



FISICA DE LA TIERRA

AGUSTIN UDIAS VALLINA



Indice general

<u>Capitulos</u>	<u>Paginas</u>
Prólogo	1
1 Forma de la Tierra y gravedad	5
La calda de los cuerpos, aceleración de la gravedad, 5. Medidas absolutas y relativas de la gravedad, 9. Anomalías de la gravedad y estructura de la corteza, 10. Isostasia y estructura de la corteza, 12. Marcas terrestres, 14. La forma de la Tierra y los satélites artificiales, 15.	
2 Terremotos y el interior de la Tierra	21
Terremotos, 21. Epicentro, magnitud e intensidad, 22. Geografía de los terremotos, 25. Terremotos y fallas, 28. Ondas sísmicas, 30. Sismógrafos y sismogramas, 31. Ondas sísmicas y el interior de la Tierra, 32.	
3 El campo magnético	41
La brújula y el campo magnético de la Tierra, 41. El campo magnético interno, 44. Variaciones y origen del campo magnético interno, 46. Paleomagnetismo y la historia del campo magnético, 48. Variaciones rápidas del campo magnético, 50. Ionosfera y magnetosfera, 52.	
4 Origen y evolución de la Tierra	57
Origen de la Tierra, 57. Los terremotos y la dinámica de la corteza terrestre, 59. Deriva de los continentes y tectónica de placas, 63. Evolución histórica de los continentes, 68. Mecanismo del movimiento de las placas, 71.	
Bibliografía	73

Prólogo

Durante los últimos cincuenta años la Geofísica ha experimentado un progreso espectacular, cambiando muchas de nuestras ideas sobre la imagen física de la Tierra, su estructura interna, sus campos de fuerza y su origen y evolución. Gran parte de este progreso se ha debido a la aplicación, durante estos años, de las teorías físicas y de las tecnologías más modernas a los fenómenos que ocurren en la Tierra. Por ejemplo, los satélites artificiales han servido para conocer mejor tanto la forma de la Tierra como la estructura de su campo magnético, y el estudio de los terremotos con las estaciones sísmológicas modernas ha dado como resultado un mejor conocimiento del interior de la Tierra. Estos descubrimientos tardan en verse reflejados en los libros de texto de enseñanza de bachillerato, y cuando aparecen es, en muchos casos, de forma muy descriptiva y sin explicar las metodologías que los han hecho posibles. Sin embargo, los fenómenos físicos de la Tierra son los más cercanos a nuestra experiencia, y muchos de ellos han sido el punto de partida para el desarrollo de las teorías físicas.

En este texto se pretende presentar de forma asequible los fundamentos más elementales de la ciencia denominada Geofísica o Física de la Tierra. Los tres primeros capítulos tratan de la forma de la Tierra y su campo gravitacional, de los terremotos y lo que la propagación de las ondas sísmicas nos descubre sobre el interior de la Tierra y, finalmente, del campo magnético, su origen y su relación con la actividad solar. El cuarto capítulo está dedicado a la evolución de la Tierra, especialmente al mecanismo de la deriva de los continentes y a la formación de las montañas y los océanos, haciendo hincapié en las bases físicas sobre las que se apoyan las teorías tectónicas modernas. He procurado dar también a lo largo de estas páginas una serie de datos históricos y biográficos que nos descubran un poco el rostro humano y temporal del desarrollo de esta área de

la ciencia. Aunque sólo sea a veces un nombre y una fecha, éstos sirven para situarnos un poco sobre cuando se empezó a pensar por primera vez que la Tierra es esférica, que el campo magnético varía con el tiempo, que los continentes se han movido, etc. También hago una breve mención de algunas aportaciones al desarrollo de la Geofísica en España.

He pretendido también hacer el texto todo lo más directamente comprensible que se pueda a la lectura, contando solamente con los conocimientos de Física de un estudiante de bachillerato o de una persona no especializada. Es natural que, dada la breve extensión de esta obra, sólo se pretenda abrir horizontes. Si con su lectura se logra crear un interés que lleve a otras lecturas más profundas y más especializadas se habrá logrado el fin para el que se ha escrito. Finalmente, quisiera expresar aquí mi agradecimiento a todos los que de alguna forma me han ayudado a su composición.

AGUSTÍN UDIAS.



La forma esférica de la Tierra es ahora directamente observable desde satélites artificiales.
Foto tomada por el satélite SMS-2 desde una altura de 35 680 km. (Foto NASA.)

Forma de la Tierra y gravedad

Un mundo deforme, raquítico, oscuro,
aplastado por los polos, que volteaba de
medio ganchele.

G. A. Becquer. *La creación*,
(poema indio)

LA CAIDA DE LOS CUERPOS, ACELERACION DE LA GRAVEDAD

La experiencia cotidiana de la caída de los cuerpos, atraídos por la Tierra, ha servido de base, desde muy antiguo, a las primeras ideas sobre la mecánica. Durante muchos siglos, la única respuesta a este problema fue la sistematizada en la Física de ARISTÓTELES, filósofo griego del siglo IV a. C. de gran influencia en el pensamiento de Occidente. De acuerdo con este autor, todos los cuerpos se mueven buscando su lugar natural. El lugar natural de los cuerpos pesados o materiales es el centro de la Tierra. El lugar natural de los cuerpos pesados o materiales es el centro de la Tierra. El abandono de estas ideas coincide con el comienzo de la Física moderna, que se debe a GALILEO GALILEI (1564-1642). En su obra *Discursos sobre las dos nuevas ciencias* (publicada en 1638) se describe correctamente, por primera vez, la caída de los cuerpos con un movimiento acelerado, cuya aceleración es constante para todos los cuerpos independiente-mente de su masa. Más tarde, ISAAC NEWTON (1642-1727) explicó en su obra monumental *Principios matemáticos* (publicada en 1687), con su Ley de Gravitación Universal, que todas las masas se atraen con una fuerza que es inversamente proporcional al cuadrado de su distancia. Esta ley explica tanto la caída de los cuerpos atraídos por la Tierra, como el movimiento de los planetas atraídos por el Sol, y viene representada por la fórmula:

$$F = G \frac{M_1 M_2}{R^2} \quad [1]$$

donde F representa la fuerza con que se atraen dos cuerpos de masas M_1 y M_2 separados por una distancia R , y G es la constante de gravitación universal.

