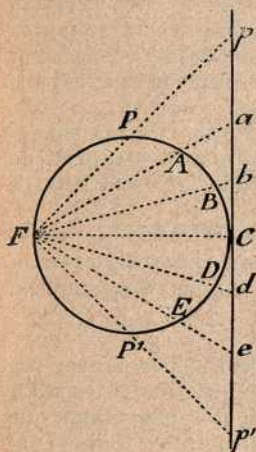


Fig. 31.

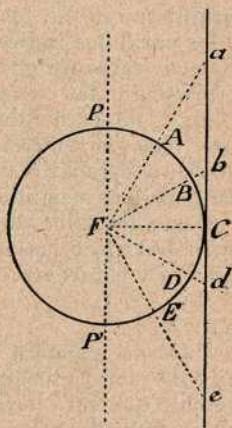


Fig. 32.

sistema de proyección: en la ortográfica disminuirían desde el centro á la periferia; y en las otras dos aumentarían, y más en la gnomónica que en la estereográfica, como se deduce del simple examen de las figuras 31 y 32 ó de la consideración trigonométrica de que dichas distancias respecto del punto central, en la proyección ortográfica crecen como los senos de los arcos, y en la gnomónica como las tangentes. Pero en los mapas que

dibujemos nos hace falta señalar las coordenadas geográficas (meridianos y paralelos), y así la proyección resulta ya más complicada. Hay un caso tan sólo en que las coordenadas azimutales coinciden con las geográficas: el caso de que la proyección sea polar. Como todos los meridianos se cortan en el polo y todos los puntos de cada paralelo equidistan de él, los meridianos forman azimutes y los paralelos indican el almucantar respectivo. Por eso estas proyecciones se emplean mucho para representar las calotas polares.

Mas, no coincidiendo el punto central con el polo, las coordenadas azimutales y las geográficas dejan de coincidir, y el trazado de éstas resulta un poco más complicado.

Como ejemplos, indicaremos el modo de construir la red en las proyecciones ecuatoriales ortográfica y estereográfica, que son las más comunes.

Para la primera empezaremos por trazar un círculo (con radio proporcional según la escala), círculo que será la proyección del meridiano que sirve de horizonte racional al punto O del ecuador elegido como punto de tangencia (fig. 33). Si desde el punto central O trazásemos los ángulos azimutales consecutivos, siendo todos de la misma amplitud, como se trata de ángulos en el centro, sus lados Oa, Ob, Oc, Od, Oe, etc., segmentarían la circunferencia en arcos iguales, que en la figura son de 15° cada uno. Podemos, pues, desde luego empezar por ahí, es decir, dividir toda la circunferencia en arcos de 15°, é indicar la latitud de cada punto, como aparece en la figura en el hemisferio septentrional. Es evidente que la proyección de cada paralelo debe pasar por los dos puntos de

la circunferencia correspondientes á su latitud. Por otra parte, como el plano de proyección es tangente á la esfera en el ecuador, los planos de los paralelos serán perpendiculares al de proyección, y, por lo tanto, las proyecciones de los arcos de

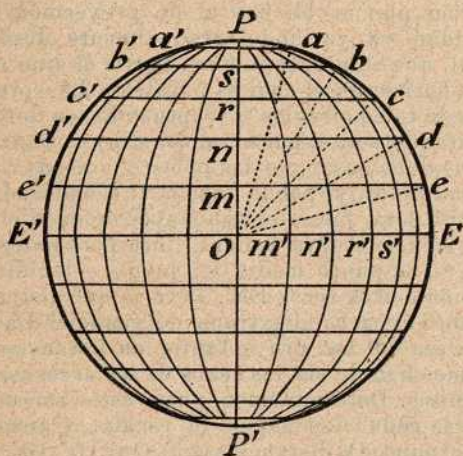


Fig. 33.

paralelos serán líneas rectas. Ahora bien: dos puntos determinan la posición de una recta; y como ya hemos visto que las rectas que buscamos han de pasar respectivamente por cada par de puntos de igual latitud señalados en la circunferencia, no tenemos más que unir, por medio de rectas, *a* con *a'*, *b* con *b'*, *c* con *c'*, *d* con *d'*, etc., y obtendremos las proyecciones de los paralelos. Ahora bien: los segmentos *mO*, *nO*, *rO*, *sO*, etc., que estas rectas

determinan en el meridiano central (que por ser también plano perpendicular al de proyección tiene por tal una recta PP'), son, de acuerdo con lo que antes hemos indicado, los senos de los arcos respectivos de 15° , 30° , 45° , 60° , etc.

Veamos ahora el modo de trazar los meridianos. Estos son planos oblicuos al de proyección, y su oblicuidad va variando gradualmente desde el central, que es perpendicular, hasta el que constituye horizonte, el cual es paralelo. Las proyecciones de tales círculos (exceptuando los dos últimos citados) serán, por lo tanto, elipses. Cada una de ellas debe pasar por los polos; y además cortar á los paralelos, y, por lo mismo, al ecuador. La línea PP' será, pues, el eje mayor de cada elipse. El eje menor cortará á dicha línea perpendicularmente en su punto medio O ; luego coincidirá en dirección con la recta EE' . Pero ¿á qué distancias del punto O caerá el extremo del semieje? Dada la naturaleza del haz proyectante, las distancias que buscamos han de ser los senos de los arcos correspondientes. Determinemos, pues, estos senos, hagamos la reducción según la escala, y tomemos desde el punto O , distancias Om' , On' , Or' , Os' , etc., iguales á los valores hallados. Los puntos m' , n' , r' , s' , etc., serán los extremos de los semiejes buscados; y por lo tanto, por cada uno de ellos y por los dos polos P y P' han de pasar las proyecciones de los meridianos.

Si la escala es pequeña, como suele suceder generalmente en el uso de estas proyecciones, los grados de meridiano resultan iguales entre sí é iguales á los ecuatoriales; luego los senos lo serán también; y, por consiguiente, se tendrá $Om = Om'$, $On = On'$, $Or = Or'$, $Os = Os'$, etc. De manera que, para segmentar la recta EE' , no necesitamos

cálculo ninguno, sino, simplemente, tomar en ella distancias iguales á las que segmentan el meridiano central como resultado de la intersección con él de los paralelos.

En esta clase de proyección los trapecios se van empequeñeciendo notablemente desde el centro hacia la periferia, por lo cual se usa poco en la geografía terrestre. Sin embargo, tiene una gran aplicación al trazado del mapa de la Luna y de los planetas, pues por la enorme distancia á que de nosotros se encuentran los rayos que, desde los diferentes puntos de su superficie visible, vienen á converger en nuestra vista, equivalen sensiblemente á líneas paralelas; y, por lo tanto, ésta es la forma de proyección, según la cual dichos astros nos aparecen.

En la proyección estereográfica meridiana, ya hemos dicho que el plano de proyección es tangente á la esfera en un punto del ecuador, y que el foco se encuentra en el extremo opuesto del diámetro que parte de ese punto. Tanto el ecuador como el meridiano central (cuyas circunferencias se cortan en el punto tangencial) son perpendiculares al plano de proyección; luego sus proyecciones serán dos rectas EE' y PP' (fig. 34), perpendiculares entre sí por serlo también los planos proyectados. El meridiano distante 90° del central será paralelo al plano de proyección; luego su proyección será un círculo $EPE'P'$. Por fin, el centro de la esfera, punto común al meridiano medio y al ecuador, tendrá por proyección el punto O de intersección de las rectas PP' y EE' .

Para trazar los demás paralelos y meridianos debemos tener presente un principio que se de-

muestra en Geometría Descriptiva, á saber: que la proyección estereográfica de un círculo de la superficie esférica es también un círculo. Por consiguiente, las proyecciones de los paralelos y meridianos serán arcos de círculo.

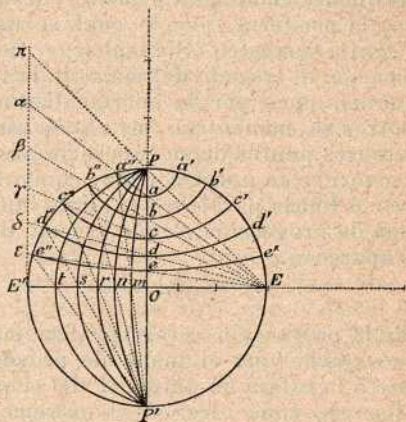


Fig. 34.

En cuanto á los paralelos, hemos demostrado ya que deben pasar por los puntos a' y a'' , b' y b'' , c' y c'' , d' y d'' , etc. Para determinar otro punto de los mismos, fijémonos en la figura 34. Si imaginamos que O , en lugar de ser el centro del mapa y punto tangencial, es el centro de la esfera, y que el plano $EPE'P'$ no es la proyección del meridiano paralelo, sino el meridiano mismo, PP' será el eje de la Tierra, y el foco será un punto distante de O un radio ($= OE$) y situado en el extremo del radio perpendicular en O al plano $EPE'P'$. El haz

plano de proyectantes que crucen el eje PP' estará, por consiguiente, en un plano perpendicular á $PEP'E'$ y que formará con él la intersección PP' . Si hacemos girar á este plano 90° hacia el $E.$, la parte de él situada delante de la figura caerá sobre el semicírculo PEP' , de modo que el foco venga á coincidir con el punto E ; y la parte situada detrás, que será la correspondiente al antimeridiano, caerá sobre el semicírculo $PE'P'$, coincidiendo con su semicircunferencia la del antimeridiano, pues los meridianos son todos iguales. Luego los puntos de segmentación de 15 en 15 grados del antimeridiano á que nos referimos coincidirán con los puntos e'' , d'' , c'' , b'' y a'' del cuadrante $E'P$. Y, como las proyectantes del haz cónico parten del foco y pasan por los puntos de segmentación del citado antimeridiano, al rebatir el plano meridiano central como lo hemos hecho, dichas proyectantes tomarán las posiciones Ee'' , Ed'' , Ec'' , Eb'' , Ea'' , cortando al eje PP' en los puntos e , d , c , b y a . Pero, como cualquiera que sea la posición del meridiano central al girar sobre PP' , este eje no se ha movido, los puntos de intersección que en él resultan serán los verdaderos puntos por donde lo cruzan las proyectantes en la posición normal originaria del meridiano central. Luego estos puntos serán las proyecciones en la línea PP' de los puntos de segmentación del antimeridiano central; y como por estos puntos de segmentación pasan los paralelos de 15 en 15 grados, los puntos e , d , c , b , a pertenecerán á la proyección de los paralelos.

Tenemos así para la proyección de cada paralelo tres puntos determinados: para el del grado 15 , los puntos e'' , e y e' ; para el del grado 30 , los puntos d'' , d y d' , etc. Las proyecciones de los para-

lelos ya hemos dicho que son circunferencias, y tres puntos determinan la posición de una circunferencia; luego, trazando los arcos de circunferencia $e''ee'$, $d''dd'$, $c''cc'$, etc., tendremos las proyecciones de los paralelos. Lo mismo podemos hacer en el hemisferio austral.

Si en lugar de ser plano de proyección el del meridiano horizontal (es decir, del que constituye el horizonte racional del punto medio), quisiéramos que fuera tangente á la esfera de modo que la distancia focal resultase igual á dos radios; al rebatir parte de la figura como lo hemos efectuado, las proyectantes desde el foco al plano de proyección resultarían $E\varepsilon$, $E\delta$, $E\gamma$, $E\beta$, etc. En este caso podemos observar la semejanza de los triángulos

$$\begin{aligned} EOe & \text{ con } EE'\varepsilon \\ EOd & \text{ con } EE'\delta \\ EOc & \text{ con } EE'\gamma \\ EOb & \text{ con } EE'\beta \\ & \text{Etc.} \end{aligned}$$

Luego:

$$\begin{aligned} EO : EE' & :: Oe : E'\varepsilon \\ EO : EE' & :: Od : E'\delta \\ EO : EE' & :: Oc : E'\gamma \\ EO : EE' & :: Ob : E'\beta \\ & \text{Etc.} \end{aligned}$$

De donde:

$$Oe : E'\varepsilon :: Od : E'\delta :: Oc : E'\gamma :: Ob : E'\beta, \text{ etc.}$$

Las distancias que en la proyección del meridiano medio hemos de tomar respecto del punto central, resultan proporcionales á las señaladas por la intersección de las proyectantes con el eje.

Luego en la escala en que hemos construido la figura, si suponemos que $EPE'P'$ es no el meridiano horizontal, sino su proyección en el plano tangente, resultará que eO , dO , cO , bO y aO , serán las distancias respecto de O á que han de pasar los arcos de proyección de los paralelos.

Para hallar la proyección de los meridianos procederemos análogamente. Haremos girar el plano, ya no del círculo meridiano, sino del ecuatorial, 90° alrededor del eje EE' , de modo que el foco venga á coincidir con el punto P' . Los puntos m , n , r , s y t en que las proyectantes cortan al eje EE' , serán puntos de la proyección de los meridianos, y, como éstos han de ser círculos, y han de pasar por los polos, tenemos también para cada meridiano tres puntos determinados (P , m y P' ; P , n y P' ; P , r y P' ; etc.), y por lo tanto nos basta para poderlos trazar (1). Fácil es demostrar que los centros de los círculos que representan los paralelos caen todos en la prolongación del eje PP' , y que los de los círculos que representan los meridianos caen en la prolongación de EE' .

En este sistema de proyección ocurre lo contrario que en la ortográfica: las áreas se van dilatando desde el centro hacia la periferia.

Tanto la proyección ortográfica como la estereográfica, pueden hacerse también polares ú horizontales. En las primeras el polo es el centro del

(1) Pertenece á la Geometría plana elemental el saber cómo se traza una circunferencia conocidos que sean tres de sus puntos. Se unen por rectas, se levanta una perpendicular en el punto medio de cada una, y el punto en que estas perpendiculares se crucen es el centro buscado.

mapa; los meridianos son rectas divergentes desde ese centro; y los paralelos círculos que tienen dicho punto de divergencia por centro común. En la proyección ortográfica los círculos se hallan tanto más próximos entre sí cuanto más distantes del centro; y en la estereográfica sucede lo contrario.

La proyección esteográfica horizontal suele emplearse en los atlas, ya para representar las diferentes posiciones de la Tierra, ya para dividirla en dos hemisferios, no según el ecuador ni según un meridiano, sino de modo que en uno se reúna la mayor extensión de tierras emergidas y en otro la mayor extensión de mar con objeto de hacer resaltar el contraste.

La proyección gnomónica presenta varias particularidades notables. La primera es que con ella no se puede representar un hemisferio completo, pues las proyectantes de los puntos que distan 90° del central ó tangencial, son paralelas al plano de proyección y, por lo tanto, no pueden alcanzarlo nunca. Esto es un inconveniente. En segundo lugar, la dilatación de las distancias y áreas desde el centro á la periferia crece más exageradamente aún que en la estereográfica. Pero, á cambio de estos inconvenientes, tiene tal proyección una cualidad preciosa, y es que en ella todos los círculos máximos se proyectan por líneas rectas. En efecto: pasando todo círculo máximo por el centro de la esfera, pasa en este caso por el foco; luego las proyectantes que van de este punto á cada uno de los de la circunferencia de dicho círculo, están todas en el plano de éste; luego forman un haz plano; luego su proyección es la intersección de este plano con el de proyección; luego es una línea recta.

En la proyección gnomónica polar son rectos los meridianos (que se cruzan en el centro ó polo); y

círculos los paralelos; pero no se puede llegar nunca al ecuador, cuyas proyectantes resultan paralelas al plano de proyección. En la proyección gnomónica meridiana, los meridianos y el ecuador, como círculos máximos, son rectas; los meridianos son paralelos entre sí y perpendiculares al ecuador, pero tanto más alejados unos de otros cuanto más distanciados se hallan del meridiano central, sin que se pueda nunca llegar al meridiano del horizonte racional, cuyas proyectantes resultan paralelas al plano de proyección; y los paralelos son curvas hiperbólicas, y, por lo tanto, molestas de construir. Las áreas resultan muy exageradas conforme se alejan del centro; pero la proyección es de gran utilidad cuando se quiere medir sobre el mapa la distancia que hay entre dos puntos de la superficie terrestre, ó, lo que es lo mismo, el camino más corto que los une. Este camino, por ser la Tierra esférica, es un arco de círculo máximo; y como ya hemos dicho que las proyecciones de estos arcos, en esta clase de mapas, son líneas rectas, no hay más que unir por una recta los puntos de que se trate, y ésta nos dará la distancia buscada. De aquí la aplicación de este procedimiento para construir cartas marinas, cuando, en lugar de la curva *loxodrómica* (de que hemos hablado al tratar de la proyección MERCATOR), se quiere tomar como ruta la *ortodrómica*, es decir, el arco de círculo máximo ó distancia más corta, para economizar tiempo y carbón, aun cuando exija el cambio de rumbo que la loxodrómica evita. También es útil para apreciar en las comunicaciones terrestres la dirección de las vías; y en Geología, para que pueda fácilmente reconocerse el arrumbamiento de las fallas y otros accidentes.

Hay también otras clases de proyecciones planas: las azimutales no perspectivas y las convencionales.

En éstas ya no se procede con rigor de acuerdo con los principios de la Geometría Descriptiva, sino que se fuerza un poco la verdad de las cosas para compensar los inconvenientes de las proyecciones rigurosas: en una palabra, se busca un término medio entre la realidad (que nunca se puede alcanzar) y la apariencia que da la perspectiva.

Las proyecciones planas convencionales se suelen también llamar globulares. Entre ellas figuran la de Nicolosi y la de Nell.

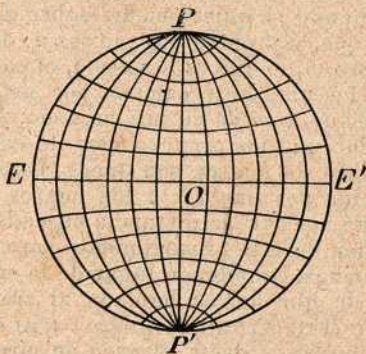


Fig. 35.

La primera (fig. 35) se construye del modo siguiente. Se traza el círculo periférico con un radio igual al de la Tierra dividido por el denominador de la escala que se quiera adoptar, y se dibujan en él, rectos y perpendiculares entre sí, el meridiano

central PP' y el ecuador EE' . Cada cuadrante del círculo se divide en arcos iguales del número de grados que se quiera. En la figura son de 15° , resultando así seis segmentos iguales por cuadrante. Los radios $OP = OP' = OE = OE'$ se dividen también cada uno en otros tantos segmentos iguales entre sí; y de este modo quedan determinados tres puntos para cada meridiano y paralelo, que son arcos de círculo. Dicho se está que para los paralelos los centros caen en la prolongación de la recta PP' hacia el N. ó hacia el S. según el hemisferio; y que para los meridianos caen en la prolongación, al E. ó al W. de la recta EE' .

En la proyección de Nell, se empieza también, como en la anterior, por trazar un círculo que es el meridiano periférico y dos diámetros normales que representan el meridiano medio y el ecuador. Los demás meridianos y paralelos son también arcos de circunferencia; pero sus centros, y por lo tanto los arcos, ocupan posiciones intermedias entre las correspondientes á la proyección de Nicolosi y las que ocupan en la estereográfica ecuatorial. El resultado es, así, un término medio entre ambas, con ventaja para el dibujo, pues se atenúan á la vez los defectos principales de una y otra, que son, para la de Nicolosi, las alteraciones angulares, y para la estereográfica la deformación de las regiones periféricas.

Mapas topográficos

Los mapas á gran escala tienen forzosamente que construirse y publicarse divididos en hojas, de muy pocos grados de amplitud cada una. En tal caso, si la escala es suficientemente grande para que las cuerdas de los arcos se confundan

con los arcos mismos, resulta muy conveniente el *sistema trapezoédrico*, para la representación. Las mallas de la red de coordenadas, que son trapecios esféricos en la superficie terrestre, se convierten en trapecios planos en el mapa, conservándose la proporcionalidad en los meridianos y en todos los paralelos. Cada hoja representa uno de estos trapecios planos; pero yuxtapuestas convenientemente las hojas, todas del mapa no resulta un plano, sino una superficie trapezoédrica sensiblemente igual á la esférica.

El mapa topográfico de España, que publica el Instituto Geográfico de Madrid, está construido de este modo. La escala es de $\frac{1}{50.000}$. Cada hoja tiene veinte minutos de base en sentido de los paralelos, por diez de altura en sentido de los meridianos, considerándose como plana la pequeña porción de superficie terrestre limitada por cada uno de estos trapecios.

Para la hoja que contiene á Madrid las dimensiones son las que expresa este cuadro:

Arcos	Valor real	Valor reducido ó lado de la hoja
	Metros	Metros
De 10' de Meridiano.. . . .	18.507'021	0'3701404
De 20' de Inferior, á 40° 20'	28.326'921	0'5665384
Paralelo Superior, á 40° 30'	28.257'114	0'5651422
Diferencia de bases.		0'0013962

El mapa entero se ha calculado que constará de 1.078 hojas, próximamente, y entre las bases de las hojas extremas (suponiendo que la base menor de la hoja más septentrional corresponda al paralelo 43° 50' N., y correspondiendo la base mayor

de la hoja más meridional á los 36°) la diferencia es la siguiente:

Latitud del arco de $\Delta 0'$	Valor real en metros	Valor reducido en metros
36°	30.055'74	
43° 50'	26.811'32	
	3.244'42	0'064

Los trabajos de campo

Una vez trazada la red de coordenadas, para construir el mapa, se van situando en esa red, como atrás queda explicado, todos los puntos referentes á los accidentes del país que se quiere representar.

Los mapas que representan una gran extensión de territorio, v. gr. el mundo entero, un hemisferio, una parte del mundo, un país de cierta extensión en escala pequeña, etc., se trazan por reducción de otros parciales, que, muchas veces están hechos con escalas y proyecciones diferentes, ó por reducción de otros totales á escala mayor.

En último caso, por consiguiente, llegamos siempre á la necesidad de un mapa primordial, que no puede ejecutarse sino haciendo el estudio del terreno directamente mediante operaciones de campo.

Estas operaciones son de dos clases: geodésicas y topográficas.

En las primeras, como abarcan gran amplitud de territorio, se tiene en cuenta la esfericidad de la Tierra. Ya hemos explicado en el capítulo primero lo que es una triangulación. Cuando lo que

se desea no es precisamente medir un arco de meridiano, sino levantar el mapa de un país, la triangulación tiene por objeto inmediato determinar en él la posición del mayor número posible de puntos (*vértices*). Para ello, ó bien se traza una red que abarque todo el suelo, como se hizo en Inglaterra, ó, si el país es más extendido en todos sentidos, se divide la red en series que se llaman cadenas, construyéndose éstas de preferencia á lo largo de las fronteras, de las costas y de los meridianos y paralelos, como se ha hecho en España por el Instituto Geográfico. En cada cadena se eligen dos bases, una á cada extremo, y además se debe tomar una base central para todo el país, base que se mide con la mayor escrupulosidad y que se enlaza, mediante visuales, con la red general. En cada estación se marca con una señal permanente el punto elegido para vértice, y se hacen las observaciones de los ángulos formados por las visuales desde allí dirigidas á los demás vértices visibles. Además se determinan directamente las latitudes y longitudes para el mayor número posible de vértices, y el azimut para el mayor número posible de lados. Los demás elementos, y aun esos mismos, se deducen por el cálculo, y el resultado de éste y el de la observación directa sirven recíprocamente de comprobantes.

Procediendo de esta manera, se cubre sucesivamente el país con tres series de triangulaciones, apoyándose la de tercer orden en los vértices y lados determinados por la de segundo, y ésta en los elementos determinados por la de primero; con lo cual se van las mallas estrechando hasta el límite en que terminan las operaciones geodésicas y empiezan las topográficas.

En éstas, como abarcan un territorio ya pequeño,

se puede prescindir de la esfericidad de la Tierra y tomar como base la Trigonometría Plana.

Las operaciones que se han de efectuar sobre el terreno para levantar el plano ó mapa, se dividen en dos grupos: de planimetría y de altimetría ó nivelación. En las primeras, lo mismo en Geodesia que en Topografía, no nos proponemos más que hallar las dos coordenadas geográficas de que hasta el presente se ha hecho mención: la longitud y la latitud; de modo, que en realidad, lo que buscamos no es precisamente la situación real de cada punto, sino la de su proyección en un plano (para la Topografía) ó en una superficie esférica (para la Geodesia) perfectamente nivelados, como sería la superficie terrestre si estuviera completamente cubierta por un mar tranquilo é inmóvil. En la altimetría introducimos una coordenada más, la altitud, para poder así expresar el relieve terrestre. Esta altitud se mide por la cota, es decir, por la longitud de la perpendicular bajada desde el punto en cuestión hasta el plano de referencia.

Las operaciones planimétricas comprenden, como en Geodesia, mediciones de distancias y de ángulos, sólo que no es necesaria una precisión tan rigurosa, y los instrumentos y procedimientos que se emplean son más sencillos.

Las distancias se miden, ya directamente, v. gr. por medio de la cadena; ya indirectamente por medio de unos instrumentos que se llaman diastimométricos, con los cuales se aprecian las longitudes sin necesidad de recorrerlas. Uno de ellos es la *estadía* (fig. 36), que consta de dos elementos esenciales: un anteojo y una mira. El anteojo tiene en un extremo un orificio que sirve de ocular (O) y en la opuesta una abertura, en la cual se dispone un *micrómetro*, formado por dos cerdas (*c* y *d*

indican su posición) dispuestas simétricamente. La mira BEH es una regla graduada de unos 4 metros de longitud á lo más. Esta se coloca en el terreno verticalmente en un extremo (B) de la línea que se quiere medir, y en el otro (A) se estaciona el anteojo, de modo que el punto O y el punto A caigan en la misma vertical, siendo el segundo la proyección del primero.



Fig. 36.

Desde O se dirigen visuales á la mira, en el sentido indicado por las cerdas *c* y *e*, y se observa el número de divisiones, CE, que estas visuales interceptan en la mira. La línea ideal OH, bisectriz del ángulo COE, y perpendicular á CHE, es paralela é igual á la distancia buscada AB; y la *che*, también ideal, contenida en el plano COE y vertical, es paralela á CHE. Por esta razón los triángulos *cOe* y COE son semejantes; luego

$$CE : ce :: OH : Oh;$$

de donde

$$OH = AB = \frac{Oh}{ce} \times CE.$$

Como $\frac{Oh}{ce}$ es una cantidad constante para cada instrumento, el averiguar la distancia no exige más que multiplicar esta constante por la longitud CE interceptada en la mira.

Los ángulos se toman con dos clases de instrumentos: los *goniógrafos* y los *goniómetros*. Con los primeros se traza el ángulo en el papel; con los segundos se mide sin trazarlo.

A la primera clase pertenecen la *plancheta* y la *alidada*. La primera consiste en una plancha de madera bien lisa, que se coloca perfectamente horizontal sobre una trípode y encima de la cual se pega un papel blanco. La alidada más sencilla es una regla que tiene en sus extremos dos piezas verticales, que se llaman pínulas; una con una ranura que hace las veces de ocular, y la opuesta con una abertura atravesada verticalmente por una cerda. El plano que pasa por la ranura y la cerda se llama *plano de colimación*; y la intersección de este plano con el horizontal de la plancheta, *línea de fé*. A lo largo de ésta tiene la regla un rebajo. Colocada la alidada sobre la plancheta, se dirigen visuales según el plano de colimación á los puntos de mira que se elijan del horizonte, y con un lápiz se trazan en el papel las líneas de fé, cuyas intersecciones darán los ángulos buscados.

El *goniómetro* más sencillo consiste en un semicírculo graduado con dos alidades de pínulas; una fija y otra movable á lo largo del limbo. Se apunta con la primera en una dirección; se mueve la segunda hasta que la visual colime con el punto que se desea; y la abertura del ángulo formado por ambas se lee en el limbo. Para que la lectura sea

precisa, la alidada movable suele llevar un nonio.

Otro goniómetro es la brújula, de la cual hemos hablado en el CAP. I y cuyo manejo, ya lleve un antejo, ya una alidada, es fácil de comprender sin nuevas explicaciones, pues no hay más que referir las direcciones de cada visual á la de la aguja y leer el arco.

Con medir distancias y ángulos quedan resueltos todos los problemas planimétricos de la Topografía. Cuanto mayor sea el número de puntos que así se determinen, más preciso será el plano levantado. Dichos puntos deben abundar especialmente á lo largo de los accidentes principales, como costas, ríos, caminos, etc.

Las nivelaciones ú operaciones de altimetría se pueden verificar por dos procedimientos: por tiradas horizontales, ó por pendientes. El primero es el más preciso, pero asimismo el más largo y enojoso. El segundo se llama también procedimiento trigonométrico.

Los instrumentos usados para el primer procedimiento son los *niveles*, cuyo objeto inmediato es asegurar la perfecta horizontalidad de la visual. Uno muy sencillo, pero no perfecto, es el nivel de agua. Enseña la Física que en los vasos comunicantes el líquido se mantiene á la misma altura. Estableciendo, pues, dos vasos comunicantes, la visual que se dirija por la superficie líquida de ambos será horizontal. Pero el nivel más usado y exacto es el de aire. Un depósito cerrado de cristal se llena de agua, dejando sólo una burbuja de aire. Como éste es menos denso, la burbuja buscará constantemente el punto superior, y se situará en el centro de la superficie superior del líquido.

La situación de la burbuja correspondiente á la perfecta horizontalidad, se marca por la abertura del estuche en que va el depósito. Al nivel propiamente dicho se añaden un anteojo para dirigir las visuales y una trípode en que se apoya el conjunto. Complemento suyo son las miras ó reglas graduadas que se fijan verticalmente sobre el terreno.

Para nivelar se colocan las miras á cierta distancia, de modo que el cero de cada una enrase con el terreno, y en medio se dispone el nivel; y estando éste bien horizontal, se dirigen con el anteojo visuales á cada una de las miras. La diferencia de las alturas leídas en la escala de las miras dará el desnivel de los ceros, que es lo que se

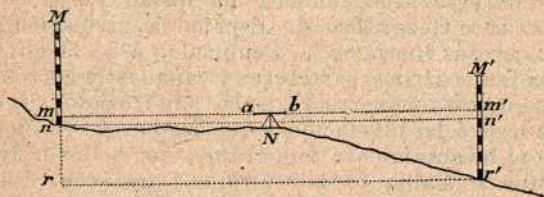


Fig. 37.

busca. En la figura 37 el nivel es N, *ab* su anteojo en posición horizontal, y M y M' las miras. En la primera la visual apunta al 1 y en la segunda al 8; luego el desnivel entre los puntos *n* y *r'* del terreno es 7. En efecto:

$$nr = mr - mn = m'r' - mn.$$

Y *m'r'* y *mn* son las cifras que nos dan las lecturas en las miras.

Repetiendo la operación á lo largo de un camino ó de otra línea que se elija, se determina la altitud de cada uno de sus puntos relativamente á los inmediatos; y refiriéndolos después todos á un plano, como base, obtiéndose las cotas de todos ellos. Uniendo, por fin, los extremos superiores de estas cotas, se traza lo que se llama la *línea de perfil*, que será tanto más exacta cuanto más próximos hayan estado entre sí los puntos en que se hayan ido colocando las miras.

En la práctica la operación se verifica por duplicado, para eliminar errores de observación personal, y son necesarias, además, ciertas correcciones que complican el trabajo.

Con este procedimiento ha llevado á cabo el Instituto Geográfico de España la nivelación de numerosas líneas en la Península, á lo largo de sus ferrocarriles, carreteras y caminos; y las redes que de esta manera precisa se han trazado, sirven de base á las nivelaciones que después se verifican en el levantamiento topográfico del relleno. Las cotas se hallan todas referidas á una señal situada en Alicante, en el primer escalón del Ayuntamiento y marcada con el signo NP1 (1). Para referirlas al nivel del mar no hay más que añadir á cada una la cota de NP1 sobre dicho nivel; pero como éste no es constante, hay instalado en dicho puesto un aparato de los llamados *mareógrafos* que registran gráficamente las oscilaciones de la superficie marina. Cuantos más años pasen, más se aproximará el término medio de las observaciones al verdadero nivel medio del mar en dicho punto. Ese nivel viene á ser hasta ahora de unos 3m '4 próximamente, inferior á la señal NP1.

(1) NP = Nivelaciones de precisión.

Nivelando de la manera descrita se puede obtener una precisión tal que el error medio que se cometa no exceda, por lo general, de 3 mm. por kilómetro.

Pero en las operaciones topográficas, y máxime en comarcas muy quebradas, se prefiere, como más expedita, la nivelación por pendientes. Su objeto es deducir la cota correspondiente á un punto, del ángulo que con la horizontal forma la visual dirigida á él desde otro de cota conocida.

Para medir ese ángulo se utilizan dos clases de instrumentos: los *clisímetros* que dan la tangente del ángulo en cuestión, y los *eclímetros* que dan la amplitud del ángulo. Los primeros consisten en un anteojo que se apoya en dos piezas verticales graduadas; moviendo una de las piezas, según que se eleve ó baje, el anteojo forma con el horizonte un ángulo mayor ó menor, ya de elevación, ya de depresión. La cifra que da la escala graduada y que se lee con precisión mediante un nonio, es la tangente buscada.

El *eclímetro* consta esencialmente de un anteojo que puede girar libremente y sirve para dirigir las visuales; un limbo graduado para medir el ángulo que forma el anteojo con el horizonte ó el zenit; y un nivel para asegurar la horizontalidad del aparato. Combinado con la brújula toma el nombre de *brújula nivelante*. La nivelación se hace, mediante el eclímetro, de la siguiente manera:

Sea, en la figura 38, A el punto de estación de cota conocida, en que se instala el eclímetro cuyo anteojo es *rs*, siendo el eje de éste *o*; y B el punto cuya cota deseamos averiguar. Tirando la visual *oB* formamos con la vertical del punto B y la ho-

rizontal AC ó su paralela é igual om , un triángulo rectángulo, en el cual resulta:

$$Bm = om \times \text{tg } Bom.$$

Pero om es igual á AC y este dato se tiene determinado ya por las operaciones planimétricas; y Bom es el ángulo que se lee en el limbo del eclí-



Fig. 38.

metro; luego tenemos los suficientes datos para determinar el valor de Bm ; y agregándole $mC = oA$ (que es la altura del instrumento), se obtiene el valor del desnivel BC, que existe entre A y B.

Cuando se puede subir á la cima, cuya cota se desea determinar, pero se carece de medios para hacer una operación trigonométrica, la altitud se mide por medio del barómetro, sobre todo del aneroide, que es el de más cómodo transporte. Como lo mismo este instrumento que su empleo se encuentran descritos en la *Meteorología* de D. AUGUSTO ARCIMIS, obra que figura en esta colección de manuales (volumen XVIII), á ese libro remitimos al lector.

Dibujo cartográfico

Una vez en posesión de suficientes datos adquiridos mediante las operaciones de campo y cálculos consiguientes, y trazada la red de coordenadas según el sistema de proyección que se haya elegido, se van situando uno por uno los puntos en el mapa. Por lo regular se hacen primero planos parcelarios á gran escala, y luego se reúnen éstos en un solo mapa en escala menor. Como, en fin, por muy minuciosas que sean las operaciones de campo, es imposible determinar todos los puntos del terreno, que son infinitos, los que se hayan fijado se unen entre sí. Para esto, cuando se está en el mismo terreno, además de ejecutar las operaciones topográficas rigurosas, se toman apuntes, á ojo, del aspecto de aquél y de todos sus accidentes (desniveles, inflexiones de los caminos y ríos, etc.), y estos apuntes se tienen en cuenta luego al dibujar el mapa ó plano, para unir, de acuerdo con ellos, los puntos matemáticamente determinados.

Para la representación de cada especie de accidentes hay un signo especial. Las ciudades y pueblos se representan mediante círculos, ya múltiples, ya simples, ya rellenos, ya en blanco, según la importancia de la localidad. Pero las capitales de estado ó ciudades de principal importancia se suelen representar más ordinariamente por un polígono cuyo perímetro sea próximamente el del plano de dicha aglomeración urbana. Los ríos se representan por líneas continuas, más ó menos gruesas, y, con preferencia, en tinta azul oscura. Para el fondo de mar se emplea el azul claro, ya en masas, ya mediante un fino rayado. Este puede reducirse á una simple faja á lo largo de la costa.

Las diferentes especies de vías de comunicación se representan por líneas convencionales cuya significación respectiva se indica en un ángulo del mapa. Los límites se trazan con líneas de puntos rayas ó estrellas, según la significación política de la comarca que circunscriben.

En cuanto á la orografía ó desnivel del terreno, se representa de varias maneras. La mejor, y es la que se emplea en los mapas topográficos de gran escala, consiste en unir los puntos que tienen una misma cota, por unas líneas que se llaman *curvas de nivel*, y que deben trazarse equidistantes, en sentido vertical, equidistancia que conviene indicar en la leyenda. De este modo, cuanto más pronunciada sea una pendiente, más juntas aparecen las curvas de nivel. Cuando los mapas son de escala pequeña, las curvas de nivel no se aplican sino muy distanciadas, v. gr. de 100 en 100 metros, ó de 500 en 500, y ni aun es menester que sean equidistantes. Su objeto es entonces dividir el país en grandes zonas expresando su altimetría sólo á grandes rasgos. Estos mapas se llaman *hipsométricos*. Pero así no se marcan bien los detalles orográficos. Para éstos se usan los trazos normales á la dirección que deberían tener las curvas de nivel. Cuanto más se extiende la pendiente, mayor amplitud alcanzan los trazos ó su conjunto; y cuanto más rápida es, los trazos se hacen más gruesos y más juntos, de modo que el predominio del negro sobre el blanco exprese dicha rapidez. Estos trazos vienen á dar la sensación de la sombra originada por el desnivel del terreno, suponiendo la luz zenital. También puede trazarse la sombra continua, esfumando; pero la representación resulta de este modo menos minuciosa y detallada.

En los mares las diversas profundidades (1) se representan por curvas de nivel llamadas *veriles* (nombre que pertenece más propiamente al accidente representado) y á las cuales corresponden cotas negativas. Para más claridad, las diversas zonas que así resultan, comprendida cada una entre dos *veriles* inmediatos, se colorean con azules de intensidad tanto mayor cuanto lo es la profundidad.

Hartas indicaciones pudieran añadirse acerca del dibujo de mapas; pero el examen directo de unos cuantos ó de un buen atlas, enseñará muchísimo más que largas páginas de exposición.

(1) Las profundidades se miden con sondeos. En alta mar se emplean hoy sondas de hilo metálico, cuya plomada, al tocar fondo, suelta automáticamente la mayor parte de su peso. Al ser remontada, trae la sonda, en una cavidad de su extremo inferior, una muestra del terreno submarino, lo cual, al mismo tiempo que aprovecha á la Geología, sirve de garantía al sondeo.

CAPÍTULO IV

RESEÑA FISIAGRÁFICA Y MORFOMÉTRICA DE LA TIERRA

A fuerza de multiplicar, año tras año, en un país y en otro, los trabajos geodésicos, topográficos, batimétricos (1), etc., de que hemos hablado en los precedentes capítulos, se ha ido conociendo cada vez con más detalle, no solamente la forma y dimensiones de la Tierra en general, sino el modelado exterior de su extensa superficie. Pero aun es mucha, muchísima la labor que en ese terreno está por hacer. Las naciones europeas en general y los Estados Unidos fueron levantando las primeras el mapa topográfico de sus territorios; de Europa los trabajos geodésicos y topográficos se han ido extendiendo luego á las colonias europeas; y así las redes de triangulación van abarcando cada vez mayor espacio. Pero en otras partes, en la China, en la mayoría de las repúblicas latinas de América, en muchas regiones de Africa,

(1) Batimetría, medición de profundidades.

etc., no se han podido hacer aún sino estudios parciales, incompletos, y los mapas de esos países están sujetos á rectificaciones. Hay, además, regiones que siguen siendo desconocidas; v. gr. la gran calota polar del Sur, en la que no se conocen sino retazos del contorno de sus tierras.

El cálculo de distancias, áreas y altitudes en regiones donde no se ha llevado á cabo una triangulación completa y rigurosa, no tiene más que un valor aproximado. Sin embargo, los estudios efectuados hasta el día bastan para que podamos formarnos ya una idea general del modelado terrestre, que, en último caso, no significa más que la relación entre las tres coordenadas geográficas: la *altitud* por un lado, y la *longitud* y *latitud* por otro. Sabiendo la altitud de cada punto con relación á una superficie de referencia, ó, lo que es lo mismo, sabiendo la longitud y latitud que determinan la situación de cada punto cotado, está conocido el modelado terrestre.

Desde luego el hecho general que más resalta como consecuencia de este modelado, es el contraste de las áreas sumergidas con las emergidas. El mar en esto no desempeña más que un papel completamente pasivo: se acumula, de acuerdo con la ley de la gravedad, en las partes más profundas. Si la totalidad de las aguas ofreciera un volumen mayor, la superficie emergida disminuiría, y aumentaría en el caso contrario, variando en ambos el dibujo de los contornos. La distribución, pues, de las tierras y los mares (Fisiografía), no es más que un efecto de desnivel; y es á la Geografía Matemática á la que corresponde determinarla, igual que el desarrollo de costas, la superficie de tierras y mares y el relieve de aquéllas y del fondo de éstos.

En sus líneas generales todo esto se expresa en los cuadros siguientes, cuyas cifras son resultado de cálculos basados en los estudios parciales y directos y hechos por autoridades de primer orden en la materia. Con todo, estas cifras no deben tomarse ni mucho menos como definitivas, y de día en día se han de ir rectificando y aproximando á la verdad exacta.

Según WAGNER, la distribución de la superficie del globo en tierras emergidas y mares, es la siguiente, en millones de kilómetros cuadrados:

	Total en millones de Km. ²	Porcentaje
Tierras { Conocidas. 135'73	144'5	28'3
{ Polares hipotéticas. 8'72		
Mares.	365'5	71'7
Total	510'0	100'0

El mismo geógrafo ha calculado esta otra tabla en que se expresa la distribución de tierras y mares en relación con la latitud por zonas, de 10 en 10 grados de ésta:

Límites de cada zona	Área en miles de Km. ²			Percentage	
	Total	Tierra	Mar	Tierra	Mar
90°-80° N.	3.908	(1.000)	(2.908)	(25)	(75)
80°-70°	11.595	3.343	8.252	28'8	71'2
70°-60°	18.905	13.491	5.414	71'4	28'6
60°-50°	25.606	14.582	11.024	56'9	43'1
50°-40°	31.496	16.485	15.011	52'3	47'7
40°-30°	36.404	15.581	20.823	42'8	57'2
30°-20°	40.198	15.122	25.076	37'6	62'4
20°-10°	42.779	11.249	31.530	26'3	73'7
10°-0°	44.085	10.049	34.036	22'8	77'2
0°-10° S.	44.085	10.431	33.654	23'6	76'4
10°-20°	42.779	9.437	33.342	22'1	77'9
20°-30°	40.198	9.311	30.887	23'1	76'9
30°-40°	36.404	4.167	32.237	11'4	88'6
40°-50°	31.496	996	30.500	3'2	96'8
50°-60°	25.606	205	25.401	0'8	99'2
60°-70°	18.905	(1.000)	(17.905)	(5)	(95)
70°-80°	11.595	8.000	7.503	(50)	(50)
80°-90°	3.908				

Las tierras emergidas forman ya grandes masas, llamadas *continentes*, ya otras menores ó *islas*.

En los continentes pueden distinguirse: el tronco, ó macizo limitado por una línea convexa general, y las articulaciones, constituidas ya por las *penínsulas*, ya por las *islas*.

Las penínsulas presentan dos tipos extremos: el insular, en que el individuo fisiográfico que constituye la península sólo se halla enlazado con el tronco del continente por una angostura de tierra (*istmo*); y el continental, en que el enlace se verifica sin estrangulación.

Las islas, en general, se dividen en continentales y oceánicas. Las primeras se hallan próximas á

los continentes con los cuales tienen relaciones íntimas desde los puntos de vista geológico, fitográfico y zoográfico. Las oceánicas, desde el punto de vista batimétrico, se dividen en oceánicas genuinas y pseudo-oceánicas, según que surjan sobre el mismo zócalo continental ó estén separadas de él por grandes abismos. Se ha convenido en admitir el veril —2.300 m. como divisorio entre unas y otras.

Los continentes forman dos grandes masas; el antiguo (Europa, Asia y Africa), y el nuevo (América del Norte, del Centro y del Sur); y otra menor que es la Australia. Esta última, con multitud de islas que salpican el mar entre Asia y América, forma la parte del mundo llamada Oceanía. Pero el límite entre esta parte del mundo y el Asia tiene mucho de convencional, como lo es igualmente el englobar la Australia é islas del Pacífico en un solo individuo fisiográfico. Como la separación entre Europa y Asia no está sino imperfectamente marcada, se designa el conjunto de ambas partes con el nombre de Eurasia. En cambio, si se divide todo el antiguo continente en el sentido de los meridianos, su parte occidental es la que forma grupo: Euráfrica.

Caracteres típicos de la fisiografía terrestre son:

Que los continentes se extienden grandemente hacia el N; y, en cambio, hacia el S. terminan en puntas (cabo de Buena Esperanza, Comorín, Malaca, Tasmania, Tierra del Fuego con sus archipiélagos).

Que en el hemisferio del N. son ricos en articulaciones y de costas, por lo tanto, sinuosas y muy desarrolladas; y en el S. (Africa y Sud-América) se presentan; por el contrario, macizos.

Que en el N. las tierras rodean al polo acercándose mucho á él y convirtiendo al Océano Glacial

Artico en un verdadero mar interior; mientras que la terminación en punta hacia el S. se efectúa á gran distancia del polo austral.

Que, en cambio de esto, las tierras tienen, ó parecen tener, mucho mayor desarrollo en la calota polar austral que en la boreal.

La extensión de las diferentes partes del mundo y la proporción en cada una entre el tronco y las articulaciones, se expresan en el siguiente cuadro que tomamos de Wagner y en el cual las cifras representan millones de kilómetros cuadrados:

Partes del mundo	Tronco	Articulaciones				Total
		Penínsulas	Islas	Total	Porcentaje	
Europa.	6'52	2'70	0'79	3'49	35	10'01
Asia.	33'54	7'94	2'70	10'64	24	44'18
Africa.	29'20	0'00	0'62	0'62	2'1	29'82
N. América.	17'95	2'04	4'07	6'11	25'4	24'06
S. América.	17'58	0'05	0'15	0'20	1'1	17'78
Australia.	7'18	0'42	1'30	1'72	19	8'90

Prescindiendo de las tierras de la calota antártica y de las hipotéticas de la ártica, las islas ocupan, pues, una extensión, en números redondos, de nueve millones y medio de kilómetros cuadrados. Las que pasan de 100.000 kilómetros son: Groenlandia (2.172.000 km.²), Nueva Guinea (785.362), Borneo (733.329), Madagascar (591.964), Sumatra (428.813), Hondo (la principal del Japón) (223.520), Gran Bretaña (217.720), Célebes (178.830), Nueva Zelanda (la isla mayor) (153.296), Java (126.447), Cuba (118.833), Nueva Zelanda (la isla del N.) (115.165), Terranova (110.670), Luzón (105.900), Islandia (104.780).