Las primeras medidas de esta constante se deben a HENRY CAVENDISH, en 1798. Su valor actual en unidades S.I. viene dado por

$$G = 6,67 \times 10^{-11} \frac{m^3}{kgs^2}$$

De acuerdo con esta ley, todos los cuerpos situados sobre la superficie de la Tierra se ven atraídos por ella. Esta atracción produce una aceleración en los cuerpos que es parte, como ya veremos, de la que llamamos aceleración de la gravedad.

Esta no es la única fuerza que actúa sobre los cuerpos situados en la superficie de la Tierra. Sabemos que la Tierra gira sobre sí misma una vez al día. Este giro produce una aceleración centrífuga en los cuerpos situados sobre ella, que es máxima en el ecuador y nula en los polos. La aceleración de la gravedad resulta así de la suma del efecto producido por la atracción gravitacional de la Tierra y la fuerza centrífuga.

Si la Tierra fuera perfectamente esférica la fuerza de atracción produciría una aceleración en la dirección del radio y la centrífuga en la dirección normal al eje de rotación. En un punto P de latitud φ , la composición de estas dos aceleraciones es la representada en la figura 1.1.

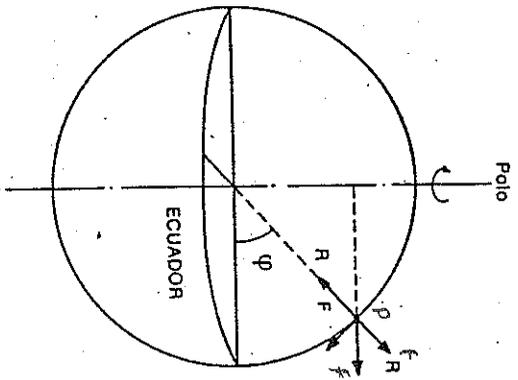


Fig. 1.1. Partición de las fuerzas de gravitación F y centrífuga f en un punto de la superficie de la Tierra. El ángulo φ es la latitud.

Como la aceleración centrífuga f es muy pequeña en comparación con la debida a la atracción F , la resultante g o aceleración de gravedad, es la suma de F y la componente de f en la dirección de R , f_r (las aceleraciones hacia el interior de la Tierra se toman con el signo menos)

$$g = F + f_r = -\frac{GM}{R^2} + \omega^2 R \cos^2 \varphi, \quad [2]$$

donde ω es la velocidad angular, y R , el radio de la Tierra.

Otra forma de expresar esta ecuación es

$$R = -\frac{GM}{R^2} (1 - m \cos^2\varphi), \quad [3]$$

donde m es el cociente entre las aceleraciones debidas a la fuerza centrífuga y de atracción para puntos situados en el ecuador,

$$m = \frac{\omega^2 R}{\frac{GM}{R^2}}$$

Sustituyendo R por el valor 6 371 km, el radio de la esfera de igual volumen que la Tierra, M por $5,976 \times 10^{27}$ g de la masa de la Tierra, y ω por $\frac{2\pi}{T}$, donde $T = 24$ horas en el período de rotación de la Tierra, o sea, $\omega = 7,292 \times 10^{-5}$ s⁻¹, la fórmula [3] queda en la forma

$$R = -982,0219 (1 - 0,00345 \cos^2\varphi) \text{ gal} \quad [4]$$

La unidad utilizada en Gravimetría es el gal, o cm/s², en memoria de GALILEO; su equivalencia es el sistema S.I. es

$$1 \text{ gal} = 1 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} = 10^{-2} \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$$

Esta fórmula nos dará el valor de la aceleración de la gravedad en cada punto de la superficie de la Tierra, si ésta fuera perfectamente esférica. Para puntos en los polos y en el ecuador obtenemos los siguientes valores:

$$R_{\text{polo}} = -982,0219 \text{ gal},$$

$$R_{\text{ecuador}} = -982,0219 + 3,3876 = -978,6343 \text{ gal}.$$

Analizando los resultados obtenidos, vemos que el efecto de la fuerza centrífuga en el ecuador es sólo de 3 milésimas de la atracción de la Tierra. En este cálculo hemos considerado a la Tierra como perfectamente esférica, lo que sabemos que no corresponde a la realidad, ya que está achatada por los polos. Este achatamiento lo podemos descubrir si medimos experimentalmente el valor de la gravedad en los polos y el ecuador. Estas medidas nos dan los siguientes valores:

$$g_{\text{polo}} = -983,221 \text{ gal}$$

$$g_{\text{ecuador}} = -978,049 \text{ gal}.$$

Estos valores son un poco distintos de los obtenidos anteriormente, cuando considerábamos a la Tierra como una esfera. El valor real de la gravedad en el polo es mayor que el calculado a partir de la esfera, y el del ecuador menor. Esto nos indica que, en realidad, el radio polar es menor que el valor que hemos

tomado para R , el radio de la Tierra esférica, y al contrario, el radio ecuatorial mayor. Por tanto, la figura de la Tierra se asemeja más a un *elipsoide de revolución*, es decir, la figura sólida que se crea al girar una *elipse* al rededor de uno de sus ejes. Los valores que se han obtenido para los radios ecuatorial a y polar c de la Tierra son los siguientes

$$\begin{aligned} a &= 6378,2 \text{ km} \\ c &= 6356,8 \text{ km} \end{aligned}$$

Como se ve, la diferencia es sólo de 21 km.

La *elipticidad* de esta figura viene dada por la diferencia entre los radios ecuatorial y polar dividida por el ecuatorial. La elipticidad de la Tierra ϵ es una medida muy importante, su valor es

$$\epsilon = \frac{a - c}{a} = \frac{1}{298,046} \quad (51)$$

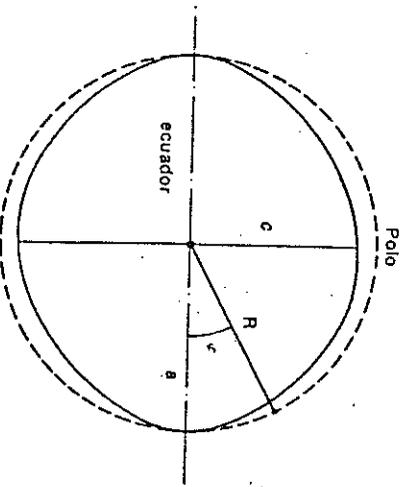


Fig. 1.2. Comparación del elipsoide terrestre con una esfera de radio igual al radio ecuatorial de la Tierra.