Según el citado WAGNER las islas oceánicas se distribuyen de esta manera:

Pacífico.	1.263.576 Km. ²
Indico.	603.118 »
Atlántico.	32.197 »

La superficie marina se ha convenido en dividirla en cinco grandes porciones llamadas océanos, cuyos límites son las tierras circundantes, y en las zonas de confluencia los dos círculos polares y los meridianos del cabo de Hornos (extremo S. de América) c. Sud (Tasmania), y c. Agujas (extremo S. de Africa). La extensión de cada uno en miles de kilómetros cuadrados la expresan las siguientes cifras:

Atlántico..	90.135
Pacífico.	175.464
Indico..	74.175
Artico..	13.312
Antártico.	12.414
Total.	<u>365.500</u>

Las entradas que cada océano forma en las tierras se llaman golfos ó mares parciales, según su extensión ó según la costumbre establecida en cada parte.

Dato interesantísimo de la fisiografía terrestre es la relación entre el desarrollo lineal de las costas y la extensión superficial del continente. El mar es una gran vía de comunicación: cuando se trata de pueblos civilizados, los une en vez de separarlos. Es, por ejemplo, mucho más cómodo y breve el viaje entre Liverpool y Nueva York á

través del Atlántico, que en el Perú el de Lima á Iquitos. Es cosa facilísima trasladarse embarcado de Copenhague al Río de la Plata, ó de San Francisco de California á Yokohama. En cambio son innumerables las dificultades para hacer un viaje á través del Africa ó de la Mongolia, ó en Sud-América desde Manaos á Río Janeiro en línea recta. Por eso los países de costas más recortadas suelen figurar entre los más prósperos económicamente.

El desarrollo relativo de costas puede apreciarse de varias maneras; v. gr. hallando la proporción entre los kilómetros lineales del litoral y los cuadrados de la superficie del país; comparando dicha longitud con la que mediría la periferia de un país si éste fuese un círculo; estableciendo la distancia media del país á sus costas, ó la máxima del mar al interior del continente.

WAGNER, empleando el segundo procedimiento, ha formado el siguiente cuadro:

Continentes (sin contar las islas)	Superficie en millones de Km. ²	Longitud real de las costas en Km.	Periferia circular en Km.	Relación
Europa.	9'22	37.200	10.700	1 : 3'5
Asia.	41'48	70.600	21.900	1 : 3'2
Africa.	29'20	30.600	18.600	1 : 1'8
N. América. . .	19'99	75.000	15.500	1 : 4'9
S. América. . .	17'63	28.700	14.600	1 : 2
Australia. . . .	7'60	19.500	9.700	1 : 2

El punto de un continente que se encuentra á una distancia máxima de mar se llama *centro del continente*. La situación del centro para cada uno y su distancia del litoral es, según VON TILLO, ésta:

Continente	Situación del centro	Distancia en Km. del centro al mar
Eurasia.	43° N. - 85° E. (1)	2.600
Africa.	4° N. - 27° E.	1.800
N. América	45° N. - 102° W.	1.700
S América.	14° S. - 56° W.	1.700
Australia	23° S. - 132° E.	950

Tal es á grandes rasgos la fisiografía del globo.

Para expresar la morfometría en sentido vertical se toma como nivel general de referencia el del mar. Las líneas que unen los puntos que tienen igual cota respecto del nivel del mar se llaman *iso-hípsicas*, ó *hypsométricas*, ó *curvas de nivel* en los planos; y las que unen puntos subácueos de igual profundidad llámense *isobáticas* ó *batimétricas*, y en las cartas hidrográficas, *veriles*.

Las grandes elevaciones sobre las masas continentales forman mesetas (si se extienden en todos sentidos) ó montañas (si la extensión es sobre todo en una dirección determinada).

Una montaña consta, por punto general, de dos pendientes de diferente inclinación, y una línea intermedia, que es la cresta, y puede coincidir ó no con la divisoria de aguas. La rapidez media de una pendiente es el ángulo que forma con el horizonte una recta que baja desde la cumbre hasta el pié. Exceptuando en las montañas acantiladas ó que *caen á pico*, dicho ángulo es raro que llegue á 30°. La sinuosidad de la cresta presenta puntos culminantes (*picos*) y *horcajos*, que, si son viables, se llaman *puertos*.

En las cadenas de montañas es muy interesante

(1) Mer. Greenwich.

determinar su altura media, operación bastante complicada si se ha de hacer de un modo riguroso. De un modo rápido y aproximado se puede considerar igual á la semisuma de las medias aritméticas de las cimas y de los horcajos.

La cadena de mayor altitud media la forman los montes de Karakorum en el Asia Central (7.000 m.). Los de Himalaya y Kuenlún tienen 6.000 m.

Dividiendo la Tierra por los paralelos, de 10 en 10 grados, en zonas como lo hemos hecho ya otra vez, la cima culminante de cada zona se expresa en el siguiente cuadro:

φ	Nombre y situación de la cima	Altitud en metros
80° - 70°N.	Pico Petermann (Groenlandia)..	3.480
70° - 60°	M. Logan (Alaska).	5.875
60° - 50°	M. Brown (M. ^s Roquijos).. . . .	4.880
50° - 40°	Xañ-Tengri (M. ^s Tian-Xañ, N. de China)..	7.300
40° - 30°	Godwin-Austen (M. ^s Karakorum).	8.620
30° - 20°	Everest (M. ^s Himalaya)	8.840
20° - 10°	Citlaltepétl (Méjico).	5.700
10° - 0°	Cayambé (Ecuador)..	5.902
0° - 10°S.	Huascan (Andes peruanos).	6.721
10° - 20°	Sorata (Andes bolivianos).	6.488
20° - 30°	Varios cerros de los Andes chilenos.	6.500
30° - 40°	Aconcagua (Andes: vertiente Argentina).	7.283 (1)
40° - 50°	San Valentín (Andes patagónicos: Chile).	3.870
50° - 60°	M. Darwin (Tierra del Fuego)..	2.135
60° - 70°	M. Haddington (Tierra de Graham).	2.150
70° - 80°	M. Melbourne (Tierra Victoria).	4.570 (?)

(1) Máxima obtenida en los diferentes cálculos.

No menos importante que la altitud media de una cresta montañosa es calcular la de una región ó de un continente entero. Esta altitud es la que tendría el continente si se nivelase por completo su superficie colmando las hondonadas con las rocas de los desmontes. WAGNER ha calculado estas cifras para la altitud media de cada continente:

Europa (con las islas polares).	300 metros
Asia (con las islas polares y la Caucasia).	950 »
Africa (incluso Madagascar)..	650 »
N. América (con la Groenlandia y demás islas polares).	700 »
S. América..	650 »
Oceania.	300 »

Las grandes profundidades oceánicas superan en valor numérico á las mayores altitudes terrestres.

Entre las principales profundidades registradas por los estudios oceanográficos, figuran las siguientes:

Mediterráneo.	4.400 m. al SW. de la Morea.
Indico.	6.205 m. al SW. de Sumbava.
Atlántico.	8.340 m. al N. de Puerto Rico.
Pacífico.	8.515 m. al E. de las Kuriles.
	9.427 m. á 30° 28' S., 176° 39' W. Gr.
	9.636 m. á 12° 40' N. junto á las Marianas.

El desnivel máximo de la superficie terrestre se halla sumando la mayor cota batimétrica á la mayor hipsométrica, y resulta mayor de los 18.000 m., ó bien un poco menos de 0'003 del radio terrestre.

Calculando la altura media de todos los continentes y la media de las profundidades marinas y sumando ambos valores se obtiene el medio de los desniveles existentes. En este cálculo los geógrafos han llegado á resultados diferentes, aunque relativamente próximos, v. gr. los siguientes:

Autor	Altitud media de los continentes	Profundidad media de los mares	Valor medio de los desniveles
	<i>Metros</i>	<i>Metros</i>	<i>Metros</i>
CARPENTER.. . . .	304	3.962	4.266
KRÜMMEL.	440	3.438	3.878
PENCK.	735	3.650	4.385
WAGNER.. . . .	700	3.500	4.200

También se ha tratado de hallar el nivel medio de la superficie de la corteza sólida terrestre (de la *litosfera*), es decir, la profundidad de la capa de agua que recubriría por igual la superficie del planeta si todas las irregularidades de ésta vinieran á nivelarse. Para valor de esa isóbata han encontrado:

KRÜMMEL..	-2.520 metros
MILL.	-2.560 »
ROMIEUX.	-2.360 »
WAGNER.	-2.300 »

El último de estos autores divide la superficie total de la Litosfera en las siguientes zonas altimétricas:

Zonas	Area absoluta en millones de Km. ²	Area relativa — Por 100	Cota media referida al nivel del mar
Zona de máxima altitud (de +1.000 m. en adelante).	30	6	+2.200
Zona continental (de +1.000 m. á -200 m.)	145	28'3	+ 250
Zona de declive (de -200 m. á -2.300 m.)	46	9	-1.300
Zona abisal (de -2.300 m. á -5.000 m.). . .	274	53'7	-4.100
Zona de máxima depresión (de -5.000 m. en adelante).	15	3	-6.000?
Total.	510	100 -	-2.300

En todos estos cálculos hemos hablado del nivel del mar como superficie de referencia. Pero debe añadirse, por vía de corrección, que la superficie del mar no es un plano uniforme. Además de los cambios diurnos producidos por las mareas ú otras causas, no todos los mares tienen el mismo nivel medio, ni es éste igual en la proximidad de las costas continentales que lejos de ellas.

Los continentes ejercen sobre las aguas del mar una fuerza de atracción, por lo cual la superficie marina resulta cóncava hacia arriba.

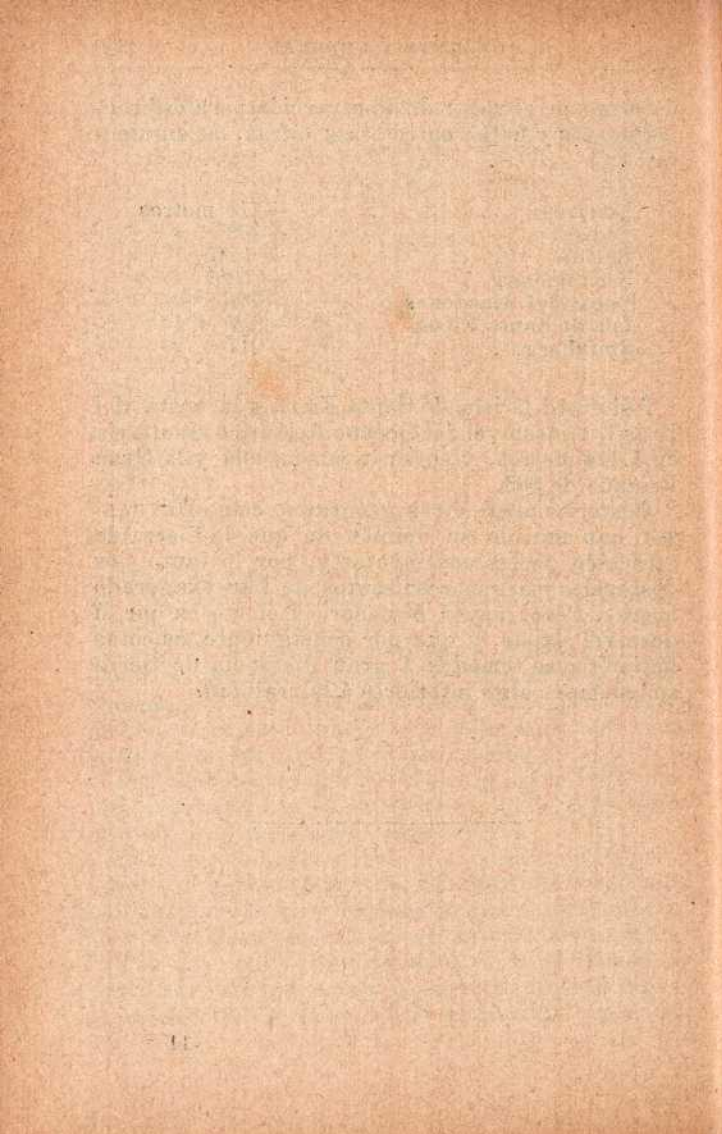
Las apreciaciones sobre la cuantía de este desnivel han variado bastante. FISCHER creyó poderlo calcular en 122 veces la diferencia de los números de oscilaciones pendulares en veinticuatro horas. Según esto, para una diferencia de 9 oscilaciones entre una isla oceánica y la costa de un continente, el desnivel sería de 1.100 m. LISTING trató de

determinar el valor de la atracción para diferentes puntos y halló, entre otras cifras, las siguientes:

Londres.	+118 metros
Paris.	+263 »
Berlin.	+ 37'7 »
Köenigsberg.	+ 92'6 »
Bocas del Amazonas.	+567 »
Isla de Santa Elena	-847 »
Spitzberg.	-217 »

Así entre la isla de Santa Elena y la costa del Brasil, el desnivel del Océano Atlántico resultaría de 1.414 metros, y entre la misma isla y la Gran Bretaña de 965.

Posteriormente otros geógrafos, como DRYGALSKI, han emitido su opinión de que la fuerza de atracción de los continentes y, por lo tanto, los desniveles marinos resultantes, se han exagerado mucho. Pero, mayor ó menor, lo cierto es que el desnivel existe, y que por consiguiente las cotas batimétricas tomadas á gran distancia de tierra son siempre algo inferiores á la realidad.





SEGUNDA PARTE

GEOGRAFÍA FÍSICA



CAPÍTULO V

LA LITOSFERA

Generalidades

De la Tierra no conocemos por observación directa sino las capas exteriores, una película muy delgada en proporción del radio terrestre, lo que llamamos la *corteza*. Pero al decir corteza no tenemos derecho á presuponer nada acerca de lo que hay á mayor profundidad. El único dato que creemos poseer acerca del interior de nuestro globo es que la densidad media de éste llega á 5'56, es decir, al doble, poco más ó menos, de la que corresponde al conjunto de materiales de la corteza conocida; lo cual conduce á suponer para el interior el predominio de metales, especialmente pesados, si es que, en realidad, lo que existe no son substancias desconocidas para nosotros.

Durante mucho tiempo, los geólogos parecieron de completo acuerdo en admitir que debajo de lo que hemos llamado la corteza, toda la masa terrestre se hallaba en estado flúido é incandescente. A ello conducía la observación del aumento de temperatura con la profundidad, comprobado en los trabajos de minas y apertura de túneles en todo el mundo.

En la actualidad, sin embargo, ya no está universalmente admitida esta hipótesis, contra la cual se han puesto muchas dificultades. Se ha dicho, por ejemplo, que de ser flúido todo nuestro globo excepto la película superficial que conocemos, la atracción del Sol y la de la Luna producirían en la gran masa interior gigantescas mareas con las cuales sería incompatible la relativa firmeza de nuestro suelo. Si la temperatura crece con la profundidad en las capas que nosotros podemos observar, de ahí no se deduce de un modo seguro que la progresión continúe uniformemente hasta el centro de la Tierra; y, además, si bien crece la temperatura, crece también la presión; y sabido es que ésta puede mantener las moléculas en mayor cohesión de lo que el grado de calor á que están sometidas permite á la normal en la superficie, ó sea la de una atmósfera. El agua sobrecalentada, es decir, mantenida líquida, por la presión, á temperaturas superiores á los 100° centígrados, nos da un ejemplo de ello.

Sin embargo, dentro de la teoría de LAPLACE, que, con las modificaciones en otro lugar citadas, sigue siendo universalmente admitida, no hay más remedio que suponer para nuestro globo un estado de incandescencia inicial, y un enfriamiento sucesivo, que le permitió pasar al estado planetario. Durante este proceso los cuerpos se debieron

agrupar y distribuir (en el sentir de varios geólogos modernos) por el orden creciente de sus pesos atómicos, desde la periferia al centro. Los cuerpos de la capa exterior, entre los cuales figuraban el hidrógeno (1) [1], el nitrógeno (14) y el oxígeno (18) han formado el aire (nitrógeno y oxígeno) y las aguas (hidrógeno y oxígeno). Los de la segunda capa—sodio (23), magnesio (24), aluminio (27), silicio (28), etc...—, uniéndose además á pequeñas porciones de otros más profundos, v. gr. el calcio y el hierro, lanzados al exterior por las erupciones, constituyeron una primitiva corteza escoriácea de silicatos; los de la tercera capa eran sobre todo principios mineralizadores — fósforo (31), azufre (32), cloro (35)— cuya movilidad les hace desempeñar un gran papel en todas las fases de la evolución geológica. Por fin, los de las capas inferiores eran metales, tanto más raros para nosotros cuanto de mayor peso específico, ya que esto les hizo depositarse principalmente á mayor profundidad. Los movimientos posteriores de la corteza, produciendo fallas y resquebrajaduras y refusiones, pusieron de cuando en cuando pequeñas porciones de elementos de las capas metálicas en contacto con los de la zona de silicatos; y de ahí el aumento de elementos básicos en éstos y la formación de yacimientos metálicos de segregación y de filones, fenómenos en cuya virtud los metales pesados resultan en parte asequibles al hombre.

En cuanto á la capa escoriácea inicial, no aparece ya á nuestros ojos. Mucho tiempo creyeron los geólogos que el granito era esa primitiva costra; pero tal opinión está ya desterrada. Esa cos-

[1] Los números entre paréntesis indican los pesos atómicos.

tra sufrió la acción demoledora de las aguas y los agentes atmosféricos, y se fué cubriendo por grandes masas de sus propios detritus, cada vez mayores. Costra y parte de los detritus volvieron á sufrir, en las profundidades, refusiones y reacciones, y las rocas más profundamente situadas que hoy encontramos son producto de ese largo proceso de la actividad interior terrestre.

Más allá ignoramos el estado de la materia: no podemos afirmar sino su gran densidad y la continuación de su enfriamiento. Para explicar los fenómenos de fusión que indudablemente se verifican en las profundidades y que se nos revelan directamente por las erupciones volcánicas, y, en sus efectos, por la intrusión de rocas cristalinas y las inyecciones metálicas en las resquebrajaduras de las masas inertes, no necesitamos suponer la incandescencia completa de la esfera exceptuando una delgada corteza, sino, simplemente, la existencia, á profundidades relativamente pequeñas, de focos de actividad térmica, no todos comunicantes entre sí. Así lo hacen, por ejemplo, STÜBEL y LAUNAY.

Nuestros conocimientos directos se limitan, pues, á las dos capas exteriores, que, subdividiendo la primera, resultan ser tres: la *litosfera* ó corteza sólida; la *hidrosfera* ó conjunto de las aguas; y la *atmósfera* ó aire.

Los materiales de la litosfera

A la formación de la litosfera han contribuído dos clases de elementos: la acción interna, según acabamos de explicar, que no ha sido sólo inicial,

sino que se ha continuado por refusiones y reacciones y recristalizaciones sucesivas; y la acción de la doble capa exterior, es decir, de la atmósfera y de las aguas, y posteriormente de los mismos seres organizados.

Los materiales ó *rocas* del primer origen se llaman *endógenas*; y los agentes que han determinado su constitución han sido el calor y los reactivos, debiendo contarse entre éstos el agua, que obra, no sólo como reactivo directo, sino también como vehículo de otros reactivos que lleva en disolución. Las rocas del segundo origen pueden calificarse en general de *exógenas*, puesto que se forman, á nuestra propia vista, exteriormente á la masa de la litosfera. En unas y otras los minerales tienden á su estado natural, que es la cristalización; pero causas diversas de perturbación impiden con frecuencia á la materia llegar á tal equilibrio; por eso no todas las rocas son cristalinas (1).

Las rocas endógenas presentan una serie completa é ininterrumpida, que va desde la roca completamente amorfa, producida por enfriamiento brusco de una materia en fusión (y que se llama *vidrio* natural por analogía con el artificial que nosotros fabricamos); hasta la roca formada completamente por un agregado de cristales. En esta serie se observan los siguientes grupos según una clasificación debida al litólogo alemán LASAULX:

1.º *Vidrios naturales*.—Son productos de erupción volcánica, compuestos de sílice y, como bases, alúmina, sosa, potasa, cal y hierro. Comprenden la *obsidiana*, la *pedra pómez*, la *perlita*, la *reti-*

(1) Para la inteligencia de lo que es la cristalización consúltense la *Cristalografía* de D. LUCAS FERNÁNDEZ NAVARRO, y la *Mineralogía* de D. SALVADOR CALDERÓN, en esta Colección de Manuales.

nita ó piedra picea, y la *taquilita*. El vidrio más puro es la *marekanita*, que recibe su nombre de la localidad donde se halla (Marekanka, en Siberia); las demás suelen tener siempre *microlitos* ó *crystalitos* (1), ofreciendo así un tránsito gradual al grupo siguiente (fig. 39).



Fig. 39.—*Retinita traquitóidea*, vista al microscopio.

Ejemplo de roca vítrea. El vidrio no es absolutamente puro, sino que en su masa, de estructura fluidal, se destacan pequeños cristales de sanidina, cuarzo y otros minerales.

2.º *Pórfidos de los vidrios naturales*.—En el magma vítreo hay como engastados multitud de cristales de sanidina, plagioclasa, mica, hornblenda, cuarzo, magnetita, etc. (2).

(1) Véase la explicación de estos términos en la *Cristalografía* del Sr. FERNÁNDEZ NAVARRO.

(2) Para la explicación de los minerales que se nombran véase la *Mineralogía* del Sr. CALDERÓN.

3.^o Rocas de cristalización mucho más avanzada, pero aun con abundante fondo de magma vítreo (1). A este grupo pertenecen los *basaltos*, las *andesitas augíticas* y los *meláfidos*.

Los basaltos tienen, como elementos cristalinos esenciales, augita, magnetita y plagioclasa (ó ne-



Fig. 40.—*Basalto*, visto al microscopio.

Ejemplo de roca de tipo intermedio entre las vítreas y las holocristalinas. El fondo gris es el resto del magma fundamental: el cristal central y otros muchos análogos, que aparecen en distintas partes del fotografiado, son de *augita*; el grande, de sección hexagonal, que se ve un poco á la derecha y arriba del centro es de *olivino*; los microlitos claros son, sobre todo, de *plagioclasa*, y los negros de *magnetita*.

felina ó leucita); y como accesorio característico el olivino. Presentan por lo regular un color ne-

(1) En la *Geología* de D. JOSÉ MACPHERSON, que forma parte de esta Colección de Manuales, se encontrarán noticias que complementen cuanto aquí decimos acerca de las rocas.

gruzco azulado; y, al alterarse, se forman en sus quedades cristalizaciones de zeolitas, aragonito, cuarzo ú otras sustancias (fig. 40).

Las andesitas augíticas se parecen á los basaltos en incluir, como ellos, plagioclasa, augita y magnetita; pero se diferencian de ellos en que suelen carecer de olivino y tener en cambio sanidina. También contienen hornblenda y mica, y algunas variedades dialaga ó hiperstena.

Por fin, los meláfidos tienen la composición esencial de los basaltos, más silicato hidratado de protóxido de hierro, y suelen presentar con frecuencia un aspecto análogo al de los pórfidos.

4.º Rocas constituídas por una masa de estructura *micro-afanítica*, es decir, mucho más adelantada en su individualización, aunque sin haber acabado de cristalizar clara y completamente. Ofrecen estados intermedios entre los vidrios y las masas granudocristalinas. A este grupo corresponde la felsita ó petrosílex, que recibe este nombre de su semejanza exterior con el sílex.