Los valores de a , c y ϵ , que hemos dado, están constantemente sujetos a revisión, debido a las medidas cada vez más exactas de la forma de la Tierra.

Al no ser la forma de la Tierra esférica no es válida la fórmula [4] para calcular el valor de la aceleración de la gravedad. Una fórmula actual para calcular el valor de la gravedad sobre cualquier punto de la Tierra, análoga a la deducida para la esfera, es

$$g = -978,0319 (1 + 0,0053 \text{ sen}^2\phi) \text{ gal.} \quad (61)$$

Esta fórmula se conoce como la *Fórmula Internacional de la Gravedad*, adoptada por la Asociación Internacional de Geodesia en 1967. Los valores de la gravedad para cada punto de latitud ϕ , calculados con esta fórmula, se llaman valores teóricos o normales de la gravedad para puntos sobre la superficie de la Tierra al nivel del mar.

Para puntos a una altura h , tenemos que hacer la siguiente corrección

$$g = g_0 - 0,3086 h \text{ mgal,} \quad (71)$$

donde h es la altura en metros sobre el nivel del mar y g_0 el valor de la gravedad al nivel del mar en milésimas de gal (1 milésima de gal = 1 milígal). Esta corrección tiene en cuenta la disminución de la atracción de la Tierra a medida que se separa uno de su superficie. Para una altura de 1 000 m sobre el nivel del mar, en el ecuador, el valor de la gravedad será

$$g = 978\ 031,9 - 0,3086 \times 1\ 000 = 977\ 723,3 \text{ mgal.}$$

Las fórmulas [6] y [7] nos permiten calcular la gravedad en cualquier punto de la Tierra. Por ejemplo, para Madrid, que tiene latitud $40^\circ 26' 40''$ y altura 690,7 m, sustituyendo estos valores en la ecuación [6] y [7] obtenemos

$$g_{\text{Madrid}} = 979\ 917,79 \text{ mgal.}$$

MEDIDAS ABSOLUTAS Y RELATIVAS DE LA GRAVEDAD

Hemos hablado de medidas de la aceleración de la gravedad, pero no hemos dicho cómo se pueden hacer estas medidas; examinemos ahora este problema. El método más directo para obtener el valor de la gravedad es medir directamente la aceleración con que caen los cuerpos sobre la Tierra. Esta aceleración, ó valor de g , lo obtenemos midiendo el tiempo t que tarda en caer un cuerpo desde una altura h . De acuerdo con las ecuaciones de la mecánica

$$h = \frac{1}{2}gt^2 \tag{8}$$

y, por tanto,

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

Naturalmente, para obtener valores muy exactos de g tenemos que medir t y h con gran exactitud y en condiciones muy favorables. En la actualidad estas medidas se hacen tomando medidas fotográficas de la caída de un pequeño objeto en el vacío.

Otra forma de medir el valor de la gravedad consiste en medir el período de oscilación de un péndulo. La fórmula que da el período T de un péndulo de longitud l es

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \tag{10}$$

y, por tanto,

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2} \tag{11}$$

Como en el caso anterior, los valores de γ y γ' han de medirse con gran precisión si queremos obtener valores muy exactos de g .

A las medidas obtenidas mediante estos dos procedimientos se les llama medidas absolutas de la gravedad, ya que nos dan valores absolutos de g . En las medidas absolutas de la gravedad más antiguas se empleó el método del péndulo. Entre las primeras están las realizadas, en 1835, en Königsberg y Berlín, por F. W. BESSIER (1784-1846). Las primeras medidas en España se deben a J. BARRAQUER y ROVIRA, en 1889, en Madrid. Modernamente el método empleado es el de la caída libre de un pequeño objeto y la exactitud de estas medidas ha ido aumentando hasta reducirse los errores a menos de una décima de miligal. Para comparar los valores absolutos de g obtenidos en distintas localidades es costumbre tomar como referencia el que corresponde a la ciudad de Potsdam (Alemania, R. D.); este valor es $g = 981,2602$ gal.

Con mayor exactitud se puede medir la diferencia de la gravedad entre dos puntos, llegándose hasta precisiones de una milésima de miligal, o microgal. Para este tipo de medidas se utilizan unos aparatos llamados *gravímetros* que consisten en péndulos muy sensibles en equilibrio inestable. Estos aparatos responden con gran sensibilidad a los cambios de gravedad, y con ellos se puede medir con gran exactitud su variación sobre la superficie de la Tierra, siempre que se parta de un punto del que se conoce su valor absoluto.

ANOMALIAS DE LA GRAVEDAD Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

Si medimos los valores de la gravedad en distintos puntos de la superficie de la Tierra veremos que éstos no se ajustan exactamente a los valores calculados con la fórmula [6], y corregidos por la altura de acuerdo con la fórmula [7]. Así, por ejemplo, el valor medido en Madrid nos da

$$g_{\text{Madrid}} = 979,970,17 \text{ mgal.}$$

Este valor es mayor que el que se obtuvo antes para Madrid, aplicando las fórmulas [6] y [7]. La diferencia entre estos dos valores se llama "anomalía de la gravedad" Δg ,

$$\Delta g = g_{\text{observada}} - g_{\text{teórica.}}$$

[12]

Para Madrid, esta anomalía es de 52,38 miligales.

La corrección dada por la fórmula [7] sólo tiene en cuenta la disminución de la gravedad a medida que aumenta la distancia con que un punto se separa de la superficie del nivel del mar. Cuando se requiere calcular el valor de la gravedad en un punto a cierta altura hay que tener en cuenta también la masa de material entre dicho punto y el nivel del mar. Esta corrección es importante cuando se calculan las anomalías de la gravedad que, una vez corregidas por este efecto, se denominan *anomalías de Bouguer*. Este nombre lo reciben en memoria de PIERRE BOUGUER (1698-1758), geofísico belga que calculó el efecto de esta masa

al medir la gravedad en dos ciudades de la república del Ecuador, Guayaquil al nivel del mar y Quito, a 2850 m de altura.