5.º *Pórfidos propiamente dichos*.—Presentan la masa micro-afanítica que acabamos de describir y engastados en ella multitud de cristales, no sólo microscópicos, sino visibles á simple vista y que se destacan sobre el fondo. En los pórfidos llamados felsíticos el fondo es de felsita y los cristales de ortoclasa ó de ortoclasa y de cuarzo. En los llamados pórfidos riolíticos ó *traquitas*, los cristales son de sanidina ó de sanidina y de cuarzo, lo que revela la naturaleza del magma de que proceden.

6.º Rocas en que á lo más queda un escasísimo residuo sin cristalizar completamente, habiendo sido, en general, sustituido el magma vítreo de las rocas anteriores por un fondo micro-cristalino.

A este grupo pertenecen diferentes rocas; v. gr., las *andesitas anfibólicas*, compuestas principalmente de plagioclasa y hornblenda, con cuarzo ó sin él, y otros elementos accidentales; la *fonolita* (sanidina, nefelina, hornblenda, noseana, magnetita, etc.); y las *porfiritas*, en las cuales los cristales grandes (de plagioclasa, de plagioclasa y hornblenda, ó de plagioclasa y augita) se destacan en una masa microcristalina. Entre las porfiritas figuran el pórfido rojo antiguo y el pórfido verde antiguo. Estas rocas forman ya el eslabón de enlace con las granodocristalinas.

7.º *Rocas completamente cristalinas*.—A veces los cristales que constituyen la masa son muy pequeños y no se distinguen unos de otros más que mediante el microscopio: la roca se llama entonces afanítica ó microcristalina. En el caso en que los individuos cristalinos son perfectamente discernibles á simple vista, se dice granuda. Entre estas rocas, que son muy numerosas, figuran las siguientes que, con la composición mineralógica á continuación del nombre, citamos por ser las más comunes y extendidas:

Granito: cuarzo, feldespato (sobre todo ortosa), y mica (blanca ó negra) (fig. 41). Hay granitos abortados en que falta uno de los elementos. Si desaparece el feldespato, v. gr., queda convertido en *hialomicta* (cuarzo y mica). Si desaparecen el feldespato y la mica, resulta el cuarzo granodocristalino.

Sienita: feldespato ortoclasa y hornblenda (pudiendo también incluir cuarzo y mica).

Diorita: plagioclasa y hornblenda.

Diabasa: plagioclasa y augita.

Gabros: plagioclasa (labradorita), ó saussurita, con dialaga ó esmaragdita.

Granatfels (de los alemanes): granate con hornblenda.

Dunita: olivino y hierro cromado.

Lherzolita: olivino, enstatita, diópsida y picotita.

Todas las rocas de esta serie, de que acabamos de enumerar ejemplos, tienen un origen endógeno,



Fig. 41.—*Granito*, visto al microscopio.

Ejemplo de roca holocrystalina. Sus elementos esenciales son: *cuarzo* (los cristales más límpidos), *ortosa* (los anubarrados) y *mica* (los finamente rayados y con inclusiones).

eruptivo. Muchas, como los vidrios y sus pórfidos, los basaltos y las traquitas, son arrojadas por los volcanes y se consolidan en la superficie de la tierra; otras, como las granodocrystalinas, no son arrojadas fluidas al exterior, sino que hacen intrusión pasivamente en los huecos que se producen en las profundidades de la corteza, se consolidan allí,

y aparecen á nuestra vista sólo después de largos siglos, cuando la erosión ha ido derrubiendo poco á poco las masas de terrenos que las cubrían.

Las rocas exógenas podemos dividir las en dos grupos: rocas de yacimiento y rocas clásticas; es decir, formadas de detritus de otras preexistentes.

Las rocas de yacimiento pueden tener diversos orígenes; v. gr., precipitación por evaporarse las aguas en que iba disuelta la sustancia; reacciones químicas minerales; ó descomposición de organismos.

A este grupo pertenecen, entre otras, las rocas siguientes:

El ópalo (sílice amorfa) y el *silex* (mezcla íntima de sílice amorfa y cuarzo cristalino). Estos dos productos no forman grandes masas; sino riñones ó cantos no rodados engastados en ciertos terrenos sedimentarios, v. gr. en la creta ó en las arcillas terciarias, como las de Castilla la Nueva formadas en el fondo de un gran lago. El ópalo puede tener un origen geysariano, pero muchas de sus variedades proceden de agregación de los restos de caparzones silíceos de unas algas llamadas diatomáceas.

Los *carbones* minerales, que son restos de plantas que vivieron en remotas edades geológicas, y de cuya descomposición han quedado grandes masas formadas preponderantemente por carbono. El más antiguo de los carbones es la *antracita* (un 90 por 100 de carbono), que se encuentra en los terrenos primarios más antiguos. Le sigue la *hulla*, que caracteriza todo un período geológico. El *lignito* se halla especialmente en los terrenos cretáceos y terciarios, y la *turba*, el carbón menos ade-

lantado en su evolución regresiva hacia el mineral, se forma todavía en nuestros días en las llamadas *turberas*, parajes pantanosos en que concurren circunstancias favorables, como gran aglomeración de vegetales, escasez de corriente en las aguas, etc. (fig. 42).



Fig. 42.—Corte de una *turbera*.

Sal gema (cloruro de sodio). La formación de sus yacimientos se atribuye principalmente á la evaporación, en cuencas cerradas, de aguas que la llevaban disuelta. Se encuentra siempre unida á mayor ó menor cantidad de yeso.

Yeso (sulfato de calcio hidratado). Procede, como la sal gema, de la evaporación de aguas que lo llevaban disuelto; ó de la acción de vapores sulfurosos ó sulfhídricos sobre bancos de caliza; ó de la hidratación de la anhidrita (sulfato de calcio sin agua).

Caliza (carbonato de calcio). La caliza puede provenir en parte, y originariamente sobre todo, del interior de la Tierra, como lo demuestra la



Fig. 43.—*Caparazones de foraminíferos en la creta* (vistos con el microscopio).

existencia de cristales de este mineral en la ganga de muchos filones metalíferos. Pero la inmensa mayoría de la que hoy existe á nuestra vista tiene

un origen exógeno. La mayor parte procede de restos de organismos, que, en virtud de su actividad biológica, la han formado, para constituir sus conchas, dermatoesqueletos ó caparazones, v. gr. corales, briózoos, foraminíferos, etc. (fig. 43). En ciertas calizas pueden observarse, ya á simple vista, ya con el microscopio, las formas de los citados organismos. Pero hay también grandes masas de



Fig. 44.—*Caliza oolítica.*

calizas que tienen un origen químico, pues se han formado por precipitación, habiendo estado antes su sustancia disuelta en aguas más ó menos aciduladas. A esta clase pertenecen las calizas incrustantes y las estalactíticas. En cambio son de origen exclusivamente animal los arrecifes coralinos que fabrican los pólipos junto á las costas. Una caliza muy típica es la llamada *creta*, blanca (si no está teñida por los óxidos de hierro ó la clorita), terrosa y deleznable, que caracteriza ciertos pisos del sistema á que da el nombre de cretáceo. Típica

es también la *oolítica*, que se encuentra sobre todo en el terreno jurásico y se llama así á causa de estar formada por pequeños esferolites ú ovulillos (fig. 44),

Dolomía (carbonato de calcio más carbonato de magnesio). Se distingue de la caliza por ser más dura y más áspera al tacto. Su formación se ha explicado, ya por la precipitación química directa; ya por la acción, sobre las calizas ordinarias, del agua acidulada llevando disuelto carbonato de magnesio; ya por la del agua simplemente acidulada sobre las calizas magnesianas; ya por la penetración de vapores de magnesio á través de bancos de caliza.

Fosforita (fosfato de cal impuro). Proviene de concreciones dejadas por el agua de los geysers; de descomposición de huesos; ó de transformación de productos de defecación animal. De este último origen es el *guano* que ha formado enormes masas en ciertas regiones, como las islas situadas frente á las costas del Perú, en las que han concurrido circunstancias favorables, como gran afluencia de aves que dejasen allí sus excrementos y sus huesos, y ausencia más ó menos completa de lluvias que barriesen esos restos. El *guano*, además del fosfato de cal, encierra agua, carbonato de cal, magnesia, yeso, alúmina, hierro y otras sustancias.

Hierro.—Este metal contribuye á formar también rocas en masa, ya en forma de *siderosa* (carbonato), ya de *hematites* (óxido férrico anhidro), ya de limonita (hidróxido férrico).

En realidad es bastante difícil, por no decir imposible, establecer una división marcada entre las rocas de yacimiento y las clásticas; pues muchas de las primeras están en realidad formadas de res-

tos de otras: así, por ejemplo, la caliza incrustante depositada por las aguas aciduladas, la han tomado éstas precisamente de otras formaciones calcáreas anteriores: ha habido, pues, en ella un transporte. En cambio ciertas arcillas, que en general incluimos entre las rocas clásticas, proceden, sí, de restos de otras anteriores, pero se forman como resultantes de un depósito químico (v. gr. la arcilla esméctica), ó de una descomposición *in situ*, como el caolín, y ciertas tobas, es decir, las masas arcillosas que resultan de la descomposición de rocas arrojadas por los volcanes, como el basalto y la traquita.

Las rocas clásticas, atendiendo á su estructura, las podemos dividir en estos cinco grupos: *conglomerados*, *areniscas*, *pizarras*, *rocas compactas* y *rocas sueltas*.

Desde el punto de vista de su composición mineralógica, los elementos que más dominan en ellas son la *caliza*, la *arena silícea*, producto de la disgregación del cuarzo, y la *arcilla*, silicato hidratado de alúmina que se produce por descomposición de las rocas feldespáticas, y que suele siempre, ó casi siempre, contener impurezas, como hidróxido de hierro (que la tiñe de amarillo ó rojo), manganesa (que la tiñe de negro), carbonato de cal y de magnesia, arena, restos orgánicos (que le dan coloraciones oscuras), etc.

Si estudiamos desde las fuentes hasta su desembocadura, el lecho de ciertos ríos nacidos en montañas rocosas, observaremos que, en la parte más alta de la corriente, abundan los cantos grandes angulosos, desprendidos por la acción de las aguas; más adelante los cantos se van puliendo con el roce, y por lo tanto, empequeñeciendo (fig. 45); más adelante aún, los residuos de ese trabajo de

pulimento forman arenas tanto menos gruesas cuanto más nos acercamos á la desembocadura; y en ésta, por fin, lo que las aguas llevan en suspensión es un légamo formado por partículas menudísimas indiscernibles á veces. A estas diferentes facies del acarreo, corresponden las divisiones que, atendiendo á la estructura, hemos hecho de las rocas clásticas, resultantes de la adherencia bajo las enormes presiones de los terrenos superpuestos



Fig. 45.—Cantos rodados.

(Convertidos en agregado por un cemento dan por resultado una *pudinga* (fig. 46).

de los detritus que las corrientes y los agentes atmosféricos —lluvias, vientos, etc.— arrancaron en la superficie terrestre á las rocas preexistentes, ya clásticas á su vez, ya de yacimiento, ya endógenas.

Los conglomerados son agregados de fragmentos diversos, unidos por un cemento. Si los fragmentos son angulosos, la roca se llama *brecha*, y si son rodados *pudinga* (fig. 46).

Las *areniscas* están formadas por granos de cuarzo reunidos mediante un cemento, que puede ser silíceo también, como en la llamada arenisca lustrosa; calizo, como en la arenisca de Fontainebleau; dolomítico; margoso, como en la llamada

molasa, de Suiza; arcilloso, como en la arenisca abigarrada de los Vosgos; etc. Las areniscas ricas en mica forman una variedad llamada *psamita*.

Cuando el detritus se deposita muy molido, puede, ó bien formar capas, ó constituir una masa compacta. En el primer caso resultan las *pizarras*,

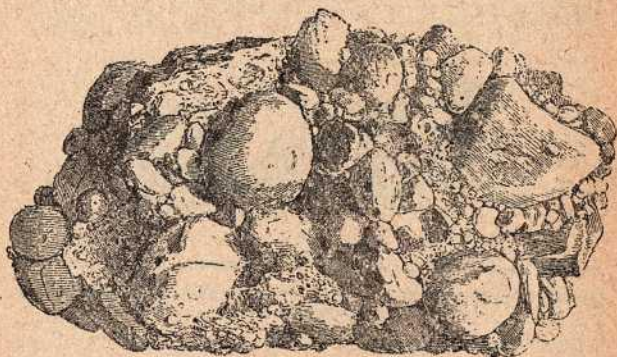


Fig. 46.—Un conglomerado (*pudinga*).

en cuya composición suelen entrar, en mayor ó menor proporción, la arcilla, la sílice, la mica, el óxido de hierro (que las colorea de amarillo, rojo, etc.), el carbón (que las colorea de negro, dando lugar á ciertas variedades como la *pizarra tegular* y la *pizarra gráfica* ó *ampelita*), la caliza, etc. En el grupo de las rocas compactas entran ciertas arcillas, que constituyen masas endurecidas, ó adherentes, y se caracterizan muy típicamente por el olor que despiden al ser humedecidas por el aliento y por su apegamiento á la lengua; algunas calizas; y las

margas, que son mezclas de caliza y arcilla (1). Por fin al grupo de las rocas sueltas corresponden: las arenas de las playas, las de ciertas formaciones interiores, como las fajas cuaternarias constituidas á ambos lados de la cordillera Carpetana, en España; el *loess*, que es una arcilla mezclada con arena silícea; la tierra vegetal ó *mantillo*; etc.

Depositándose unas tras otras en la superficie de la tierra, estas diversas rocas, ya de acarreo, ya generadas *in situ*, van formando los terrenos llamados sedimentarios, que se superponen unos á otros. Pero las rocas sedimentarias, por efecto de la presión y del calor á que pueden encontrarse sometidas en las profundidades de la corteza ó también en la superficie (v. gr. á causa de los fenómenos eruptivos de los volcanes), ó en situaciones intermedias, cuando se hallan afectadas por la expansión de materias eruptivas que hacen intrusión en las resquebrajaduras ó huecos; sufren una transformación —*metamorfismo*—, que hace cristalizar sus elementos si las condiciones son á propósito, como sucede en las profundidades de la corteza. Esto da lugar á un grupo de rocas intermedio entre las eruptivas y las sedimentarias, es decir, rocas sedimentarias, dispuestas en capas, y cristalizadas posteriormente.

Los más típicos ejemplos son los *esquistos cristalinos* y las *pizarras cristalinas*. En los primeros es en los que ha sido más honda la transformación: los elementos sedimentados forman capas onduladas, de grueso no uniforme. Tal es el *gneis*, que constituye una transición entre el granito y las pizarras, y consta esencialmente, como aquél, de

(1) Algunas margas son también pizarrosas (*mergelschiffer* de los alemanes).

cuarzo, feldespato y mica. Las pizarras están formadas, al contrario, por hojas más finas y regulares, y su prototipo son las *filitas*, que pueden ofrecer un aspecto granudo á simple vista, ó ser microcristalinas. Los elementos minerales que las constituyen son granos de cuarzo y de feldespato, y hojuelas de mica y clorita. Si los elementos son exclusivamente cuarzo y mica, la roca se llama *micacita* ó *micasquisto*; y si domina el cuarzo más ó menos absolutamente, *cuarcita estratiforme*, que procede del metamorfismo de la arenisca cuarzosa. La *cloritina* es una pizarra constituida sobre todo por hojas de clorita, pero con las cuales se suele siempre encontrar algo de cuarzo, feldespato, mica ú otros minerales. La *talcita* es análoga á la anterior, sólo que su mineral esencial es, en vez de la clorita, el talco.

La *caliza granudocristalina*, procede, por lo menos en parte, del metamorfismo de la caliza compacta; y el *grafito* del metamorfismo de los carbones.

Por fin un ejemplo de metamorfismo en la superficie de la tierra por acción del calor, nos lo ofrecen las *porcelanitas* ó *termántidas*, que son masas arcillosas, cocidas, convertidas en porcelana natural, por el contacto de las lavas volcánicas. En este caso el metamorfismo no produce la cristalización, pues las condiciones de enfriamiento no se prestan á ella.

Tales son, en breve extracto, los materiales que, en mayor número, componen la corteza terrestre.

Estratificación de los terrenos

Los materiales exógenos van superponiéndose unos á otros, en capas. Estas capas se llaman estratos. Si esta superposición se hubiera ido efectuando de una manera uniforme, permaneciendo siempre lisa la superficie terrestre, no nos sería posible conocer sino las capas más superficiales, y aun así, sólo mediante la apertura de minas podríamos ver más allá de la primera. Pero, afortunadamente para los amantes de la Geología, no ha sucedido de este modo, que resultaría hasta un contrasentido. La corteza terrestre ha sufrido (por causas que luego se explicarán) diversos movimientos que han basculado y plegado los estratos comunicándoles diferentes grados de inclinación, ó han hecho hundirse á un bloque entero de ellos dejando aparecer el flanco de los contiguos. Por otra parte, la acción de las aguas y los vientos en la superficie ha seguido desmoronando, barriendo, arrasando las masas de rocas, y poniendo así al descubierto las que yacían debajo. La figura 47 da gráficamente una idea de estos tres fenómenos. Gracias á ellos nuestro conocimiento de la corteza llega hasta los terrenos depositados por vía sedimentaria y metamorfoseados después y á los eruptivos que inmediatamente yacen bajo ellos.

Toda la serie conocida la hemos clasificado por orden de antigüedad. Pero ¿cómo se ha podido hacer esta clasificación?

Si todos los terrenos, sobre ofrecer una serie continua, se hallaran por doquier en estratificación concordante, claro está que el terreno superficial sería posterior al inmediato subyacente, éste al que sigue y así los demás. Pero puede ocurrir,

y ocurre corrientemente, que, por efecto de las muchas y poderosas dislocaciones sufridas por la corteza, los estratos estén dispuestos en forma muy complicada, tanto que hasta lleguen á invertirse los términos, como aparece en la figura 48 en la serie 4-3-2-1. Entonces es necesario acudir

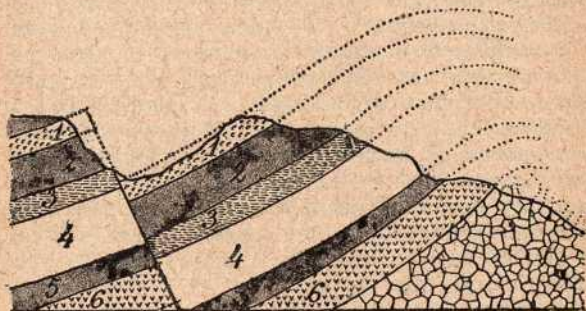


Fig. 47.

Estratos sedimentarios (1, 2, 3, etc...); roca cristalina subyacente (extremo derecho de la figura); falla (á la izquierda), y pliegue (mitad derecha). Las líneas de puntos indican lo derrubiado por la erosión.

á otros criterios de clasificación. Uno muy útil nos lo facilitan las rocas eruptivas. Cuando éstas atraviesan varios estratos y de éstos unos están metamorfoseados y otros no, dedúcese que el fenómeno eruptivo ha sido posterior á los primeros y anterior á los segundos. Pero como esto son fenómenos locales, el mejor criterio, en la mayoría de los casos, es el que nos suministran los restos orgánicos que se conservan en cada terreno. Estos

restos se llaman fósiles, y consisten en huesos, conchas é impresiones. Los huesos y conchas recientes pueden encontrarse aún en estado natural ó poco transformados; pero en los restos antiguos no suele quedar más que la forma, y la materia primitiva del organismo animal se halla sustituida por otra, v. gr. la sílice. Los restos antiguos de plantas se suelen hallar convertidos en materia

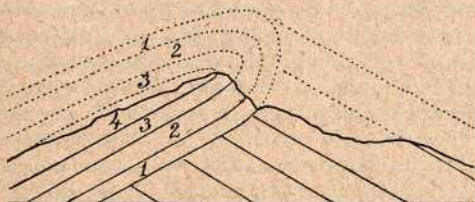


Fig. 48.

(Las líneas de puntos indican las partes destruidas por la acción de los agentes atmosféricos.)

más ó menos carbonosa, aunque también los hay silicificados.

No en todos los estratos encontramos los mismos tipos de organismos. Según ahondamos en profundidad, éstos van cambiando y alejándose de los actuales. Y haciendo exploraciones en países diferentes, vemos repetirse, poco más ó menos, y con variantes de orden secundario, esta sucesión de formas. De aquí deducimos que los organismos han estado sujetos á una evolución, y que los diferentes estratos de la litosfera nos conservan, como un gigantesco museo, ejemplares de las diferentes etapas de ella. Reconstituyendo, pues, esta evolución, reconstituimos la sucesión de las forma-

ciones estratificadas. Y más aún: los fósiles no sólo nos iluminan sobre la edad relativa del terreno en que se encuentran, sino que nos revelan cómo éste se ha formado: si hallamos en él restos de animales propios de agua dulce, deduciremos que la sedimentación ha tenido lugar en el fondo de un lago; si abunda en políperos, la consecuencia será su formación marina junto á la costa; etc. Las transgresiones constituyen también un dato interesante. En ninguna parte del mundo se puede estudiar la serie completa de terrenos. En unos lugares no se alcanzan á ver, por mucho que se profundice, sino los más recientes; en otros aparecen á flor de tierra los más antiguos, porque la erosión ha barrido los superyacentes. En otros, por fin, la serie está interrumpida: faltan intermediarios: esto nos dice que durante una época más ó menos larga, la comarca estuvo emergida, puesto que, ó no se depositaron nuevos terrenos, ó los depositados pudieron luego ser destruidos por los agentes atmosféricos. Hay, sin embargo, que ser muy medido en las inducciones y deducciones. Del afloramiento actual de un estrato no se deduce que éste haya estado emergido desde su formación: á ese estrato pudieron superponerse otros de sedimentación posterior barridos más adelante por la erosión. Por análogo motivo los límites actuales de una formación marina que aparece emergida, no se han de tomar necesariamente por contornos del antiguo litoral. En la clasificación de los terrenos por razón de su antigüedad y caracteres no hay uniformidad completa en los diversos autores; pero para la nomenclatura de los términos de la división se vino á un acuerdo en el Congreso Geológico de 1881, celebrado en Bolonia. A las divisiones de primer orden se las llama *grupos*, á las de segundo *siste-*

mas, á las de tercero *series*, y á las de cuarto *pisos*. Los pisos se dividen en *hiladas* ó *capas*: pero, si dentro de cada uno se pueden formar varios grupos de *hiladas*, éstos reciben el nombre de *subpisos*. Al espacio de tiempo correspondiente á la formación de un *grupo* se le llama *era*; al de la formación de un sistema, *período*; al de la formación de una serie, *época*; al de la formación de un piso, *edad*.

La división más comúnmente aceptada en el lenguaje corriente es la indicada en este cuadro que debe leerse de abajo á arriba.

Grupo	Sistema	Serie
Post-terciario	Moderno.	
	Cuaternario.	
Terciario	{ Plioceno. Mioceno Oligoceno. Eoceno.	
Secundario	{ Cretáceo. . . } Jurásico. . . } Triásico.	{ Supracretácea. Infracretácea. Series oolíticas. Lías.
Primario	{ Pérmico. Carbonífero. Devónico. Silúrico. Cámbrico.	
Arcaico.		

En realidad, el terreno cuaternario y el moderno, no tienen por sí solos suficiente potencia cada

uno para constituir un grupo comparable á los otros. Por eso LYELL los agrupó juntos con la denominación general de post-terciario, subdividido en *pleistoceno* y *reciente*; y otros autores dan el nombre de *pleistoceno* ó *post-plioceno* al cuaternario y al moderno juntos, y hacen de ese término un sistema del grupo terciario.

El terreno arcaico ha sido también llamado *laurentino* é incluido como sistema en el grupo primario. El *cámbrico* es aún considerado por algunos como un término de subdivisión del silúrico.

Desde el punto de vista de los fósiles que cada terreno encierra, la era arcaica se llama también *azoica* (de α partícula privativa y ζῶον = ser vivo), porque en esos terrenos no se han encontrado restos de organismos; la primaria se llama paleozoica (de παλαιός = antiguo, y ζῶον); la secundaria mesozoica (de μέσος = medio y ζῶον); y la terciaria cenozoica (de καινός = nuevo, reciente, y ζῶον).

En Geología lo más importante en los terrenos sedimentarios son los fósiles, determinantes de su edad; en Geografía, por el contrario, tiene más importancia conocer la clase de materiales que forman el terreno de la región que se describe.

El arcaico no tiene fósiles. Únicamente se han creído ver en él huellas de anélidos. Hace tiempo se imaginaba haber descubierto en el arcaico del Canadá un foraminífero al que se llamó *Eozoon canadense*; pero hoy nadie ve en el pretendido organismo sino un accidente petrográfico. Sin embargo, la existencia del grafito induce á presuponer la del carbón y, por lo tanto, la de organismos vegetales. Las rocas de este terreno son del grupo de las metamórficas, y presentan, por lo tanto, una

transición entre las sedimentarias posteriores y las eruptivas. En España suele constar de tres pisos, en los que se marca muy bien el tránsito gradual. En el inferior dominan el granito gneísico y el gneis glandular, es decir, el gneis más burdamente estratificado, con más irregularidades en la masa de sus materiales y más sinuosidades y desigualdades en las capas; encima se encuentran, sobre todo, gneises micáceos (es decir, los más finamente pizarrosos), y micacitas; y en el piso superior, micacitas finas, talcitas, cloritinas y aun filitas.

En el grupo primario ó paleozoico, sobre todo en los sistemas precarboníferos, predominan las filitas, las pizarras arcillosas, las cuarcitas, y también las calizas cristalinas, las areniscas y los conglomerados. Sus fósiles característicos son: los *trilobites*, grupo especial de crustáceos que comprende numerosos géneros y especies (*Paradoxides*, *Sao*, *Asaphus*, *Homalonotus*, *Calymene*, *Phacops*, etc.); *braquiópodos*; *orthoceras* (cefalópodos); *graptolites* (celenterados); plantas talofitas (*algas*), criptógamas fibroso-vasculares (*flicíneas* (1), *equisetíneas*, *licopodíneas*), y algunas gimnospermas (coníferas).

El terreno carbonífero se caracteriza por el gran desarrollo que en él tuvo la vegetación, de la cual proviene la hulla. El piso inferior de este terreno (en Inglaterra, donde está muy desarrollado, España, Bélgica y otros puntos), consiste en una caliza que se llama caliza de montaña (en Bélgica *petit-granit*). El superior es el que contiene la hulla; pero ésta no forma capas continuas de gran potencia, sino estratos de algunos centímetros ó decímetros de espesor, intercalados entre

(1) Helechos.

otros de calizas areniscas, pizarras, etc. En Inglaterra entre el piso superior y el inferior hay otro de conglomerados, areniscas y pizarras que se llaman Mill-stone-grit. Los mineros le dan el nombre de «roca del último adiós», porque cuando se llega á ella se pierde toda esperanza de volver á encontrar más capas de carbón.

El terreno pérmico tiene caracteres petrográficos muy diferentes según los países. La *nueva arenisca roja* de Inglaterra corresponde parcialmente á él. Paleontológicamente (1) se caracteriza entre otras cosas porque en él aparecen ya los grandes saurios que tanto desarrollo alcanzan en la era secundaria.

En ésta los fósiles más característicos son, entre los animales inferiores, los *amonitídeos* y los *belemnites* (cefalópodos); y entre los vertebrados, los citados saurios de gran tamaño, entre los cuales los hay nadadores como el *Ichthyosaurus*, y voladores como el *Pterodactylus*. También en la era secundaria efectúan su aparición los mamíferos, empezando por los marsupiales. La naturaleza de las rocas del grupo secundario varía muchísimo según los pisos y regiones.

El sistema triásico se ha dividido en la Europa continental en tres pisos: el inferior ó de las areniscas abigarradas (*Bunter sandstein* de los alemanes, *grès bigarré* de los franceses); el medio ó de la caliza conchífera (*Muschelkalk* alemán); y el superior que los alemanes llaman *Keuper* y los franceses de las margas irisadas (*marnes irisées*). Las rocas típicas de los dos primeros son las que indica su nombre. En cuanto al *Keuper* varía más

(1) Paleontología es la ciencia que estudia los fósiles.

de composición de un lugar á otro. En muchas partes, en España, v. gr., se caracteriza por abundar en él el yeso y la sal (por lo que se le ha llamado piso salífero), y dos minerales muy típicos: el aragonito (carbonato de calcio cristalizado en el sistema rómbico), y el cuarzo hematóideo ó jacinto de Compostela (cuarzo teñido de rojo por el óxido de hierro). En Inglaterra el triás comprende parte de la *nueva arenisca roja* (*new-red-sandstone*), y se divide sólo en dos pisos—inferior y superior—, faltando el equivalente al Muschelkalk alemán. En el superior abundan también, como en España, las formaciones yesosas y salíferas.

El sistema jurásico se divide en dos series: la inferior es el *lías*; la superior ú oolítica se subdivide á su vez en *oolita inferior*, *media* y *superior*. También en estos terrenos, como en todos los siguientes, la variedad de rocas es muy grande. Sin embargo, en toda la serie jurásica de Europa se puede sentar que adquieren un marcado predominio las calizas, y entre éstas son muy típicas las *oolitas* ó *calizas oolíticas* (fig. 44), que dan su nombre á la serie superior al lías. Hay también arcillas, margas, areniscas, arenas, pizarras arcillosas, carbonosas, formaciones ferruginosas, etc. En Alemania la serie oolítica se divide solamente en dos grandes subseries: *jura pardo* (*brauner Jura*), que es el inferior, y *jura blanco* (*weisser Jura*). En Inglaterra y Francia comprende muchísimos pisos. A la serie liásica corresponde una época de gran expansión del mar en Europa, lo que se deduce del estudio de los terrenos de formación marina.

El sistema cretáceo se divide en dos series: *infracretáceo* y *supracretáceo*. El nombre se lo da la creta, formación muy extendida en algunos pisos

del supracretáceo; pero la variedad de rocas es indefinida y sin el auxilio de los fósiles no cabe determinación de edad. Las arenas y areniscas abundan más que en la serie jurásica. Un hecho muy característico del período cretáceo fué un nuevo y enorme ensanchamiento de los mares á expensas de las tierras, aun de muchas que habían atravesado varios períodos sin sumergirse. Este fenómeno, que se ha observado en ambos continentes, se conoce con el nombre de *transgresión de la creta* y alcanzó su máximum en la edad correspondiente al piso cenománico.

En los terrenos ternario y cuaternario, como más recientes, las rocas van siendo cada vez más sueltas, lo cual no quiere decir, sin embargo, que no se encuentren también en ellos rocas, v. gr. los conglomerados, tan adherentes como los de la época primaria. Lo más extendido son arcillas, arenas, margas, calizas, areniscas... Paleontológicamente caracterizan el grupo terciario la ausencia de amonites y belemnites, la abundancia en su lugar de ciertos gasterópodos, v. gr. los géneros *Cerithium* (en el eoceno) y *Turritella* (en el mioceno); y, sobre todo, el gran desarrollo de los mamíferos corpulentos: *Anoplotherium*, *Antracotherium*, *Palæotherium*, *Aceratherium*, *Rhynoceros*, *Mastodon*, *Dinoceras*, *Dinotherium*, *Elephas*, *Palæocyon*, *Hyænodon*, *Arctocyon*, *Ursus*, etc.

En el eoceno medio y superior abunda grandemente la caliza llamada numulítica (fig. 49), por contener restos de los foraminíferos á que se dió el nombre de *Nummulites* por su forma, parecida á la de una moneda (nummus = moneda, en latín). En el terreno eoceno es donde se han hallado los primeros restos de cuadrumanos.

Antes dividíase todo el grupo terciario en sólo

tres sistemas: eoceno, mioceno y plioceno. Pero posteriormente, siguiendo al profesor BEYRICH, se formó, con las capas superiores del eoceno y las del mioceno inferior, un sistema intermedio llamado *oligoceno*. A éste corresponde la caliza lacustre de la Beauce (Francia), donde el abate BOURGEOIS halló unos sílex en los que creyó ver señales de haber sido sometidos al fuego, lo que demostraría la existencia del hombre en tan apartado período.



Fig. 49.—*Caliza numulítica.*

En la actualidad se tiende otra vez á suprimir la división *oligoceno* como inútil.

Al sistema mioceno, que tiene en Europa facies lacustres y facies marinas, corresponden: en Suiza, la formación llamada de la *molasa* (arenisca que la caracteriza); en Francia, los célebres *faluns* de la Turena, que son arenas y margas muy conchíferas; en España las tres grandes cuencas lacustres que forman las llanuras de Castilla la Vieja y Castilla la Nueva, en la Meseta, y la del Ebro; etc.

Al sistema plioceno (serie inferior) corresponde una formación muy característica en Inglaterra: la de los *craggs*, que están compuestos, como los *faluns* miocenos de Francia, por materiales de

playa. Hay el *crag* blanco y el rojo; este último teñido por el óxido de hierro. En Italia el plioceno está muy desarrollado á lo largo de ambas vertientes del Apenino; tanto es así que un geólogo, D'ORBIGNY, le había dado el nombre de subapenino. En Sicilia, una de las capas típicas del plioceno, es una caliza incoherente riquísima también en conchas, como los *crag*s y los *faluns*.

Al final de la era terciaria y durante la cuaternaria, ocurrieron las dos grandes invasiones de los hielos, fenómeno innegable puesto que existen de él pruebas evidentes; pero que no ha podido aún ser explicado por los geólogos de un modo claro, satisfactorio y unánime. El hecho es que los hielos, actualmente reducidos, en el hemisferio del N., á la calota polar ártica, avanzaron hasta cubrir toda la Europa septentrional (Escandinavia, parte de Rusia y las islas Británicas); en ella se formaron poderosos glaciares y los materiales arrastrados por éstos aparecen hoy depositados á gran distancia: en las llanuras de la Alemania del Norte y de Polonia, por ejemplo. En los Alpes (formados en la era terciaria) el desarrollo de glaciares fué también grande y los cantos erráticos por ellos transportados se ven en las cumbres del Jura. En la América del Norte los cantos erráticos y otros indicios de la existencia de glaciares avanzan hasta el paralelo 38°. Para explicar estas dos invasiones de los hielos se han invocado diferentes razones, sobre todo tres: la variación de excentricidad en la órbita terrestre, lo que llevaría á la Tierra, de tiempo en tiempo, á alejarse del Sol durante una parte de su revolución, lo suficiente para que disminuyese notablemente el calor de él recibido; las variaciones seculares de la actividad solar, que, al disminuir, haría también que recibiese

menos calor nuestro planeta; y la diferente configuración fisiográfica de la superficie de la Tierra, en virtud de la cual los mares glaciales, comunicando más ampliamente que hoy con los de la zona intermedia, habrían influido en que la temperatura disminuyese en ella, ó, por el contrario, interceptada la comunicación que hoy existe por el Atlántico Septentrional y el estrecho de Behring, las corrientes marinas cálidas y templadas habrían encontrado más limitado que hoy el campo de su influjo.

En los terrenos cuaternarios se encuentran ya restos humanos, y sobre todo objetos de la primitiva industria humana; como piedras más ó menos toscamente trabajadas, huesos con incisiones ó adaptados á diversos usos, etc. Los instrumentos de piedra (sílex, dioritas, diabasas, obsidianas...), son de dos clases: unos simplemente tallados, otros pulidos. De ahí la división en edad *paleolítica*, á la que sólo corresponden los primeros, y edad *neolítica*, en que existen los pulidos solos ó juntamente con los tallados. También se hace otra división de carácter paleontológico: edad del mamut (*Elephas primigenius*) y edad del reno. Formaciones muy típicas de la edad cuaternaria son las grandes masas de rocas sueltas, como arenas y grava (*diluvium gris*), *lehm*, *diluvium* rojo (cemento rojizo arcilloso ó margoso con cantos angulosos ó rodados), etc., formadas ya por acarreo de las aguas corrientes, ya simplemente por el de los vientos (formaciones subaéreas), aun cuando en este segundo caso las aguas de lluvia ayuden al transporte y, sobre todo, lo preparen por su acción demoledora sobre rocas más antiguas. De los tiempos cuaternarios son también muchas cavernas, abiertas por la acción de las aguas acídulas en las masas cal-

cáreas, y á veces erizadas de estalactitas (en el techo) y estalagmitas (en el piso). Muchas de estas cavernas son célebres por la cantidad de huesos de mamíferos y aun humanos, é instrumentos de piedra que en ellas se han encontrado: tales son las cavernas de Bélgica, exploradas por el doctor SCHMERLING en 1833; las de Brixham y Kirdale, en Inglaterra; las de Moustier y de Cro-Magnon, en Francia; la de Neanderthal, en Alemania; la de Aizquirri, la de Berriatúa y las de Pedraza, en España.

Por fin, con el nombre de terrenos modernos, se designa á los que se siguen formando en los tiempos históricos, v. gr. los aluviones fluviales, las playas de las costas, las tierras de labor resultantes de la trituración ó descomposición *in situ* de las rocas subyacentes, los depósitos que el acarreo de los ríos va estratificando en el fondo de los mares actuales ó de los lagos; las edificaciones de los poliperos, etc.

Las dislocaciones

Todos los terrenos sedimentarios que acabamos de nombrar, se depositaron, al formarse, horizontalmente. Sin embargo, no los encontramos siempre así dispuestos.

Los tajos que se hacen en las capas superficiales de la tierra para construir carreteras ó ferrocarriles ó explotar yacimientos ó exhumar ruinas ó nivelar poblaciones ú otros objetos, y más aún los pozos y galerías de las minas ó las perforaciones de túneles, nos permiten examinar directamente una buena parte de la estructura de la corteza, estructura cuyo estudio constituye la ra-

ma de la Geología llamada Tectónica. En todos los cortes mencionados nos aparecen las secciones de los estratos sedimentarios: unos, generalmente los más modernos, siguen por lo regular horizontales ó poco desviados de esta posición; pero otros se nos muestran más ó menos inclinados, doblados, tumbados unos sobre otros, volcados, rotos, dislocados, en fin, de mil maneras, y tanto más cuanto de más antiguo datan.

Largos y minuciosos estudios efectuados en los diferentes países de la Tierra por los geólogos de varias generaciones, han permitido al fin clasificar las variadas maneras de dislocación é inducir los movimientos que las han producido y las causas de éstos.

Hoy todos los geólogos convienen en admitir, como gran causa fundamental de esas dislocaciones, el enfriamiento del globo y la consiguiente contracción de su masa, que obliga á la corteza que nosotros conocemos directamente, á irse adaptando á un núcleo cada vez más pequeño.

Este proceso de adaptación se manifiesta por medio de dos clases de fuerzas: 1.º *fuerzas tangenciales*; 2.º *fuerzas verticales*, es decir, en la dirección del radio y hacia el centro.

La fuerza tangencial hace que la corteza se pliegue para adaptarse á un núcleo menor, de igual modo que se arruga la piel de una manzana ó de una uva cuando la fruta se pasa y disminuye de volumen. La fuerza vertical ó radial es un sencillo caso de la gravedad, y hace que trozos de la corteza se hundan ó desciendan en dirección al centro de la Tierra, lo mismo que descendería la clave de un arco si por contracción general de éste perdiera la presión de las dovelas inmediatas. Plegamientos y descensos en masa son, pues,

las dos dislocaciones fundamentales que la corteza experimenta, y todas las demás se producen por combinaciones de estas dos.

Los pliegues pueden tomar muy variadas formas. El pliegue dispuesto como un tejado de dos aguas se llama *anticlinal* (fig. 50, a). El inverso de éste, es decir, cuya línea mediana se halla hundida, se llama *sinclinal* (fig. 50, b). Los pliegues pueden ser, en su origen, más ó menos verticales; pero luego, por la continuación del esfuerzo orogé-

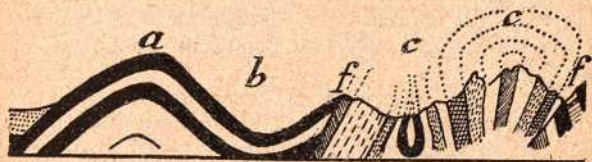


Fig. 50.

nico, inclinarse su eje hacia un lado y buzar en consecuencia las dos caídas hacia el opuesto (fig. 48); y en esta inclinación el eje puede llegar hasta la horizontal y aun pasar de ella. A veces la cabeza de un pliegue cae sobre las formaciones contiguas superponiéndose á ellas, produciendo lo que se llama en francés *recouvrement* ó *chevauchement*, en alemán *Wechsel* ó *Schlächten*, y en castellano *cobijadura* (fig. 48); ó también puede penetrarlas é incrustarse en ellas. La cobijadura sufre una nueva complicación si se produce una *trasladación*, es decir, si la parte superior del pliegue es separada por una falla más ó menos próxima á la horizontal y es obligada á deslizarse por

encima de los estratos cobijados (1). Si, existiendo varios pliegues que se suceden inclinados en el mismo sentido, se produce en cada uno un estrujamiento de manera que una mitad resbale sobre la otra, y la inferior desaparezca en las profundidades, resultan las otras mitades dispuestas, como las tejas de un tejado, en *estructura imbricada* (fig. 51). La compresión inferior de un pliegue y el

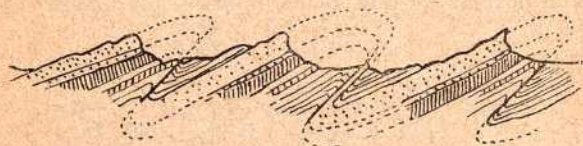


Fig. 51.

Estructura imbricada, según HEIM.

posterior derrubio de sus partes superiores puede dar lugar á los llamados *pliegues en abanico* (fig. 50, c).

Las roturas pueden efectuarse ya por fuerza tangencial, ya por fuerza radial. A la primera clase pertenecen los fenómenos que nos permitimos designar con el nombre de *arranques* (en francés *décrochements*, en alemán *Blätter* ó *Uebersprünge*),

(1) Estos fenómenos, en francés *charriement*, han sido designados también en castellano con el nombre de *arrastre*. Véase, por ejemplo, la nota bibliográfica de la *Revista Minera*, 1.º de Octubre de 1907, sobre un trabajo del inspector general de Minas, D. Luis Mariano Vidal, publicado en las *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, en Julio del mismo año.

los cuales hacen resbalar una sobre otra en sentido horizontal las dos caras formadas por la rotura, ya sea ésta vertical, ya inclinada. A la segunda pertenecen las *fallas* (*f* en las figs. 50 y 53), las cuales aíslan un *paquete* de la corteza, produciéndose el desnivel por descenso de él ó de las tierras circundantes. La masa que desciende rodeada de otras estables se llama *área de hundimiento* (fig. 52, *a*), y, la masa que, por el contrario, permanece estable al hundirse las que la cir-

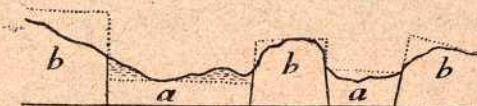


Fig. 52.

cundaban, ha recibido de los geólogos alemanes el nombre de *Horst*, que en castellano se ha traducido por *pilar* (fig. 52, *b*). El hundimiento puede producirse, si los estratos tienen elasticidad suficiente, sin necesidad de falla, formándose entonces lo que los geólogos norteamericanos han llamado *monoclinal flexure*, *pliegue monoclinico* (fig. 53, *a*). Si la tensión continúa y vence la tenacidad de los estratos, se produce la falla (fig. 53, *f*), y la inclinación de los bordes, en sentido inverso, delata el *pliegue* que la precedió. El *salto* ó desnivel entre los dos labios puede llegar á ser muy grande: de varios millares de metros.

Cuando las fallas ó resquebrajaduras dejan huecos, reciben en castellano el nombre de *soplados*. De la precipitación en ellos (por proceso hidroter-

mal) de diferentes minerales (cuarzo, sulfuros, arseniuros, etc.), resultan los *filones*.

Una estructura que se registra muy extendida por todo el globo es la llamada *uniclinal*. En ella la corteza aparece fragmentada por una serie de fallas, y entre ellas los fragmentos se nos muestran inclinados con el mismo buzamiento, como si todos ellos hubieran cedido á un movimiento de báscula ó charnela; y, por efecto de tal disposición, afloran

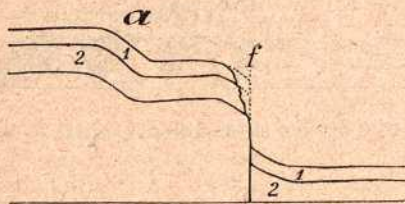


Fig. 53.

en la superficie los diversos estratos en repetida alternancia ó serie. MACPHERSON, en un trabajo clásico, ha hecho ver el predominio que alcanza esta estructura en la península Ibérica, y de él tomamos el adjunto corte de la sierra de Guadarrama, que nos sirve de ejemplo para tal disposición (fig. 54).

En general, y según se deduce de hechos observados, en los primitivos tiempos del proceso geológico, en que la corteza era todavía, en su totalidad, mucho más plástica de lo que hoy se manifiesta, predominó la dislocación por plegamiento. Luego, una parte de las regiones plegadas, aún conservaron elasticidad para sufrir plegamientos

posteriores, que afectaron no sólo á la masa de los estratos antiguos sino también á la de otros que luego se les fueron superponiendo; pero otras regiones de antiguo plegamiento, se consolidaron hasta el punto de resistir á todo plegamiento posterior; de modo que éstas, ó han permanecido estables, ó su dislocación no ha podido hacerse ya más que por medio de fallas y hundimientos ó caídas.



Fig. 54.—Corte en la Cordillera Central de España.



Contra las masas de antiguo consolidadas y rígidas es contra las que han venido á chocar los pliegues de otros terrenos intermedios de formación posterior. Los estratos intermedios entre dos zonas de antigua consolidación, han sido comprimidos entre éstas como entre dos mandíbulas. Al acercarse estas últimas, la zona intermedia se ha doblado en pliegues más ó menos paralelos. A la zona estable contra la cual los pliegues han sido empujados, la han llamado los alemanes *Vorland*, que los franceses han traducido *avant-pays* y que

nosotros podemos llamar *ante-país* ó *prosocoro* (1); y á la posterior *Rückland*, *arrière-pays* en francés, *tras-país* ú *opistocoro* (2) en castellano. Con frecuencia la zona de pliegues ha tropezado en su formación con porciones menores de masas rígidas, y éstas han determinado inflexiones más ó menos variadas en los pliegues, cuyo conjunto ha resultado así una curva muy sinuosa, como la que ofrecen los Alpes y demás cadenas del Antiguo Continente plegadas en la edad terciaria, las cuales se continúan desde la cordillera Bética, en España, hasta el Himalaya, la Indochina, y parte de las islas de Oceanía.

Al lado de los diversos movimientos y de las variadas dislocaciones que acabamos de describir, los fenómenos eruptivos y sus efectos desempeñan un papel de menor importancia en la constitución de la parte de la corteza asequible á nuestra observación.

De las erupciones, unas son subterráneas, otras arrojan al exterior los materiales, que, en parte fluidos, se consolidan á nuestra vista. A esta última especie corresponden los volcanes. En realidad, éstos no son más que respiraderos superficiales. El tiempo, dejando desmantelar progresivamente, debido á la acción de los agentes exteriores, las regiones volcánicas, nos permite examinar de ellas secciones á diferentes profundidades; y adquirir así un conocimiento completo de la serie de rocas que deben su formación á fenómenos eruptivos. Las más fusibles son las que han podido ele-

(1) Del griego πρόσω = delante, y χώρος = país.