Aun corrigiendo por este efecto, siguen existiendo anomalías o discrepancias entre los valores observados y teóricos de la gravedad. La razón de que existan estas anomalías es que los materiales en el interior de la Tierra no son homogéneos, como se supone teóricamente, sino que existen masas en diversos puntos con densidades mayores o menores que las de las rocas que lo rodean. De acuerdo con la fórmula [12], si la gravedad observada es mayor que la teórica, la anomalía es positiva y en el caso contrario, negativa. Si bajo un punto de la superficie de la Tierra hay una concentración de material muy denso, éste producirá un aumento de la atracción de la gravedad y, en consecuencia, una anomalía positiva. Las masas de materiales pesados producen, por lo tanto, anomalías positivas y los de minerales ligeros, anomalías negativas.

Supongamos una masa de mineral de hierro de densidad 5 g/cm^3 , de forma esférica de radio 400 m y enterrada a 100 m de profundidad. Si la gravedad al nivel de la superficie es de $g_0 = 980\,000 \text{ mgal}$ y las rocas alrededor del mineral tienen densidad $2,5 \text{ g/cm}^3$, el valor de la gravedad en el punto P será

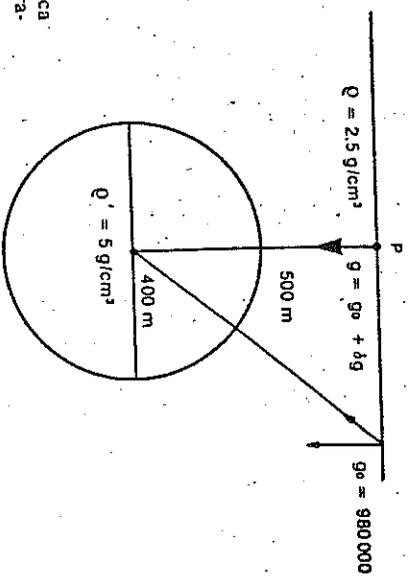


Fig. 1.3. Masa anómala de forma esférica enterrada bajo la superficie y anomalía gravimétrica que produce.

$$g_p = 980\,000 + \frac{GM}{500^2},$$

expresión en la que G es la constante de gravitación universal y M la diferencia entre la masa de la esfera de mineral de hierro y la masa de una esfera igual de rocas de densidad $2,5 \text{ g/cm}^3$. Sustituyendo, obtenemos que la atracción debida a la esfera es de 18 mgal , con lo que el valor de la gravedad en el punto P será $980\,018 \text{ mgal}$ y la anomalía $\Delta g = g_p - g_0 = 18 \text{ mgal}$. Vemos que la anomalía de la gravedad en el punto P es igual a la atracción de la esfera del mineral de hierro menos el efecto de la roca que lo rodea. Como la densidad de la esfera es mayor que la de las rocas, la anomalía es positiva. De esta forma, se pueden usar las anomalías de la gravedad para descubrir la existencia de minerales debajo de la superficie de la Tierra.

El estudio de las anomalías de la gravedad sirve también para determinar la

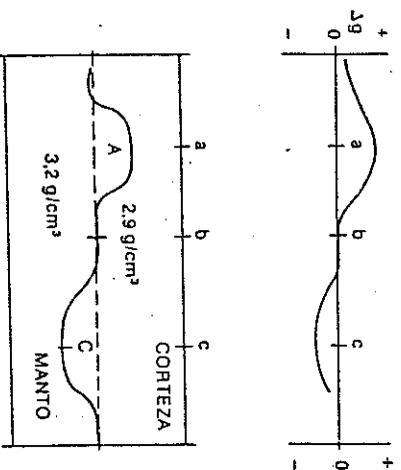


FIG. 1.4. Distinto grosor de la corteza terrestre y anomalías de la gravedad que produce.

estructura de la corteza terrestre, en especial para determinar aquellos sitios donde la corteza es más delgada o más gruesa que lo normal.

El espesor normal de la corteza es de 30 km, siendo la densidad media de las rocas de la corteza $2,9 \text{ g/cm}^3$. La región por debajo de la corteza se llama el manto y en ella el material tiene una densidad media de $3,2 \text{ g/cm}^3$. En aquellos sitios donde la corteza tenga un espesor de menos de 30 km se presentarán anomalías positivas y donde la corteza tenga espesor mayor, anomalías negativas. En la figura 1.4, el punto «b» está situado sobre una corteza de espesor normal, en el punto «a» hay una anomalía positiva debida a la existencia de la zona A que tiene más masa de la que le corresponde, siendo en «a» la fuerza de la gravedad mayor que en «b». En «c», debido a la zona C, la gravedad será menor que en «b». Por tanto, las anomalías de la gravedad serán positivas en «a», cero en «b» y negativas en «c». Es decir, las anomalías son, en cierto modo, un reflejo del espesor de la corteza terrestre. Esto quiere decir que, si estudiamos los mapas en los que están representadas las anomalías de la gravedad, podemos determinar las diferencias en los espesores de la corteza terrestre de unas regiones a otras.

ISOSTASIA Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

Estudiando con más detenimiento las anomalías de la gravedad se aprecia que éstas están distribuidas de forma que sobre las montañas son negativas y sobre los océanos y zonas costeras son positivas. Esto es debido a un fenómeno ya descubierto a mediados del siglo pasado por JOHN H. PRATT († 1871) y GEORGE B. AIRY (1801-1892), dos científicos ingleses que hicieron medidas astronómicas en la India, cerca del Himalaya. Este efecto se denomina *isostasia* y consiste en que el peso de las montañas debe estar compensado de alguna forma en el interior de la Tierra, para que el material debajo de ellas no esté sujeto a tensiones. Algo análogo, pero de sentido inverso, debe suceder en los océanos ya que el agua del mar tiene menos peso que las rocas de los continentes.