(2) Del griego ὀπίσθεν = detrás.

vase más y salir al exterior en forma de lavas (basalto, traquita, vidrios, etc.) que, al consolidarse en la superficie de la Tierra, lo han hecho con cierta rapidez de enfriamiento que les ha impedido cristalizar del todo. A mayor profundidad se han consolidado los pórfidos felsíticos y las porfiritas; y, en la máxima á que podemos alcanzar, las rocas eruptivas se nos aparecen completamente cristalizadas. A esta última clase de rocas pertenecen esas enormes masas de granito que han formado intrusiones y que la erosión posterior ha permitido luego aflorar entre gneis y otras capas metamórficas. Los terrenos del NW. de la península Ibérica y las sierras centrales, ofrecen de ello un buen ejemplo.

Lo que no debe admitirse es lo que en otro tiempo tendía á ser creencia general; es decir, que la presión de los magmas flúidos, ó, como solía decirse, un movimiento del gran núcleo incandescente, sea la causa del fenómeno eruptivo. No tenemos motivos para admitir semejante explicación. No conocemos fuerza capaz de levantar con su empuje enormes masas de montañas y sostenerlas. Además, con la teoría de los levantamientos, prescindimos en absoluto de aplicar verdades tan evidentes como los descensos verticales que, por sí mismos, explican el levantamiento aparente ó relativo.

En los fenómenos de erupción, los magmas flúidos desempeñan un papel pasivo: no hacen más que extenderse por los huecos que encuentran entre las rocas, en las fracturas producidas en los terrenos, y lo hacen impelidas por la misma fuerza de compresión de las masas que descienden.

Cuando se abre en la tierra un pozo artesiano, el surtidor de agua que surge no es la causa de la

perforación, sino, por el contrario, su consecuencia: el agua, pasivamente, obedeciendo á las leyes de la Física, no hace más que aprovechar los huecos que encuentra para ponerse á su nivel de equilibrio. De igual manera la salida de lava ó la intrusión subterránea de rocas eruptivas, no son causas, sino consecuencias de las roturas que en la corteza de la Tierra se han producido. La explosión superficial del volcán, aunque espectáculo imponente para la medida humana, es un episodio insignificante del gran fenómeno. Los materiales salidos al exterior por la *chimenea* se van depositando en torno y constituyen el *cono* de erupción, que no es más que un montón de materia inerte que ha acabado ya de representar el pequeño papel que le estaba asignado en el fenómeno; y las erupciones sucesivas, que á veces hacen volar parte del cono en otro tiempo formado, no siempre se verifican por el *cráter* anterior, sino que perforan las faldas de la montaña, abriendo nuevos respiraderos, ya circulares, ya longitudinales. La existencia misma del volcán, aunque nosotros la medimos por siglos, es, sin embargo, breve con relación á un cómputo del tiempo hecho con criterio geológico, como lo demuestra el estudio de los volcanes más ó menos desmantelados formados en épocas anteriores á la presente.

Al efectuarse este trabajo de erosión, se nos muestran sucesivamente, como dicho queda, los aspectos de la región volcánica á diferentes profundidades. Mas, como las rocas eruptivas, con gran frecuencia, son más duras y resistentes que las sedimentarias circundantes, éstas son las que se destruyen más pronto, persistiendo mucho más en forma de salientes del terreno los regueros de lava que originariamente habían ocupado el fondo

de los valles, así como los diques que se habían consolidado debajo del cono de erupción.

De lo dicho se desprende bien claro que los fenómenos eruptivos son consecuencia de las fracturas que se producen en la corteza terrestre al dislocarse, y he aquí por qué los volcanes activos aparecen como jalonando ó delatando las zonas de fractura reciente, y en cierta relación unos con otros dentro de cada grupo ó serie. Para cada alineamiento ó grupo de volcanes tenemos, pues, motivos de suponer que existe una zona subterránea en ignición y que el día en que las bocas ignívoras se hayan calmado y la acción erosiva haya ido haciendo desaparecer unas tras otras las capas ó masas hasta llegar á dicha zona, ésta aflorará en forma de grandes extensiones cristalizadas, del tipo granítico.

Como ejemplos de la disposición correlativa de los volcanes en grandes alineamientos ó en ciclos, citaremos:

El gran círculo de fuego que rodea al Océano Pacífico: en Asia los volcanes aparecen alineados á lo largo de las articulaciones orientales del continente, v. gr. las Filipinas, el Japón, las Kuriles y Kamchatka; en América en toda la región montañosa occidental desde Alaska hasta la Tierra del Fuego (Montes Roquizos, Sierra Madre en Méjico, líneas de la América Central, Andes). Esta inmensa curva de volcanes delata las fracturas según las cuales se ha producido la gran zona de hundimiento del Pacífico paralelamente á las zonas plegadas que lo circuyen. En el Atlántico, por el contrario, no existe este paralelismo entre la fisiografía y el relieve, y los volcanes que afloran, aparecen hoy de preferencia en las islas en el interior de la múltiple zona hundida; islas de las cuales unas se hallan

más ó menos próximas á las costas, como las de la Madera, las Canarias, las del Cabo Verde y las del Golfo de Guinea, pero otras en mitad del mar, como Islandia, las Azores, la Ascensión, Santa Elena, el grupo de Tristán da Cunha y Gough, todas ellas volcánicas.

Otros notables alineamientos volcánicos son: el que jalona la prolongada serie de fosas de hundimiento designada con el nombre general de Siro-Africana, aunque en realidad es múltiple, y que va desde el valle del Bahr-el-Asi, en la Siria, hasta más allá del paralelo 5° S. en Africa; y el de la fosadura en forma de ese, también africana y próxima á la anterior, en la que se alargan los lagos Tanganica y Nasa. Las formaciones volcánicas de esta serie de fosas aparecen ya lateralmente ya en el medio de la zona hundida. Unas corresponden á volcanes extintos, como sucede en Siria; otras á bocas ignívoras aún en actividad, como el Teleki y el Doeño-Ngai, en la más oriental de las fosas africanas citadas, y el Mfumbiro en la más occidental. Alineamiento muy notable también y en dirección transversal es el que se observa en Méjico en la sierra de Anahuac y sus inmediaciones, desde el Colima al Tuxtla.

Toda la región indochinomalaya está rodeada de una gran línea periférica de volcanes que recorre las islas de Andaman y Nicobar, las de la Sonda y las Filipinas, circunscribiendo una zona de hundimientos parciales.

Como ejemplo también de disposición cíclica es muy notable en nuestra Europa la de los volcanes que señalan el hundimiento del Mar Tirreno. A este grupo pertenecen los antiguos de la Italia occidental y actualmente el Vesubio, el Etna, y en el medio de esta serie los de las islas de Lipari, desde

una de las cuales irradian los terremotos tan frecuentes de Sicilia y Calabria.

Con las dislocaciones de la corteza terrestre se hallan relacionados también los *terremotos*, que no son más que manifestaciones superficiales de aquéllas. Esto explica por qué en ciertas regiones coinciden los terremotos con el aumento de actividad volcánica. No es que el volcán ni su erupción sean causa del terremoto; es que erupción y terremoto son efectos de una misma causa, la cual no es otra que la dislocación que en la corteza terrestre se está efectuando. Los volcanes parecen formarse preferentemente en aquellas regiones en que la dislocación se hace por roturas; pero los terremotos pueden ser manifestación, ya de dislocaciones por roturas y hundimiento, ya de movimientos de flexión.

El vulgo sólo se da cuenta de los terremotos cuando éstos se manifiestan muy violentos; pero hay muchos movimientos seísmicos imperceptibles para la observación vulgar y que son registrados por unos aparatos especiales llamados *seismógrafos*. Estos movimientos seísmicos son muy frecuentes en las regiones de dislocación. De algunas, v. gr. la de los Alpes orientales y la del Atlas, puede decirse que están casi en continuo temblor. En cuanto á la sensibilidad de los seismógrafos, es tal, que anuncian las conmociones de regiones apartadísimas. Así, los grandes terremotos de California y de Chile ocurridos en 1906, fueron señalados por los seismógrafos de los observatorios europeos.

El geólogo inglés MALLETT, que ha estudiado muy particularmente los terremotos, define el fenómeno seísmico de esta manera: una ó más ondas

de compresión elástica, comparables á las ondas sonoras ó las olas marinas, que se propagan en una dirección cualquiera, desde la vertical á la horizontal, y según cualquier azimut, á través de la litosfera ó por la superficie terrestre, irradiando de uno ó más centros de impulso subterráneos. Estos centros se llaman *focos*, y el punto de la superficie terrestre situado verticalmente sobre el foco subterráneo, recibe el nombre de *epicentro*. El movimiento vertical, que afecta sobre todo al epicentro, se llama *susultorio*, el horizontal *ondulatorio*, y de la interferencia de ambos resulta el *rotatorio*. Las sacudidas duran sólo algunos segundos, y la velocidad de propagación se ha calculado que puede variar entre 250 y 5.200 metros por segundo.

La erosión y el modelado exterior

Con todos los movimientos endógenos viene á colaborar en la creación de la morfología terrestre, la acción de los agentes atmosféricos y de las aguas corrientes, que es la que acaba el modelado exterior de las tierras, mientras con los detritus así arrancados á las emergentes se forman nuevos terrenos sedimentarios en el fondo de los lagos y mares. De este modo, mientras las dislocaciones, originadas en último caso por la contracción del planeta, tienden á desnivelar constantemente su superficie, la erosión, por el contrario, tiende á nivelarla.

Los efectos de la erosión son lentos pero, á la larga, colosales. Basta reflexionar que la inmensa mayoría de los terrenos que afloran en la superfi-

cie emergida del globo, son producto de la sedimentación subácuea ó subaérea.

Los agentes superficiales de destrucción son principalmente la temperatura, el agua y el viento.

El aumento de temperatura determina dilataciones y su descenso contracciones. En las regiones muy secas y peladas, las rocas se calientan grandemente durante el día. En cambio por la noche la irradiación hace que descienda mucho la temperatura. Esta oscilación térmica origina resquebrajaduras y fracturas en las rocas y hace que su superficie se vaya lentamente desmenuzando.

Las temperaturas muy bajas producen también otro efecto: el de congelar el agua que las rocas contienen; y como el agua, para congelarse, aumenta de volumen, también esto produce trituración.

El agua ejerce su acción destructora ya física ya químicamente. La inmensa mayoría de los minerales que componen las rocas no son solubles en el agua pura y en frío: algunos lo son aunque en proporción muy pequeña. Pero el agua de lluvia se carga de anhídrido carbónico, ya tomándolo, al caer, de la atmósfera, ya del humus de la tierra vegetal, y entonces su poder disolvente aumenta, siendo bastante enérgico para algunos minerales como la caliza; pues el agua por sí sola, si bien no disuelve el carbonato, disuelve el bicarbonato, que puede más adelante regenerar el carbonato por evaporación del líquido y desprendimiento parcial del anhídrido. Así es cómo el agua ejerce una acción erosiva enorme en las montañas calcáreas, y, en cambio, forma en otras partes estalactitas y estalagmitas.

A grandes presiones y temperaturas puede también el agua ejercer acción disolvente [sobre la

silice y los silicatos; pero aun en las condiciones normales de la superficie, los silicatos son atacados lentamente por el ácido carbónico del agua y por el oxígeno; y así, por una serie de oxidaciones, hidrataciones y disoluciones, se descomponen. También ejerce el agua acción química por filtración, cargándose, al atravesar los terrenos, de las sustancias más solubles que en ellos se encuentran y dejando las rocas carcomidas interiormente y más dispuestas, por lo tanto, á la trituración. Luego, cuando estas aguas afloran, pueden ir dejando otra vez, al evaporarse, las sustancias que disolvieron, y esto da lugar á la formación, en la superficie terrestre, de grandes costras salinas, como por ejemplo las numerosas y extensas que aparecen en la parte occidental y nordoccidental de las Pampas en la República Argentina.

Mecánicamente el agua contribuye también á la disgregación de las rocas y arrastra las partes disgregadas ya por ella misma ya por otros agentes como las oscilaciones térmicas. Los cantos disgregados son al principio angulosos; pero rozándose unos con otros por la acción misma del agua, van puliéndose (*cantos rodados*) ó desmenuzándose cada vez más, hasta convertirse en arena ó limo, que los ríos arrastran para irlo depositando en el fondo del mar ó de los lagos en que desembocan. De la acumulación de este depósito á lo largo de las costas, llevado por las corrientes, resultan primero bancos, y más adelante tierras pantanosas, frecuentemente con lagunas, que al principio son *albuferas*, que comunican por medio de bocas ó *graos* con el mar, del cual las dividen las flechas que los alemanes llaman *Nehrungen*, y luego van quedando completamente cerradas y aun acaban por desaparecer. El limo de los ríos se

deposita igualmente ante su desembocadura, ganando terreno al mar y formando primero bancos, luego isletas y al cabo lo que se llama un *delta*. Por fin, los ríos, en sus inundaciones, depositan también el limo en la vega ó en la parte de llanura que cubren temporalmente, y así forman terrenos de mucho espesor, como sucede por ejemplo en el Egipto con los aportes del Nilo.

Acción erosiva, y muy poderosa, es también la que ejerce el agua del mar en las costas, sobre todo en las tempestades, con el embate de las olas, como lo demuestran los taludes de cantos que suelen encontrarse al pié de los acantilados costeros, y que de ellos han sido arrancados.

Por fin el agua ejerce igualmente erosión cuando está congelada, y un caso muy particular é interesante de esto es el que nos ofrecen los *glaciares*. Ascendiendo ya en altitud, ya en latitud, se llega á la región de las nieves perpetuas, en que se van acumulando las de los años sucesivos. Como la nieve tiene cierta viscosidad, tanto la inclinación del terreno como el peso de la masa misma acumulada, hacen descender á parte de ella por las cavidades ó valles de las faldas de las montañas hasta regiones más templadas. En ellas la nieve empieza á derretirse durante el día, pero vuelve á congelarse por la noche, resultando de esta alternancia de fenómenos, que la masa toma una estructura granujienta que se endurece en el invierno y se esponja en el verano cuando la fusión es mayor. A esta roca (que roca es) de agua, la han llamado los franceses *nevé* y los alemanes *firn*. Un geógrafo italiano, PASANISI, ha propuesto para su idioma la palabra *nevaio*, como expresión de las acumulaciones de *nevé*. Nosotros nos atrevemos á proponer en castellano la palabra *neviza* para la masa ó

acumulación y *nevita* para la roca que la constituye. Así como los campos de nieve superiores dan origen á las nevizas, éstas á su vez alimentan los *glaciares*, que son verdaderos ríos de agua congelada, los cuales siguen descendiendo por los valles hasta alturas muy escasas dada la latitud. Así, en los Alpes hay glaciares que bajan hasta los 1.000 metros sobre el nivel del mar. Los glaciares se designan también en castellano con el nombre de *ventisqueros*; pero esta palabra, aunque más usada, no es tan propia, pues según su primitivo y recto significado, lo que designa son las acumulaciones de nieve formadas por el viento. Y como la voz *glaciar* está por su etimología y forma dentro del espíritu de nuestro idioma, no hay motivo para no emplearla. En los glaciares el hielo tiene una estructura granodocristalina; y para esta clase de roca, que no tiene nombre especial consagrado, creemos que sería muy lógico adoptar la palabra *glaciarita*. Los glaciares avanzan hacia abajo en los valles que ocupan, y, en su extremo, la fusión de las capas inferiores da origen á ríos. En este movimiento de avance los glaciares ejercen una enérgica acción erosiva en las paredes que rozan, dejando las rocas rayadas y pulidas; y además sirven de vehículo á los cantos y detritus que de los taludes caen sobre ellos, arrastrándolos en su movimiento. Así, en los glaciares se forman, tanto á sus costados como en su frente, grandes masas de detritus en cuya composición entran desde los grandes peñascos hasta el fango. Para designar estas masas se viene usando en castellano la palabra *canchal*; pero algunos geólogos encuentran que igualmente puede aplicarse á otras aglomeraciones de cantos aunque no tengan este origen, y han propuesto la palabra *morena*, como equiva-

lente de la francesa *moraine*. No vemos inconveniente alguno en adoptarla: *morena* no es un galicismo, puesto que, en primer lugar, se viene usando de antiguo en España como provincialismo, y además tenemos en el idioma otras voces de la misma raíz y con análogo valor en ella, como son *morón* y *desmoronar*. Sin embargo, la significación del provincialismo *morena* no se ciñe á las aglomeraciones frontales ó laterales que presentan los glaciares, sino que tiene otro sentido, por lo cual se halla en el mismo caso que *canchal*. Cuando, reuniéndose dos valles que descienden de la montaña, dan lugar á la reunión en uno solo de dos glaciares, las morenas ó canchales laterales extremos de ambos subsisten; pero las otras morenas se juntan formando una sola morena central. En cuanto á la morena frontal, puede llegar á cubrir una gran extensión de terreno; pues por efecto de la desigual precipitación de nieve en las alturas ó fusión del hielo en las diferentes épocas, el frente del glaciar puede avanzar más ó menos en el llano ó tierra baja.

Ya hemos dicho más atrás, cómo en las llanuras de Alemania se encuentran hoy grandes cantos erráticos transportados allí por los glaciares procedentes de la Escandinavia, durante la invasión de los hielos en los tiempos cuaternarios; y también hemos mencionado la presencia en el Jura, de cantos erráticos procedentes de los Alpes.

Hoy son regiones típicas de los glaciares, entre otras, los citados Alpes, el Himalaya, las montañas de Noruega y de la Columbia Británica, la Alaska, la Groenlandia y otras tierras polares, los Andes australes (territorio de Magallanes sobre todo) y la costa W. de la Nueva Zelanda.

Por fin, es también un gran agente de erosión, el viento.

Este, no solamente transporta los detritus que resultan de la destrucción de las rocas y los acumula, dando origen á nuevos terrenos, sino que, por el roce que estos detritus ejercen al resbalar, desmenuza también y pule las rocas mismas.

Una formación muy típica debida á la acción *eólica* la constituyen las *dunas*. Son eminencias de tierra que el viento va formando por acumulación, en las regiones donde sopla con intensidad y en una dirección predominante, y en las cuales el terreno está formado por materiales sueltos y movedizos. En España pueden observarse las *dunas* en el promontorio de Trafalgar. En el SW. de Francia y en la costa, existía también una gran región de dunas movedizas conocida por las *Landas*: pero los franceses, plantando árboles, han transformado su aspecto, evitando el movimiento superficial del terreno. En mucha mayor escala existen formaciones de dunas en el desierto de Sáhara; y el mismo origen tienen los llamados *médanos* en el interior de las Pampas argentinas.

Del acarreo del viento, más ó menos ayudado por la acción de las aguas fluentes, y de la trituration de las rocas por las oscilaciones de la temperatura, resultan terrenos de formación *subaérea*, que pueden alcanzar muchos metros de espesor.

Los individuos morfológicos

Con todo lo que brevemente queda expuesto acerca de los materiales de la corteza terrestre, de sus dislocaciones y de la acción erosiva exterior, ya podemos darnos cuenta de la naturaleza de los diferentes individuos que componen la mor-

fología de la superficie del globo, individuos cuyo conjunto forma el relieve que hemos aprendido á medir y representar en la Geografía Matemática.

Estos individuos morfológicos, ateniéndonos únicamente á las partes emergidas de la litosfera, pueden clasificarse, por lo que hace á la altitud, en tierras altas ó *acrocoros* (*ακρός* = alto, *χώρας* = país), y tierras bajas; y por lo que hace á su forma, en montañas, valles, llanuras y mesetas, aunque cada uno de estos términos generales es susceptible de subdivisiones, y además no se excluyen del todo unos á otros, pues los valles pueden formar parte de un sistema de montañas, y una meseta puede ofrecer llanuras.

Lo que se entiende por *montaña*, desde el punto de vista meramente topográfico, es cosa que nadie lo ignora: las montañas son las grandes masas de tierra que se destacan, por su elevación, de las circundantes y que ofrecen pendientes relativamente rápidas. Sólo que en esto caben multitud de gradaciones, á las que corresponde una gran variedad de nombres, los cuales tampoco tienen en nuestro idioma un valor fijo y riguroso, sino que varían algo de acepción para cada país en que aquél se habla. Así, el nombre de *cerro* se da en unos lugares á un montecillo aislado ó destacado en una cordillera y áspero; en otros, v. gr. en Madrid, á las gibosidades ú ondulaciones de la formación de arenas cuaternarias; y en la cordillera de los Andes, en cambio, se aplica la palabra *cerro* á muchos de sus conos más elevados, v. gr. el *cerro del Bonete*, el *del Mercedario*, el *Juncal*, el *Descabezado*, etc. La palabra *cuchilla*, cuya significación originaria supone una cresta áspera y bien

marcada, se da en el Uruguay á las lomadas suaves que ejercen de divisorias hidrográficas. En el Oeste de la isla de Cuba la palabra *sierra* se destina á las elevaciones más abruptas de la cadena de Guaniguanico, y á las más suaves se las llamó *lomas*. Pero este último término usado en la mayoría de los países de lengua castellana para indicar elevaciones pequeñas y suaves, se aplica en Santo Domingo á las masas culminantes de sus altas montañas, como la loma de Diego Campo, la loma Barranca y la loma de Tina. La palabra *sierra* que propiamente corresponde á las montañas ásperas, ya aisladas, ya agrupadas formando cadenas ó cordilleras, suele aplicarse en todas partes con una gran amplitud. Las voces *puerto*, *portillo*, *cuello*, *freu*, *alfoz*, etc., designan los pasos naturales entre dos vertientes, más según la costumbre de cada región que de acuerdo con la naturaleza de cada accidente. Lo mismo sucede respecto de los riscos que se destacan á veces en las cumbres, y que, según las localidades, reciben los nombres de *cantos*, *canchos*, *peñones*, *peñotes*, *pedrejones*, *berruecos*, etc. No entra en el plan de esta obra el dar una terminología completa.

Las causas que han generado las montañas poniéndolas en el estado en que las conocemos, son varias: los pliegues, las caídas verticales, la intrusión de masas cristalinas, las erupciones volcánicas, la erosión. Por lo regular concurren á la formación de una montaña varias de estas causas, y á veces todas ellas; pero según que en los efectos más salientes en la actualidad á nuestros ojos, domina la acción de cada una, atribuimos á ella un papel principal que nos sirve para establecer una clasificación genética.

Las más altas cordilleras del antiguo continente,

como los Pirineos, los Alpes, los Cárpatos, el Himalaya, etc., pertenecen al tipo de *montañas de flexión*; porque los pliegues de los estratos terrestres son los que principalmente las han determinado (fig. 55). Examinando atentamente todas estas montañas, encontramos que están formadas, sobre todo, por grandes masas de sedimentos, y que muchos de estos sedimentos, dada la naturaleza de sus fósiles, son formaciones que han tenido lugar en mares poco profundos. Lo que hoy es



Fig. 55 —Disposición de los estratos en el Jura Suizo (según CREDNER).

montaña ó cordillera ha comenzado, pues, por ser un geosinclinal, que se ha ido hundiendo á medida que sobre él se iban depositando los sedimentos, dando así lugar á que prosiguiese la acumulación. La zona ocupada por ellos correspondió, de este modo, á una parte débil de la corteza, limitada por otras más resistentes consolidadas en épocas más antiguas. Al contraerse la corteza de la Tierra, estas partes sólidas y resistentes han obrado como mandíbulas, acercándose y obligando á los sedimentos del geosinclinal intermedio á plegarse cada vez más. Este proceso ha sido muy largo y durante él la zona plegada ha sufrido múltiples y complicadas dislocaciones: flexiones, arranques, arrastres, cobijaduras, etc...; y entre tanto continuaba el depósito de sedimentos. El afloramiento se ha efectuado muy lentamente y en él cabe dis-

cernir la parte que pudo haber cabido al surgimiento de los pliegues por efecto mismo de la plegadura, y á la aproximación de las mandíbulas rígidas, de la que tuvo el hundimiento de los países inmediatos determinante de la retirada del mar. Los hundimientos de esta clase aparecen muy claros en las citadas montañas europeas (la llanura de Hungría en el traspais de los Cárpatos, la del Po en el de los Alpes, el del Adriático en el antepais de los Apeninos, el del mar Tirreno en la vertiente opuesta, etc.); y en las zonas de contacto de las montañas con estas áreas de hundimiento es donde han aparecido las manifestaciones volcánicas, unas ya extintas como en Hungría en el borde interno de los Cárpatos, en el macizo del Adamello (en los Alpes meridionales), en los montes Albanos, y otras vivas aún, como el Etna y el Vesubio.

Las montañas de esta clase más altas son precisamente las más recientes. Todas las mencionadas y en general todas las que forman la gran serie desde el Atlas y la sierra Nevada de España hasta la Malesia y Melanesia, son post-cretáceas, aunque además de los pliegues terciarios existen en ellos otros anteriores. Y son las más altas porque, datando su existencia de menos tiempo, la erosión exterior no ha podido aún arrasirlas. En cambio las montañas formadas en la era primaria, como sucede con las de Escocia y de Noruega (fase llamada caledónica) y las del Centro y NW. de España, meseta central de Francia, Bohemia, etc. (fase hercínica), han sufrido grandemente la acción erosiva y han sido desmanteladas en gran parte de las masas de sedimento que las cubrieron, aflorando así en grandes extensiones de ellas las rocas metamórficas y las cristalinas consolidadas en las

grandes profundidades. Son montañas *muertas*, así como los Alpes, el Himalaya y demás de flexión reciente, pueden calificarse de montañas *vivas*.

En las montañas muertas suele aparecer para nosotros, como fenómeno preponderante en la constitución de lo que queda de ellas, la intrusión de las rocas cristalinas en grandes masas, granito sobre todo, que habiéndose consolidado en las profundidades de la corteza, hoy afloran merced á la erosión que ha barrido los sedimentos superyacentes.

Ya hemos dicho más atrás, al tratar de las dislocaciones de la corteza, que si bien en una zona cualquiera, parecen en un principio dominar las flexiones, luego los terrenos acaban por consolidarse y las dislocaciones posteriores se hacen preferentemente por roturas y hundimientos. Hay ciertas montañas en las cuales esta clase de fenómenos son los que más han contribuido á darles su relieve actual, aun cuando en sus terrenos haya también flexiones más antiguas. El ejemplo más notable de tal índole de montañas nos lo ofrecen las Roquizas y las de la Gran Cuenca, en el Oeste de los Estados Unidos (fig. 56).



Fig. 56 —Estructura de las montañas de la Gran Cuenca Occidental de los Estados Unidos (según HINMAN).

(Las masas en blanco son formaciones eruptivas y paleozoicas; las partes punteadas corresponden á terrenos cuaternarios.)

La erosión interviene en el modelado exterior de toda clase de montañas; pero en algunas prepondera en absoluto. Cuando en un terreno de formación relativamente moderna, v. gr. del grupo ter-

ciario ó cuaternario, las capas conservan su horizontalidad, y sin embargo la superficie aparece mamelonada de altibajos ó faldones, ó presenta en medio de las llanuras cerros aislados, estas alturas son debidas exclusivamente á la erosión, y representan las masas que se han opuesto á ella mientras las circundantes eran lentamente derrubidas. Estos efectos modeladores de la erosión pueden verse igualmente en terrenos más antiguos (fig. 57) y aun en los formados por masas cristalinas.



Fig. 57.—Corte del Jura de Franconia (según GÜMBEL).

Por fin, el papel de los volcanes, como generadores de montañas, es mucho más modesto: se reduce al depósito de los materiales eruptivos que forman el cono; á la consolidación de los regueros de lava que llenan los valles y que, con el tiempo, pueden convertirse en salientes, si la erosión derrubia los materiales menos resistentes entre los cuales quedaban encajonados; y en la formación de diques subterráneos, que acaban por ser gibosidades cuando la misma erosión destruye el cono ó las masas sedimentarias bajo las cuales yacían. Si la destrucción erosiva es más profunda, se llega por fin á las masas holocristalinas, como las diabasas, los gabros y los granitos; y cuando estas masas eruptivas son las que contribuyen principalmente á determinar el relieve, sobresaliendo entre

las sedimentarias, se tienen las montañas de intrusión.

Las hondonadas abiertas entre las faldas de las montañas reciben el nombre de *valles*, palabra también muy vaga en su significado. El valle típico, sin embargo, suele ser más largo que ancho, y su amplitud aumenta según que va descendiendo hacia el llano ó el mar, ya su desembocadura marque el término de la región montañosa, ya se abra sobre otro valle más bajo. El fondo del valle, *thalveg* (camino del valle) en alemán, constituye un canal natural de drenaje para las aguas, ya superficiales, ya de filtración; á lo que se debe que, en castellano, haya recibido el nombre de *vaguada*.

Claro está que la misma diversidad de causas que pueden dar origen á las montañas, concurre en la formación de los valles. Cuando uno de ellos corresponde simplemente á la inflexión de los estratos, se llama valle *sinclinal*. Pero cuando interviene la erosión, el valle puede quedar encerrado entre estratos concordantes, de los cuales los superiores hayan sido en parte derrubiados, y entonces se llama *isoclinal*. Y también puede ocurrir que el fondo del valle, abierto por la erosión, corresponda al lomo de un pliegue geológico, en cuyo caso recibe el nombre de valle *anticlinal*. Muchas veces también el valle de erosión se abre en el espesor de uno ó varios estratos horizontales. En la figura 58 pueden verse representadas estas diferentes clases de valles. Entre los de erosión forman un grupo particular los llamados *cañones*, característicos en ciertos países, como el N. de Méjico y el SW. de los Estados Unidos. Estos

valles se abren á gran profundidad y entre escarpes próximos á la vertical. El ejemplo más grandioso de ellos es el cañón del río Colorado, cuyos escarpes tienen una altura que llega en algunos puntos á 1.800 metros. También pueden los valles formarse por fallas y hundimientos ó caídas verticales, como ha sucedido, por ejemplo, en Alemania con el valle del Rhin, entre los Vosgos y la Selva Negra. Estas dos montañas formaban una sola masa; pero su parte central, aislada por fa-

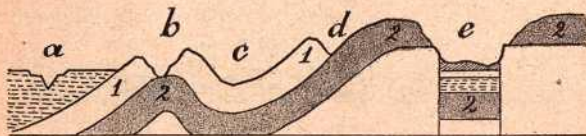


Fig. 58.—Diferentes clases de valles.

a, valle de erosión; b, valle anticlinal; c, valle sinclinal; d, valle isoclinal; e, valle por hundimiento.

llas, se fué hundiendo lentamente, dejando así separadas las laterales, como *Horste* ó pilares, y el espacio intermedio se ha cubierto luego de sedimentos posteriores. También es ejemplo de lo mismo el valle del Jordán, que más atrás hemos citado, con la particularidad de que aquí no solamente es la zona central, la del valle, la que se ha hundido, sino que el *pilar* occidental que forma las montañas de Judea y de Samaria, ha descendido también con relación al oriental.

La *llanura*, desde el punto de vista meramente topográfico, no necesita definición: su concepto es

clarísimo; pero desde el punto de vista geológico puede tener orígenes muy diferentes. Con efecto: unas llanuras resultan de la horizontalidad de los estratos, como sucede, por ejemplo, con las estepas rusas; pero en otras el terreno se encuentra muy plegado, de modo que en otro tiempo fué montañoso, y la llanura actual proviene del arrasamiento que, á través de las edades geológicas, ha ido haciendo en él la erosión. En Pensilvania se encuentran llanuras de esta clase (fig. 59), y á la misma pertenece la altiplanicie que rodea la



Fig. 59.—Disposición de los estratos en Pensilvania (según W. B. y H. D. ROGERS).

bahía de Hudson, también en Norte-América. Para esta clase de llanuras, los norteamericanos han propuesto el nombre de *penepplain*, que los franceses han traducido por *pénéplaine*, y los italianos por *penipiano* ó *penipiana*, y que en castellano podemos traducir por *peniplanicie*.

Como, por regla general, los terrenos más plegados son los más antiguos, las llanuras propiamente dichas, es decir, las que corresponden á la horizontalidad de los estratos, suelen encontrarse en las formaciones más recientes, v. gr. las terciarias y las cuaternarias. Ejemplo de las cuaternarias nos lo ofrece la gran llanura del norte de Alemania, y de las terciarias la de Castilla la Vieja y la de Castilla la Nueva. Sin embargo, no debe colegirse de aquí, que todas las formaciones ter-

ciarias sean llanuras; pues precisamente los terrenos terciarios han tomado parte en la flexión de la serie de montañas alpinohimalayense, que atrás se ha mencionado. En las mismas llanuras de las Castillas la horizontalidad de los estratos no es perfecta y se encuentran algunas flexiones. En cambio hay otras comarcas estables por excelencia, como las citadas estepas rusas, en que aun las formaciones anteriores han conservado su horizontalidad. También puede ocurrir en las llanuras terciarias ó post-terciarias, que la estratificación se halle muy poco ó muy imperfectamente marcada, sin que esto provenga de dislocaciones posteriores al depósito, sino de los materiales y formación de éste. Así en la llanura arenosa cuaternaria que se extiende al Sur de las sierras de Gredos y de Guadarrama, no se ven líneas perfectas de estratificación, y aun las chinasy cascajo que la indican, destacándose de la generalidad de la masa más desmenuzada, suelen describir líneas curvas y discontinuas. En las Pampas de la República Argentina el *loess* (1) que las constituye no permite reconocer en él estratificación, sino que presenta más bien una estructura vertical.

Las llanuras pueden ser bajas, como la de Alemania, ó altas (*altiplanicie*), como las de la meseta española, en las que se encuentran altitudes de 600, 700, 800 y más metros sobre el nivel del mar. En este último caso, y esto es lo que sucede en España, las llanuras, es frecuente que representen fondos lacustres desecados.

Todas las llanuras, por perfectas que sean, suelen ofrecer un declive ó derrame más ó menos pronunciado acusado por las corrientes fluviales. Así

(1) Arcilla arenosa de grano fino.

las grandes llanuras de las Pampas, y las del Chaco que las continúan al N., están ligeramente inclinadas de NW. á SE, y ésta es, por lo tanto, la dirección que imprimen á sus ríos; el Pilcomayo, el Bermejo, el Salado del Norte, el Dulce ó Saladillo y el Salado del Sur.

Pero entre las llanuras perfectas como la de estas Pampas, en las cuales el viajero ve recortarse en el horizonte un círculo matemáticamente trazado, y las comarcas montuosas, hay una serie completa de transiciones, que hacen imposible fijar para el concepto de llanura un límite absoluto. Con frecuencia el nombre se sigue aplicando á comarcas ya muy quebradas de gibosidades, como sucede en las dos Castillas, en mucha extensión de las cuales la llamada llanura se encuentra mame-lonada de faldones y cerros, de modo que, en castellano y para expresarnos con propiedad, más debiéramos considerarla como una inmensa *nava*.

El tipo intermedio más característico entre las llanuras y las montañas lo dan los países de colinas, que lo mismo pueden originarse de la simple acción erosiva en estratos más ó menos horizontales, que del arrasamiento imperfecto aún de antiguas montañas de flexión.

Del aislamiento por fallas de una gran masa de terreno y del descenso de las circundantes, resultan las mesetas. En realidad esta palabra no es sinónima de acrocoro ó país elevado. Cuando el acrocoro es simplemente un conjunto de cumbres de una región montañosa, no suele designarse con el nombre de meseta. Pero tampoco es indispensable, para que le sea aplicado, que el acrocoro sea una llanura (*altiplanicie*): puede muy bien ser

mamelonado, ya por la erosión, ya por causas profundas, abarrancado, y aun estar recorrido por verdaderas montañas. En Méjico, por ejemplo, la meseta de Anahuac, cuya altitud pasa en su mayor parte de los 2.000 metros, está erizada de sierras y macizos en disposición esporádica y dividida, por lo tanto, en valles. En España la doble meseta de las dos Castillas presenta, entre los dos escalones de que consta, la cordillera Carpetana, más al S. los Montes de Toledo, y más al E. las serranías de Cuenca.

Por otra parte la palabra meseta no tiene exactamente la misma acepción en el sentido meramente topográfico que en el geológico. En el primero, cuando se habla, por ejemplo, de la citada meseta central de España, se entiende por tal las regiones interiores de las dos Castillas, que alcanzan en su mayor parte á altitudes mucho mayores de los 500 y los 600 metros (Madrid pasa de los 700 en su límite norte y Burgos está edificada á más de 850). En sentido geológico, al hablar de la meseta Ibérica, puede entenderse también toda la región occidental formada por terrenos primarios entre los que asoman en grandes manchones los pizarrosocristalinos y eruptivos, hasta el gran geosinclinal del Guadalquivir por el Sur, las formaciones miocenas de Alemtejo y la faja triásica de Coimbra por el Oeste, y hasta el mismo mar en la región nordoccidental. Precisamente las actuales llanuras interiores de ambas Castillas, representan grandes hondonadas de esta meseta, que luego han sido rellenadas por capas lacustres miocenas, á las que posteriormente se han añadido, en parte, formaciones cuaternarias.

Muchas de las actuales mesetas son simplemente los restos, las ruínas, de las que en otras eda-

des geológicas fueron montañas y que los agentes erosivos han ido paulatinamente arrasando. Tales son, v. gr.; las mesetas del Limousin (Francia), Bohemia y Finlandia.

En geografía el concepto de meseta suele tener un valor relativo, refiriéndose á las grandes superficies continentales. Pero si, en lugar de éstas, consideramos el relieve general de la superficie de la litosfera, comprendiendo el submarino lo mismo que el emergido, en realidad todo continente y toda isla viene á ser una meseta ó un acrocoro, y de este acrocoro forman además parte los zócalos submarinos que lo continúan con mayor ó menor amplitud á profundidades escasas.

Por fin, en mucho menores proporciones, no sólo que los grandes acrocoros continentales, sino que los relativos que se destacan en el interior de los continentes, aislados por fallas y regiones hundidas, pueden también resultar mesetas del aislamiento de masas de terreno á causa del derrubio del que las rodeaba. Estas, que suelen tener muy diversos nombres locales, son, lo mismo que las montañas de erosión, meros accidentes epigenéticos.

Descritos los diversos individuos morfológicos que integran las superficies de los continentes, no queda que hablar más que del contorno de éstos: las *costas*.

A darles diverso carácter contribuyen no sólo las dislocaciones de la corteza y los agentes meteorológicos, sino también la acción, en unos casos demoledora y en otros edificadora, del mar.

Como ejemplo de lo primero se puede citar el hecho de la paulatina destrucción de la costa in-

glesa que sigue al Norte de la desembocadura del Humber, la cual pierde de dos á tres metros por año; y la invasión que á fines del siglo XIV hizo el mar del Norte en lo que hoy es Holanda, dejando convertidos en el actual golfo de Zuydersee, los terrenos bajos en los cuales se destacaba durante la antigüedad el lago Flevo. Por otra parte, todos los que hayan visitado costas altas y rocosas, habrán podido observar la cantidad de peñas que se suelen amontonar al pié de los acantilados y que no son más que bloques arrancados á éstos por el embate de las olas.

Como ejemplo de acción constructora ya hemos indicado antes la formación de flechas y costas bajas de aluvión, así como las de arrecifes madreporicos, si bien estas últimas no se deben á la acción física del mar, sino á la de los organismos que en él habitan. La intensidad y relativa rapidez de esta acción constructora del mar, combinada con la de los ríos, puede deducirse de las variaciones que ha hecho sufrir á ciertas líneas litorales dentro de los tiempos históricos, de lo cual encontramos interesantes ejemplos sin salir del Mediterráneo. El golfo á cuyas orillas se alzaron en la antigüedad griega Mileto y Priene, ha sido colmado, y el río Meandro ha alargado su curso inferior cruzando en diagonal el espacio antes ocupado por el mar. El estrecho paso de las Termópilas, comprendido entre las faldas del Calidromo y el golfo Málico, ha cambiado totalmente de aspecto: por la antigua línea talásica ha prolongado su curso inferior el río Sperchio, y al Norte de él se extiende una gran llanura de aluvión. Depende de la fuerza de las mareas y de la dirección é intensidad de las corrientes el que los aluviones que los ríos arrastran sean barridos ó depositados á ma-

yor ó menor distancia y en una ú otra forma. Los aluviones que arrastra el Amazonas, por ejemplo, son acumulados á lo largo de las costas de las Guayanas; pero á su vez gran parte de ellos son acarreados luego por la corriente ecuatorial desviada hacia el NW. y depositados en la curva del golfo de Méjico.

Se han hecho diversas clasificaciones de las costas. Entre sus tipos más característicos figuran:

Las *costas bajas de aluviones*, frecuentemente con albuferas y cordones litorales, como las que acabamos de citar del golfo mejicano.

Las *costas de dunas*, como la de las Landas, en el SW. de Francia, de las que también hemos hablado, y que hoy se han transformado por la plantación de árboles.

Las *costas escarpadas, de acantilados* rocosos ó *de taludes* de roca suelta (en francés *falaises*), como las del paso de Calais.

Las *costas de terrazas*, como la representada en la figura 60, que resultan de la acción destructora de las olas en las costas de taludes, según los diferentes niveles del mar.

Las *costas de rías*, que son las recortadas por profundas entradas cuyo fondo y amplitud van disminuyendo hacia el interior. Estas costas se presentan sobre todo en países de formaciones eruptivas ó arcaicas, y son simple consecuencia del gran desnivel de la comarca. La parte occidental de Galicia presenta de ellas un buen ejemplo.

Las *costas de fiords*. Los *fiords* (1) (palabra de

(1) En castellano tenemos la palabra *furdo*, consignada como traducción de *fjord* en el Diccionario de Geografía y Geología de VILANOVA.

origen escandinavo) son largas, angostas y sinuosas entradas en las cuales la profundidad es menor en la boca que en el interior, al contrario de lo que sucede en las rías. Esta especie de recortaduras se presentan en los países donde la acción glacial se ha ejercido intensamente, de donde se deduce que han de reunir como condiciones típicas el hallarse á latitudes altas y el tener clima húmedo, sin lo cual no se producirían las grandes precipitaciones de nieve. Los *fiords* se han explicado como transformación de los glaciares: el río de hielo ha desaparecido ó se ha retirado y las aguas del mar ocupan el valle que aquél modelara. Ejemplos de costas de fiords nos los presentan Noruega, la Groenlandia, Terranova, la Nueva Escocia, la Colombia Británica, la parte chilena de la Patagonia y la occidental de la isla mayor de Nueva Zelanda.

Reseña morfológica del globo

Para que pueda apreciarse de un modo general cómo se hallan repartidos estos diferentes elementos en la superficie de la Tierra, haremos de ésta un ligerísimo bosquejo, siguiendo para ello á SUESS en su clásica obra *Das Antlitz der Erde*.

Como hemos dicho atrás, en los terrenos pizarróscristalinos se encuentra lo más antiguo que nos es dado ver de las formaciones sedimentarias en los albores de la vida planetaria de la Tierra, aunque, acaso, el conjunto de esos terrenos sea, merced al metamorfismo, producto de diversas épocas, y corresponda á un inmenso transcurso de tiempo.

Estos terrenos se encuentran por todas partes más ó menos plegados, lo que indica que los efectos de las presiones tangenciales se extendieron por todo el globo en tan antiguos tiempos; pero desde entonces á acá las regiones plegadas han ido unas tras otras adquiriendo rigidez y determinando la localización de los pliegues en las zonas inmediatas. En el hemisferio del Norte, que es el más estudiado, aparece bien claro que este avance de la localización de los pliegues se ha verificado de N. á S. De aquí una posible división en zonas, para establecer orden en nuestras ideas. Las regiones circumpolares fueron las primeras en adquirir rigidez, convirtiéndose en macizos resistentes al plegamiento ulterior. Todas estas regiones, que comprenden las tierras árticas, como Spitzberg, el Canadá, Groenlandia, Escocia, Escandinavia, Finlandia, la plataforma de Rusia, etc., habían acabado ya de plegarse al terminar el período silúrico. Los geólogos han distinguido en ellos dos fases de plegamiento: la *precámbrica ó hurónica* que terminó al final de la edad *precámbrica* (entendiendo por tal la correspondiente al piso inferior de todos los paleozoicos, en el cual no se encuentran más rastros de animales que huellas de anélidos), y la *caledónica* que abarca hasta el fin del silúrico. El nombre de *hurónica* viene del lago Hurón, en Norte-América, por cuya situación actual venía á pasar la cordillera formada á causa de los plegamientos precámbricos. El de *caledónica*, del antiguo nombre de Escocia, Caledonia, pues Escocia, lo mismo que la Escandinavia, se halla afectada por estos pliegues. En ambos países dominan los terrenos primarios, arcaicos y cristalinos; la erosión ha barrido las formaciones que se les habían superpuesto y ha ido rayando la

antigua cordillera caledónica. Son, pues, países de montañas muertas. Elevándose, en general, de E. á W., presentan hacia el mar poniente acantilados abruptos como los de los fiords noruegos. Pero, en cuanto se ha llegado á escalarlos, desaparece, en muchos parajes, allí donde el arrasamiento ha sido más completo, la sensación de montaña, y lo que se encuentra es una peniplanicie. La Rusia está formada también por una gran plataforma arcaica que aflora en Finlandia, en los Urales (que constituyen su borde oriental y caen en su pendiente mayor sobre Siberia), y en el fondo de los valles fluviales de la Ucrania. Esta plataforma adquirió la rigidez al principio de la era paleozoica, y desde entonces se ha ido cubriendo de formaciones posteriores perfectamente horizontales, que, debido al mayor ó menor avance de los mares, y á la mayor ó menor intensidad de la erosión, forman los irregulares manchones que nos manifiestan los mapas geológicos. Solamente los Urales fueron afectados por los pliegues *hercínicos* (posteriores á los caledónicos), y en las comarcas del S. se han notado ligeros acuses de plegamiento terciario.

La fase de plegamiento *hercínico*, que acabamos de nombrar, corresponde á los últimos tiempos del período carbonífero. Estos pliegues formaron una nueva y ancha cordillera y de ella son restos arrasados (montañas muertas, igualmente) los *Horste* de la Europa Central y del Sur, en que dominan los terrenos primarios y arcaicos, con grandes afloramientos, en algunas partes, de rocas cristalinas; el O. de la península Ibérica y sus sierras centrales; la Bretaña francesa; la llamada meseta central (plateau central) de Francia; los Vosgos y la Selva Negra (fragmentos de *Horste* se-

parados por el hundimiento del valle del Rhin); la Bohemia; los Urales, etc. Pero los plegamientos hercínicos alcanzaron á mucho más, v. gr. á regiones, como las ocupadas hoy por los Pirineos y los Alpes, que más tarde habían de sufrir nuevos plegamientos; y esto se observa no sólo en Europa sino en la zona de las cadenas plegadas del centro del Asia.

La era secundaria puede, en general, considerarse como un período de calma. En la Alemania propiamente dicha, la gran región triásica no ha sido dislocada por pliegues, sino por fallas y descensos. En esta era se registran dos grandes expansiones del mar: una la del lías, y otra la gran transgresión de la creta, que llegó á su máximo en la edad cenománica y alcanzó una extensión increíble en todas las partes del mundo. Raro es el país en que la erosión haya sido tan completa que no haya dejado algunos retazos de formación cretácea como testimonio del gran fenómeno.