PRATT y AIRY explicaron de diferente manera el modo en que se realiza esta compensación. Para PRATT, el espesor de la corteza es homogéneo, pero su

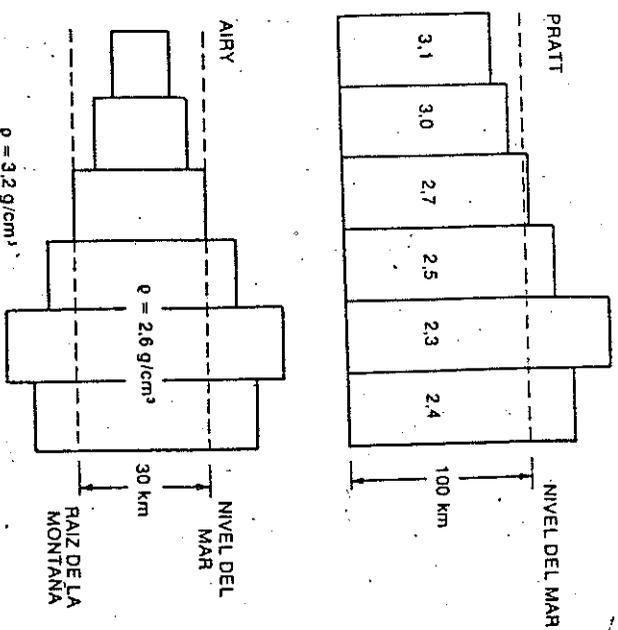


Fig. 1.5. Bloques de la corteza terrestre en las dos hipótesis de Pratt y Airy para explicar la isostasia.

densidad varía de forma que en las zonas montañosas la densidad media de la corteza es menor que en las zonas costeras y en éstas menor que en las zonas oceánicas. Así, si se divide la corteza en bloques, la densidad de cada bloque varía de forma inversa a su altura: a mayor altura menor densidad. La profundidad de la corteza afectada por estos cambios de densidad la fijó en, aproximadamente, 100 km. Esta variación de densidad hace que, aunque varíe su altura, todos los bloques tengan el mismo peso.

Airy logra el mismo efecto de distinta manera, la corteza es de densidad constante y es su espesor el que varía de forma que, a mayores alturas (zonas de montañas), corresponden espesores mayores, y a los océanos, espesores menores. Los bloques de corteza son ahora de densidad constante pero de profundidad variable. Bajo las montañas, el espesor de la corteza es mayor que bajo las zonas costeras. A este fenómeno se le suele referir diciendo que las montañas tienen «raíces».

Otros métodos de observación geofísica han detectado la existencia de estos cambios en el espesor de la corteza, en especial los estudios de la reflexión de ondas sísmicas. Estos estudios han dado la razón a Airy, aunque también PRATT tenía algo de razón, ya que la corteza debajo de los océanos tiene densidad mayor que debajo de los continentes.

Una confirmación de lo que se ha dicho hasta ahora se ve en la figura 1.6, donde se muestra el mapa de anomalías gravimétricas de España. En él vemos claramente cómo en las zonas montañosas de las cordilleras Bética y Pirenaica, las anomalías son negativas, con valores por encima de 100 miligales, mientras que en la zona costera del sur de Portugal las anomalías son positivas. Podemos

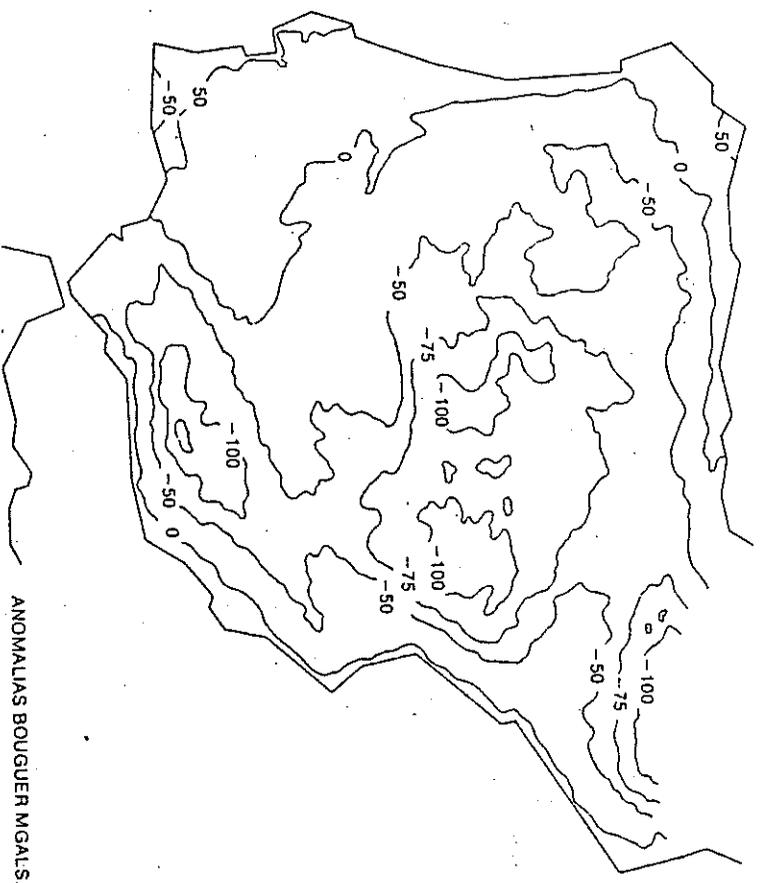


Fig. 1.6. Mapa de anomalias de la gravedad de la Península Ibérica. Los valores están dados en miligales (simplificado de IGN, 1976).

afirmar ya que la corteza terrestre tiene un espesor mayor en las zonas montañosas que en las de la costa.

MAREAS TERRESTRES

En los párrafos anteriores se ha hablado de las variaciones del valor de la aceleración de la gravedad de un punto a otro sobre la superficie de la Tierra. Este efecto se ha explicado como debido, en parte a la rotación de la Tierra, en parte al hecho de que su forma no es completamente esférica y, finalmente, debido a que en su interior, el material de la Tierra no es totalmente homogéneo, sino que existen masas de materiales más pesados o ligeros que el resto de las rocas.