Al Sur de todas las zonas rígidas que hemos descrito, y á las cuales hay que agregar las problemáticas del Asia Oriental, se han localizado los grandes pliegues de la era terciaria, que han dado lugar á la formación de un ancho y largo festón de montañas vivas (pues el movimiento de plegadura parece continuar aún) con el cual concluye por el mediodía la gran división geológica llamada Eurasia.

En Europa estos pliegues se hallan dispuestos en remolino y forman, yendo de W. á E.: los Pirineos, aislados, por lo menos aparentemente, y la serie continua de las cadenas murcianoandaluzas del S. de España; el Atlas, en Africa; los Apeninos, en Italia; los Alpes; y los Cárpatos, que se continúan por el arco rumano. Desde este punto y

desde la terminación de los Alpes Orientales del Sur, empieza la serie que, aunque al principio comprendida en Europa si se atiende á la fisiografía, podemos llamar asiática. Mientras que en Europa, de un modo general, el antepaís está al W. y N. (meseta ibérica, meseta central de Francia, Vosgos, Selva Negra, área de hundimientos de Alemania, Bohemia, macizo de los Sudetes y plataforma rusa), en Asia el antepaís está al S., pues en ese sentido se ha manifestado el empuje y presentan su convexidad las ondas montañosas, cuya amplitud y multiplicidad va aumentando hacia el E. Estas ondas son cinco: el arco dinarotáurico, el iránico, el del Indu-kuh, el del Himalaya, y el indochinomalayo.

El primero comprende los Alpes Dináricos, las montañas de Grecia, las de Creta y Chipre, que muestran su borde S., y el Tauro que se interna ya en Asia.

El iránico abarca desde los montes Zagros hasta los de Elbruz, encerrando así entre sus cordones la meseta de Persia.

El arco del Indu-kuh adquiere una amplitud enorme. Los pliegues más meridionales bajan paralelamente al río Indo, para desviarse luego hacia el W. Por el N. abarca el Trans-Alái, el Alái, los tres Ala-tau, el Boro-Khoro y el Tarbagatái. En el mar Caspio se manifiesta la prolongación de estos pliegues hacia el W: la península de Manguixlak corresponde al paso de una de las ramas; las de Krasnovodsk y de Apcherón á otra; y por el Cáucaso y montes de Crimea se enlaza á los Balcanes, que á su vez están enlazados con los Cárpatos por el citado arco rumano; sólo que en éste sufren los pliegues una violenta torsión y, desde allí, en lugar de dirigirse hacia el N. como

hacen en Europa los Cárpatos y los Alpes, cambia el sentido del empuje, y los pliegues se dirigen al S. como hemos dicho ya.

El cuarto arco presenta en su borde S. la cadena del Himalaya, en la cual se yergue el punto culminante de toda la Tierra (el monte Everest), pero abarca otras muchas cadenas que se encuentran yendo hacia el N. y que se extienden por el Asia Central, como el Karakórum, el Kuen-lun, etc. La anchura máxima en que se extienden los pliegues, abarca, desde la Mongolia al Bhután, más de 22° de latitud.

El quinto arco es el indochinomalayo, que se manifiesta en la cadena del Arrakán, las islas de Andamán y Nicobar, y las de la Sonda.

El plegamiento de toda esta serie de montañas que corre desde el golfo de Gascuña y estrecho de Gibraltar hasta la Oceanía, corresponde principalmente á la era terciaria, sobre todo á los períodos eoceno, oligoceno y mioceno. Con efecto, en el borde externo de los arcos, tanto europeos como asiáticos, los terrenos de los sistemas correspondientes aparecen dislocados por la plegadura. Sin embargo, el período plioceno no marca el fin definitivo del fenómeno, que, en muchas regiones por lo menos, se ha admitido que continúa todavía, siendo una manifestación de él la frecuencia de seísmos atrás mencionada.

En Europa, entre el borde exterior de las montañas alpinas y los asomos del antepaís y formaciones mesozoicas que allende se muestran, aparece una región terciaria, la del *flysch* y de la *mola-sa*. En las cinco cadenas asiáticas el antepaís (que corresponde á la gran meseta Indo-Africana de que vamos á hablar en seguida) está en gran parte hundido y sumergido; pero el arco malés y acaso

el himalayo engloban fragmentos de dicha meseta. En los tres centrales y una pequeña parte del occidental, las altiplanicies intermedias de cada arco, limitadas por los cordones montañosos, han quedado convertidas en cuencas cerradas (Irán, Tibet, Tartaria oriental, etc., etc.).

En los dos arcos extremos de la serie que hemos llamado asiática, está en gran parte hundido el traspais; que forma, detrás del arco dinarotáurico, el Mar Egeo, con sus islas y penínsulas, y detrás del arco indochinomalayo los mares y archipiélagos de la Malesia. En una y otra parte, las tierras emergidas presentan en su fisiografía curiosas digitaciones, v. gr. la península de Calcídica y la isla de Célebes.

Otros mares importantes comprende la región de pliegues alpinohimalayos. El Mediterráneo abarcó en otros tiempos una extensión enorme, y bajo las aguas de este mar se han formado los terrenos terciarios marinos de los Alpes. Pero, después de una nueva y grande emersión de las tierras, su forma actual ha sido determinada por una serie de hundimientos más recientes; el del mar Tirreno ha sido colocado en la edad correspondiente al piso medio (astiense) del sistema plioceno; y el del mar Egeo en los tiempos postpliocenos. El mar Negro es también un hundimiento reciente. En cambio el Caspio es uno de los restos de un antiguo mar mucho mayor.

En torno de estas cuencas mediterráneas ó en el interior de ellas, aparecen manifestaciones volcánicas, como podía esperarse tratándose de regiones de fallas y hundimientos: las rocas del cabo de Gata; algunas de la costa argelina; los antiguos volcanes etruscos, de los montes Albanos y de los campos Flegreos; el Vesubio; las islas vol-

cánicas de Lípari; los montes Eugáneos; la isla de Santorín; etc. Al S. de los Alpes y los Cárpatos, el traspais hundido está hoy convertido en llanuras cuaternarias (Lombardía-Véneto y Hungría), y en el borde interno del arco montañoso aparecen también rocas volcánicas aun cuando las erupciones han dejado de producirse hace mucho tiempo. En el otro extremo de la serie plegada, la zona de hundimientos de la Malesia es uno de los países más volcánicos de la Tierra.

El límite S. de toda esta región plegada eurasiática, límite que la divide del continente geológico indoafricano, principia en el Uadi-Draa (al S. de Marruecos); pasa por el N. de los *xotts* y de la pequeña *Sirte*; entre Malta y Sicilia; toca el canal de Otranto; baja paralelamente á las islas Jónicas; sigue por el S. de Creta y Chipre; entra en Asia un poco al S. de la desembocadura del Bahr-el-Asi y se dirige hacia Diarbekir; baja paralela y exteriormente á los Zagros; y sigue por el golfo Pérsico, el S. del Mekrán, el curso del Indo, el pié del Himalaya, el W. del Arrakán, y de las islas de Andamán y Nicobar y el S. de las de la Sonda.

Toda el Africa (excepto el Atlas), y además Madagascar y la India, constituyen los restos emergidos de una gran región ó continente geológico al que se ha dado el nombre de Indo-Africa. Consta de dos partes: al N. la meseta desértica; al S., y mucho más extenso, el macizo de Gondwana.

Este último, cuya denominación común se basa en consideraciones de la flora fósil, comprende el Africa austral y una buena parte de la central,

Madagascar y la India. Estos tres países, hoy separados por el mar, presentan en sus caracteres geológicos, la prueba de haber formado parte de una meseta en otro tiempo continua. En ellos aparece, como base, un cimiento de terrenos arcaicos y paleozoicos. Desde el carbonífero en adelante quedó terminada para esta región la época de plegamientos, quedando convertida en una gran plataforma rígida. Sobre ella se han ido depositando después estratos sedimentarios horizontales á partir del pérmico. Luego la plataforma se ha dividido, abriéndose la gran hoya del Océano Indico. En la India el hundimiento empezó entre la serie inferior y la superior de la formación llamada de Gondwana, es decir, durante el liásico; en Africa entre el triásico y el neocómico. De todos modos, entrado ya el período cretáceo, la separación aun no era del todo completa. En este hundimiento del Océano Indico, la isla de Madagascar ha quedado emergida como un gran *Horste*. En los tres países las formaciones marinas posteriores se han ido depositando en la periferia, al pié de la plataforma antigua.

La meseta desértica abarca el Sáhara, el Egipto, la Arabia y la Siria. En estas regiones hay también un basamento de gneis, esquistos antiguos y cuarcitas; y á él se superponen estratos devónicos y carboníferos; pero luego se manifiesta aquí como Europa la gran transgresión de la creta, y los sedimentos que, posteriormente al carbonífero, encontramos desarrollados, son cretáceos y terciarios. Atravesando de S. á N. el desierto africano, se encuentran, por orden de antigüedad, estas diversas formaciones, aunque no en fajas continuas, sino en manchones irregulares, á causa de la mayor ó menor extensión de las costas anti-

guas, y sobre todo de la erosión: primero los gneis, esquistos y cuarcitas, con asomos de granito; después las formaciones devónica y carbonífera; luego los terrenos cretáceos; luego la caliza numulítica, que forma las tierras altas, entre las cuales se abre el valle del Nilo, y que al W. queda oculta bajo las arenas de Libia; y por fin el mioceno del Mediterráneo, que aparece en algunas regiones del NE., como el oasis de Siwah y la Cirenaica.

En toda la gran región indoafricana, faltan, pues, los pliegues postcarboníferos, y en esto se diferencia radicalmente de la Europa y del Asia, donde hemos visto desarrollarse la inmensa zona alpinohimalayense de plegamiento terciario. La Indo-Africa es lo que sería la Eurasia, si en ésta hubieran cesado los efectos de las presiones tangenciales desde la fase hercínica. No hay, pues, en la Indo-Africa, montañas vivas (como no sean las volcánicas), y el relieve del suelo resulta de los hundimientos y de la erosión. El Africa Austral es, como el Dekkán, una meseta de plataforma arcaica y paleozoica.

A cambio de las plegaduras, estas regiones presentan típicos ejemplos de fallas y hundimientos, entre los cuales se destacan las fosas longitudinales de Siria y Africa, más atrás mencionadas. Las de la serie oriental forman un gran alineamiento cuyas partes más características son: el Bekaa (Siria), el valle del Jordán y del mar Muerto, el Uadi-el-Araba, el golfo de Akabah, el mar Rojo (fosa parcial que determina, en su intersección con la anterior, la península del Sinaí), el país de Arfar (ya en tierra africana), la región baja por donde corre el Hauax, al pie de la Abisinia, y la fosa en que se extienden los lagos salados Rodolfo, Baringo, Natrón, Mañara, etc. La serie occiden-

tal describe una gran ese y está separada de la anterior por el lago Victoria Nansa y las regiones de Uñamuezi, Uganda, etc. A ella pertenecen las cuencas de una serie de lagos de agua dulce: el Nasa, que por el río Xiré desagua en el Zambeza; el Tangañica, afluente del Congo; y el Alberto-Eduardo y el Alberto, que lo son del Nilo. Como atrás hemos dicho, todas estas fosas están jaloadas de manifestaciones volcánicas.

Al E. del arco indochinomalayo todavía se continúa otro, que aflorando en las islas que rodean la Australia, deja detrás, en su concavidad, el macizo arcaico y primario de dicho continente.

Al N. de la Malesia, la zona de montañas vivas de formación reciente, se continúa por las articulaciones (Formosa, islas de Liu-kiu, Japón, Kuriles, Kamchatka), dejando atrás, en el continente, las plataformas antiguas; y, por el arco de las Aleutianas, se transporta á América, donde abarca las montañas de Alaska, las de la Columbia Británica, el sistema occidental de los Estados Unidos, las de Méjico, las cadenas de Centro-América, y Antillas, y la gran Cordillera de los Andes en la América del Sur. Toda esta inmensa orla sinuosa de terrenos dislocados, se presenta jaloadada de volcanes, que forman el llamado *círculo de fuego* del Océano Pacífico. Este mar es una gran zona de hundimientos y contrasta singularmente con el Atlántico. En el primero la fisiografía está en relación íntima con la dirección de los pliegues montañosos: en el segundo no existe semejante relación.

La morfología de la América del Norte es la siguiente. En el Canadá, formando una anchísima zona en torno de la bahía de Hudson, se extiende una plataforma arcaica de antiquísima consolidación, sobre la cual el proceso erosivo ha dejado retazos de estratos paleozoicos horizontales. Esta zona se continúa en las numerosas islas árticas en que se recorta la parte más septentrional del continente. Al Sur de ella se extiende por los Estados Unidos (Centro y Este) otra zona de terrenos primarios (muy desarrollado el carbonífero), cuya base arcaica asoma en el borde oriental. En la zona del E., desde Terranova hasta los estados del S. de la Unión, estos terrenos primarios se hallan plegados formando una cordillera con divisorias y valles de arrumbamiento NE.-SW. El nombre general de esta cadena en los Estados Unidos es el de montes Alleghanys. En ellos el empuje se ha producido del Atlántico hacia el interior. Pasados los cordones paralelos que forman su relieve, todavía continúa al W., con cierta amplitud, la zona plegada, pero la erosión la ha nivelado más ó menos perfectamente, dando origen á peniplanicies, como se observa, por ejemplo, en el interior de Pensilvania. Más al W., en la amplísima región central [cuenca del Misisipi (1)], los terrenos primarios continúan extendiéndose, pero no plegados, sino horizontales, como en el Canadá. La diferen-

(1) Algunos nombres que designan á la vez individuos geográficos naturales y estados ó circunscripciones administrativas, se verán en esta obra escritos diferentemente según el caso: en el primero, de acuerdo con la denominación y ortografía usuales en castellano; en el segundo, conforme la ortografía oficial en el país respectivo. Así escribimos: *Misisipi* y *Misuri*, ríos; y *Mississippi* y *Missouri*, estados.

cia consiste en que en este último punto domina el afloramiento de la plataforma arcaica. Hacia los irregulares límites de las dos zonas (arcaica del Canadá y primaria de los Estados Unidos) se abren los grandes lagos Superior, Michigán, Hurón, Erié y Ontario. La divisoria de aguas entre el Océano Glacial y el golfo de Méjico, la forman, en general, una serie de alturas de escasa elevación distribuídas muy irregularmente, y que son de origen morénico. La zona costera situada al pie de los Alleghanys está constituida preponderantemente por formaciones terciarias, á las que se agrega en parte de la costa misma una faja post-terciaria. En el S. limita los afloramientos primarios un gran golfo relleno por formaciones terciarias, y post-terciarias más afuera, que se interna hasta pasar al N. la confluencia del Olfío con el Misisipí. Estas formaciones terciarias y post-terciarias forman toda la orla de tierras bajas que circunscribe el golfo de Méjico, incluyendo la península de la Florida.

Volviendo á los Estados Unidos y el Canadá, si tiramos una línea meridiana que atraviere el lago Winnipeg y pase por Tampico (en Méjico), hallaremos que esta línea aparecerá cortada oblicuamente (de NW. á SE.) por otra muy sinuosa que constituye un importante límite de afloramientos. Al oriente de esta línea irregular (formada por una serie de caprichosas inflexiones) se extiende la gran zona de afloramientos primarios en estratos horizontales, de que acabamos de hablar; mientras que al W. aparece desde el cabo Bathurst y las bocas del Mackenzie al N. una ancha zona cretácea, que, por el S., se interna en Méjico. La transgresión de la creta (sobre la cual hemos llamado ya varias veces la atención), se nos pre-

senta igualmente en la América del Norte, como fenómeno de grandiosas proporciones. La gran zona cretácea se divide longitudinalmente en dos partes: la oriental reposa horizontalmente sobre el basamento antiguo y prolonga la llanura; la occidental entra ya á formar parte de las montañas del W. El límite stratigráfico no coincide, pues, con el tectónico: la línea vaga que separa las llanuras occidentales del Misisipí y la región de las montañas del W. corre por entre la zona cretácea.

Esta región occidental de montañas comprende en los Estados Unidos cuatro fajas longitudinales que, de E. á W., son: los montes Roquizes, los de la Gran Cuenca (*Basin ranges*), la sierra Nevada de California, y la Cadena Costera (*Coast range*).

En las montañas Roquizas, estratos triásicos y jurásicos colman la laguna dejada más al Oriente por la transgresión de la creta. Este último sistema comprende numerosos pisos. El último, las capas de Laramia, marcan el fin de la invasión del mar al que sustituyó una inmensa extensión de aguas salobres interiores, que cubrió desde el 33° al 60° de latitud. Encima vienen capas terciarias lacustres. El relieve actual de estas montañas se debe, más que á las plegaduras, á la dislocación de la comarca por descensos verticales de zonas demarcadas por fallas, que han dejado en saliente numerosos *pilares*, que son los eslabones más enhiestos de la cadena. En muchos de ellos la erosión ha sacado á luz las capas arcaicas. Las erupciones volcánicas han producido también extensas formaciones. Las *Basin ranges* consisten en una multitud de sierras sensiblemente paralelas y arrumbadas por término medio N.-S., cuyas crestas sobresalen del terreno cuaternario formado

con sus detritus. En estas montañas se descubren dos períodos de formación: uno post-jurásico (según se cree), de plegamiento; otro de caídas verticales ó movimientos de báscula, entre fallas. La sierra Nevada más al W., forma una masa imponente y continua: en el S. domina en ella el granito, y las formaciones mesozoicas forman al W. una banda estrecha que, conforme se avanza al N., se va ensanchando hasta cubrir las cumbres y extenderse por la vertiente oriental. Más al N. las formaciones de la sierra Nevada desaparecen bajo las lavas de la California septentrional y el Oregón. En la Cadena de la Costa se encuentran, sobre una base granítica, esquistos metamórficos, formaciones mesozoicas y areniscas miocenas. Estas últimas han tomado también parte en el plegamiento. La península de la Baja California se creyó un tiempo continuación de la *Coast Range*; pero parece que lo es de la sierra Nevada. Las *Basin Ranges* se continúan en territorio mejicano.

Parte de la América Central y las Antillas constituyen los restos seccionales emergidos de un gran arco de plegamiento terciario, respecto del cual el traspais corresponde al mar Caribe y el antepais al golfo de Méjico y tierras contiguas. Aquí las dos mandíbulas se han hundido casi totalmente. De un modo general las rocas sedimentarias del arco son cretáceas y terciarias de los primeros períodos. Según SUESS, ninguno de los fósiles encontrados hasta que escribió el primer tomo de su obra citada, autorizaría á admitir formaciones anteriores á las cretáceas. Las rocas cristalinas y arcaicas asoman sobre todo en el lado interno del arco (Guatemala y Cuba) ó aflo-

ran en las más altas cumbres entre los estratos mesozoicos (Santo Domingo y Jamaica). En este gran arco se reconocen por lo menos dos cadenas: la primera principia en Guatemala (por cuya meseta se extienden los granitos meridionales), y continúa por el golfo de Honduras, el banco Misterioso, las islas de los Caimanes, la sierra Maestra, y territorios de Haití y Santo Domingo; la segunda va por Honduras, Jamaica y península de Jacmel á converger con la anterior en el territorio dominicano; y ambas unidas se prolongan en Puerto Rico, las islas Vírgenes, las de Anguila, San Bartolomé y Antigua, Grande-Terre (en Guadalupe) y una parte de la Barbada. A este arco (que probablemente consta de más de dos cadenas) sigue en el lado interno una zona volcánica reciente que solamente aflora en la parte orientla, zona á la cual pertenecen casi todas las Pequeñas Antillas, muchas de las cuales encierran varios crateres (islas Saba, San Eustaquio, San Cristóbal, Nevis, Redonda, Montserrat, Basse-Terre [en Guadalupe], Dominica, Martinica, Santa Lucía, San Vicente, las Granadinas y Granada). Exteriormente al arco se extiende hacia el N. una zona de formaciones terciarias (de los últimos períodos) y post-terciarias horizontales, que comprenden parte de la costa cubana, la Florida, las islas de Bahama, una pequeña porción oriental de las Pequeñas Antillas (Anegada, Sombrero, Barbuda, y parte de la Barbada), y probablemente la parte llana del Yucatán. El arco montañoso de las Antillas es, pues, comparable, por su fraccionamiento, al dinarotáurico. En el gran Mediterráneo americano resultan dos porciones en marcado contraste. La correspondiente al traspais es comparable al Mediterráneo Occidental, por el

paralelismo entre su contorno y el arrumbamiento de las montañas plegadas que lo circuyen. La correspondiente al antepaís, ó sea el golfo de Méjico, es comparable á la porción SE. del Mediterráneo europeo. Por un lado la limita la convexidad del arco (Antillas Mayores en América, Creta y Chipre en Europa), pero lo demás del contorno es independiente de los plegamientos y se debe á fracturas en una zona cubierta de estratos horizontales.

En el S. del Mediterráneo americano, la cadena Caribe, de Venezuela, presenta disposición análoga y simétrica á la general de las Antillas: del lado del traspais hundido, es decir, al N. en este caso, afloran las rocas arcaicas, mientras que hacia el interior se les superponen las cretáceas y terciarias.

El continente sudamericano presenta una gran sencillez morfológica: al E. el gran macizo del Brasil, rígido desde el período silúrico inferior, y dividido en dos por la gran depresión del Amazonas; al W. la zona plegada de los Andes; en los intermedios los depósitos terciarios y post-terciarios que forman las llanuras por cuyo centro ó borde van al mar los grandes ríos navegables, nacidos en las zonas anteriores (Magdalena, Orinoco, Amazonas, Plata-Paraná, Negro, etc.).

La plataforma del macizo del Brasil se compone (prescindiendo de los asomos cristalinos de granitos, porfiritas, etc., de cuya distribución no pretendemos dar aquí cuenta), de esquistos y cuarcitas, anfibolitas, talquistos, calizas cristalizadas por el metamorfismo, y, encima de todo, la serie de las itacolunitas, consideradas por unos geólo-

gos como piso superior del arcaico y por otros como inferior del grupo primario. Sobre estas rocas antiquísimas reposan horizontalmente sedimentos que han sido atribuidos, por sus caracteres paleontológicos, á los períodos devónico y carbonífero, una arenisca sin fósiles que aparece en espesas capas cortada en montañas tabulares, y en algunos puntos terrenos más recientes. Las transgresiones varían de unos á otros parajes. En Bahía, por ejemplo, viene directamente sobre el gneis una formación de agua dulce veáldica ó neocómica. En la cuenca del Amazonas, que parte en dos el macizo brasileño, los terrenos se suceden, á partir del N. y del S., hacia el río, por orden de antigüedad, desde el cámbrico ó silúrico inferior hasta el carbonífero. A éste sucede, en transgresión, el cretáceo. Durante el período de la creta, ó en parte de él, la región amazónica parece haber sido un gran golfo. También en Sud-América se nos presenta, pues, el fenómeno de la transgresión de la creta. La parte N. del macizo (el de las Guayanas), que llega hasta la orilla del Orinoco, es análoga á la descrita en el Brasil.

Desde el punto de vista topográfico no hay duda que conviene considerar los Andes como una sola línea sinuosa que principia en la isla de Trinidad para recorrer todo el Norte y el Occidente de Sud-América. Pero, atendiendo á la geología, aparece un chocante contraste entre la cordillera Caribe, de que antes hemos hablado, y el resto de los Andes, que, topográficamente, la continúan hacia el SW. La litología es igual ó análoga en una y otra parte; pero el orden en que se presentan las formaciones es inverso. En la cadena Caribe las arcaicas aparecían al N. lamidas por el mar, y las mesozoicas le volvían la espalda mirando hacia