Una pregunta que puede surgir es si el valor de la aceleración de la gravedad varía también con el tiempo. A esta pregunta se ha de responder afirmativamente. La rízn está en la influencia gravitacional externa de las masas de otros astros sobre la Tierra. De todos los astros, los que tienen una influencia mayor son la Luna por su cercanía, y el Sol por su enorme masa. Recordemos que, de acuerdo con la ecuación [1], la influencia gravitacional de un astro sobre otro

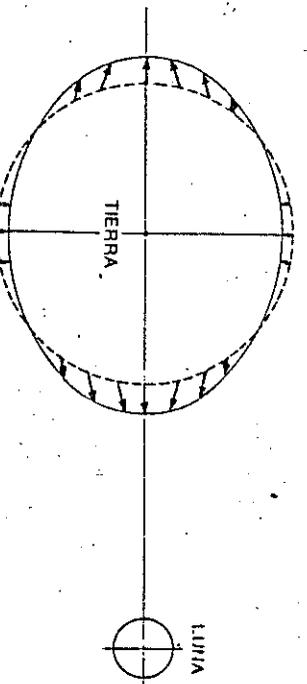


FIG. 1.7. Deformación de la Tierra bajo la atracción gravitatoria de la Luna. Mareas terrestres.

depende directamente de su masa e inversamente de su distancia. El fenómeno más notable de la influencia gravitacional del Sol y la Luna sobre la Tierra es el de las mareas. Este fenómeno, al que se está acostumbrado con relación a la masa de agua de los océanos, tiene su repercusión también en la Tierra sólida. La Tierra, ante la atracción de la Luna y el Sol, no se comporta como un cuerpo rígido sino como un cuerpo deformable al que afectan las fuerzas gravitacionales de estos dos astros.

Las deformaciones de la Tierra por influjo del Sol y la Luna llegan a amplitudes del orden de 10 cm y la variación de la aceleración de la gravedad corresponde a 0,3 miligales. Estas variaciones, como en el caso de las mareas marinas, tienen un periodo predominante de doce horas.

LA FORMA DE LA TIERRA Y LOS SATELITES ARTIFICIALES

Ya hemos visto cómo en una primera aproximación podemos considerar a la Tierra como una esfera y, en una aproximación aún mejor, como un elipsoide cuyo eje ecuatorial es mayor que el polar. Veamos ahora cómo se ha ido refinando históricamente nuestro conocimiento de la forma de la Tierra desde la antigüedad hasta nuestros días.

La forma esférica de la Tierra era ya conocida por PITÁGORAS hacia el siglo V a.C. y por los astrónomos griegos de la antigüedad, como EUDOXO (siglo V a.C.), HERÁCLIDES DE PONTO y ARISTARCO DE SAMOS (siglo IV a.C.). Una de las primeras medidas de su radio se debe al griego ERATÓSTENES (273-192 a.C.), primer gran geógrafo y geodesta. Para ello observó el día del año en que el Sol,

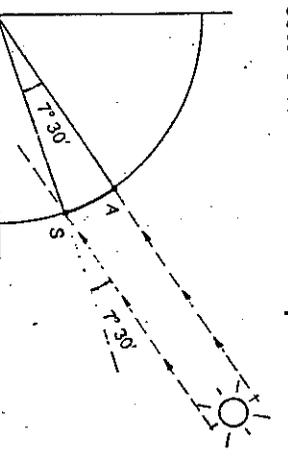


FIG. 1.8. Esquema del método usado por ERATÓSTENES para medir la circunferencia de la Tierra.

al mediodía, estaba en la vertical de la ciudad de Siene (actual Asuán). Esta ciudad está situada al sur de Alejandría y muy cerca del trópico. Al año siguiente midió para el mismo día y hora la inclinación del Sol en Alejandría, obteniendo 1/50 parte de un círculo (7° 12'). Como la distancia entre las dos ciudades era de 5 000 estadios, obtuvo para la circunferencia de la Tierra el valor de 252 000 estadios. No conocemos la equivalencia exacta de un estadio en metros. Si tomamos aproximadamente 160 por estadio, el resultado es 40 320 km, cifra asombrosamente cercana a la real (40 120 km).

POSEIDONIO DE APAMEA redujo este valor a 180 000 estadios (28 800 km) y fue este valor el que pasó al occidente medieval en la obra de TOLOMEO, recopilador de la ciencia astronómica griega en el siglo II. Esta cifra, bastante menor que la real, fue la que aumentó el optimismo de CRISTÓBAL COLÓN al proyectar su empeño de llegar a las costas orientales de Asia, navegando hacia el oeste desde España.

El primer indicio de que la forma de la Tierra se aparta de la esférica resultó de los cálculos de NEWTON y CHRISTIAN HUYGHENS (1629-1695). Ambos suponían que la forma de la Tierra tenía que ser la que adoptaría una masa líquida bajo fuerzas derivadas de la gravitación y de la rotación. Bajo estas circunstancias, el resultado sería un elipsoide de revolución achatado por los polos.

La medida del achatamiento de la Tierra o su elipticidad se llevó a cabo por primera vez entre 1735 y 1743 por las dos expediciones organizadas por la Academia de Ciencias de París para medir un grado de latitud a lo largo de un meridiano en zonas próximas al polo (Laponia) y al ecuador (Perú), bajo la dirección de P. L. MAUPERTIUS (1698-1759) y P. BOUGUER, respectivamente. En la expedición a Perú tomaron parte los españoles JORGE JUAN (1713-1773), fundador del Observatorio de San Fernando y ANTONIO DE ULLOA (1716-1795). Si la Tierra fuera una esfera, la longitud del arco de un grado sería la misma en cualquier parte, ya que el arco es igual al radio por el ángulo. Si l = longitud del arco,

$$l \text{ (km)} = \frac{2\pi}{360^\circ} \times \text{ángulo (grados)} \times \text{radio (km)}.$$

Para una Tierra esférica de radio 6 371 km, si el ángulo es 1°, el arco será

$$l \text{ (km)} = \frac{2\pi}{360^\circ} \times 1^\circ \times 6\,371 \text{ km} = 111,14 \text{ km}.$$

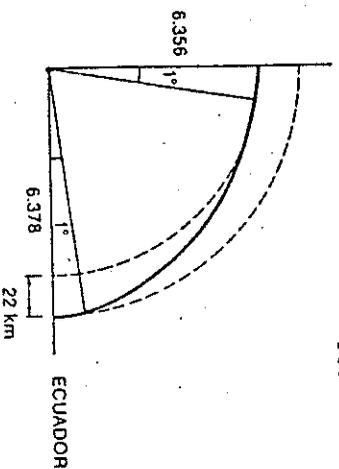


Fig. 1.9. Diferencia entre el arco del meridiano en los polos y en el ecuador.

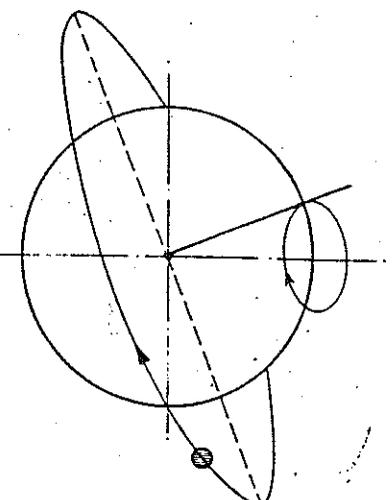


FIG. 1.10. Órbita de un satélite artificial y movimiento de precesión del plano de su órbita.

Las medidas realizadas en el polo dieron valores más pequeños que en el ecuador, lo que demostró que la figura de la Tierra está realmente achatada por los polos.

Como se ha dicho, la comparación de estas dos medidas confirmó el achatamiento de la Tierra en los polos y dio un valor para la elipticidad de $e = 1/216,8$. Este valor es mayor que el obtenido en las medidas modernas, pero sirvió para demostrar que, en efecto, la forma de la Tierra era achatada por los polos y que NEWTON y HUYGHENS habían tenido razón en afirmar que la rotación de la Tierra afectaba a su forma.

Las medidas actuales dan para la elipticidad de la Tierra el valor de 1/298,25. En la obtención de este valor han sido muy importantes los datos de los satélites artificiales. Desde el lanzamiento de los primeros satélites artificiales, «Sputnik» en 1957 y «Explorer» en 1958, se vio que el estudio de sus órbitas era un medio muy poderoso para la determinación de la forma de la Tierra. Esto es debido a que las desviaciones que tiene la forma de la Tierra con respecto a la de una esfera, afectan al movimiento de giro de los satélites. Uno de los efectos más importantes es el que se llama movimiento de *precesión de la órbita*. La precesión de la órbita de un satélite es el movimiento de giro del plano de la órbita en torno a un eje en el espacio; en nuestro caso, el eje de la Tierra. Si miramos a un eje perpendicular al plano de la órbita (Fig. 1.10) que pasa por el centro de la Tierra, este eje girará en torno al eje de la Tierra describiendo un cono. A la velocidad con que gira se la llama *velocidad de precesión*. Y está relacionada con la elipticidad de la Tierra.

Esta elipticidad, como ya hemos visto, representa una diferencia entre el radio ecuatorial y el polar de aproximadamente 21 km. Otras perturbaciones de las órbitas de los satélites han permitido determinar también otra irregularidad menos apreciable de la forma de la Tierra, consistente en que el hemisferio sur de la Tierra es más ancho que el hemisferio norte. A esta variación se le ha llamado la forma de «pera» de la Tierra, aunque hemos de tener cuidado con esta expresión ya que la desviación sólo tiene 17 m. Como el radio de la Tierra tiene 6 370 km, esta desviación sólo representa dos millonésimas de su valor. El que se haya llegado a detectar estas pequeñas irregularidades nos indica el grado de exactitud que se busca en los estudios modernos de la forma de la Tierra.

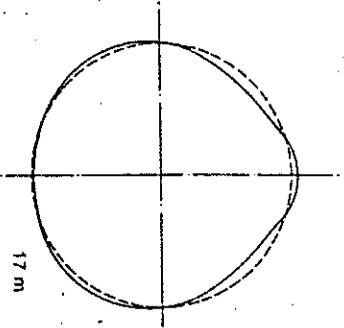


Fig. 1.11. Forma «apertada» de la Tierra. Las diferencias están muy exageradas.

Hemos visto que, a medida que se va afinando la determinación de la forma de la Tierra, ésta va tomando una forma más irregular. Resulta así que aparecen en su superficie, prescindiendo de las irregularidades topográficas, pequeños abultamientos y depresiones sobre grandes extensiones. A la forma irregular resultante se la llama *geoide* (*ge* = Tierra, en griego). El geoide se define como la forma que tiene la superficie de los mares en calma, prescindiendo de las mareas, y la que tendría esa superficie si se continuase dentro de los continentes. No es por lo tanto la forma de la superficie externa de la Tierra, pero se asemeja mucho a ella. La forma del geoide se determina a partir de medidas geodésicas y de las deducidas de los estudios realizados con satélites artificiales.

En la práctica, la forma irregular del geoide se suele establecer en relación con la superficie regular de un elipsoide, cuyas dimensiones se asemejan lo más posible a las de la Tierra. A este elipsoide se le denomina el *elipsoide de referencia*. Y tiene una gran importancia en cartografía. En la figura 1.11 representamos las desviaciones de la forma del geoide sobre la superficie de un elipsoide de referencia de elipticidad 1/298,25. En unas zonas, la superficie del geoide está por encima, y en otras, por debajo de la del elipsoide, pero la diferencia no pasa nunca de 100 m. La superficie del geoide es la que representa la forma de la Tierra, prescindiendo de las irregularidades topográficas de las montañas y fosas oceánicas.

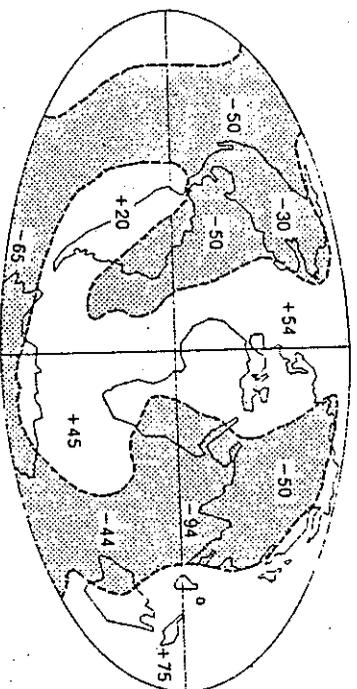


Fig. 1.12. Diferencias entre el geoide y el elipsoide. En la parte sombreada el geoide está por debajo del elipsoide y en las blancas por encima.



Daños producidos por el terremoto del 23 de noviembre de 1980 en Laviano, provincia de Salerno (Italia).
(Foto A. Udias.)

Terremotos y el interior de la Tierra

Veré las inmortales columnas do la Tierra está fundada... por qué tiembla la Tierra, por qué las hondas mares se embravecen.

FRAY LUIS DE LEÓN, *Oda a Felipe Ruiz*.

TERREMOTOS

Una de las catástrofes naturales más pavorosas que pueden ocurrir, tanto por el número de víctimas como por los daños materiales, es la causada por los terremotos que sacuden periódicamente la Tierra. Algunos terremotos han llegado a causar un número de muertos que sobrepasa los seiscientos mil y sus efectos destructores se han sentido en zonas muy amplias, abarcando cientos de miles de kilómetros cuadrados. Para mencionar algunos casos, cite mos el terremoto de Assam, en la India, al norte del golfo de Bengala, que el 12 de junio de 1897 afectó a un área de 350 000 km². El de Kwanto, Japón, el 1 de septiembre de 1923, en el que las populosas ciudades de Tokio y Yokohama fueron asoladas por el fuego, causando un número de muertos no inferior a cien mil. China es una región propensa a grandes terremotos como el acaecido en 1920 que afectó a un área de cerca de 1 millón de km², en la provincia de Kansu y Schansi, con ciento ochenta mil muertos debidos en su mayor parte a los corrimientos de tierras en los valles profundos del Huang-Ho. Quizás uno de los terremotos recientes que ha causado más víctimas ha sido el acaecido también en China, en la provincia de Tangshan, el 27 de julio de 1976, con aproximadamente seiscientos cincuenta mil muertos y seiscientos ochenta mil heridos. El conocido terremoto de San Francisco, que destruyó esta ciudad de California el 18 de abril de 1906, abrió una gran fractura de más de 300 km de longitud. En mayo de 1960, una larga serie de terremotos asoló la costa de Chile, cubriendo un área de 1 000 km de longitud. En Perú, el 31 de mayo de 1970, un terremoto causó un enorme alud de piedras, nieve y barro que, desgajándose de la cumbre del Huascarán, una montaña de 5 000 m en los Andes, sepultó completamente varios pueblos, resultando más de veinte mil muertos y cincuenta mil desaparecidos.

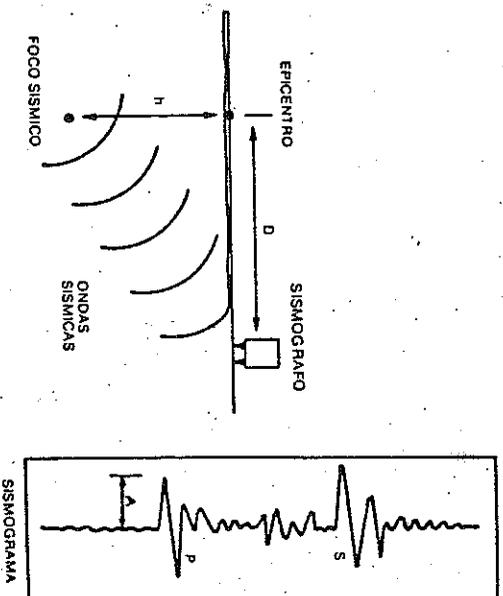


Fig. 2.1. Foco de un terremoto, ondas sísmicas y sismómetros. Registro de las ondas P y S.

Recientemente, en Europa, cuatro terremotos han causado graves daños materiales y pérdidas de vidas humanas en la zona de Friuli, Italia, el 6 de mayo de 1976; en Rumania, el 4 de marzo de 1977; en la costa de Yugoslavia, el 15 de abril de 1979, y el último, el 23 de noviembre de 1980 en la región de Campania, Italia.

Frecuentemente leemos en los periódicos que ha sucedido un terremoto en Colombia, Filipinas, Japón, etc. Los periódicos sólo nos dan las noticias de los terremotos más importantes que causan grandes daños, pero continuamente están sucediendo terremotos pequeños en uno u otro lugar de la Tierra. Estos sucesos sugieren una serie de preguntas como: ¿Por qué suceden los terremotos? ¿Cómo podemos detectar dónde se producen? ¿Se pueden predecir? o por lo menos ¿Se pueden evitar los daños que causan? A estos interrogantes y a otros relacionados con los terremotos iremos respondiendo en este capítulo.

Respecto a la predicción de terremotos, hace años se pensaba que era imposible. Hoy, aunque todavía no se pueda hacer, se piensa que es posible conseguirlo en un futuro quizá próximo. Naturalmente, la predicción de los terremotos, cuando llegue a hacerse con seguridad, evitará muchos daños y víctimas, pero todavía, los daños de un terremoto se pueden disminuir tomando las medidas adecuadas. Estas son, sobre todo, las que corresponden a la construcción de edificios, de tal manera que éstos soporten la sacudida de un terremoto sin derrumbarse. Esto se logra aplicando ciertas normas que existen en casi todos los países propensos a terremotos. El cumplimiento de estas normas es muy importante, especialmente en la construcción de casas, puentes, presas y centrales nucleares.

EPICENTRO, MAGNITUD E INTENSIDAD

Las características fundamentales de un terremoto vienen dadas por su situación, la hora en que sucede y su tamaño. La situación nos la da su *epicentro*, que es la proyección en la superficie de la Tierra del *foco sísmico*. El

foco sísmico, o *hipocentro* es el lugar donde se localiza el terremoto y está a una cierta *profundidad* en el interior de la Tierra. La profundidad de los terremotos varía desde la superficie misma hasta 700 km. Al tiempo en que sucede un terremoto se le llama la *hora origen*.

El tamaño de un terremoto se mide de dos maneras. Una de ellas nos da la *intensidad*, que es una medida de cómo se siente un terremoto en un punto de la superficie de la Tierra. La intensidad se mide por los efectos que produce el terremoto en cada punto, es decir, si produce muchos daños o pocos, o si se siente muy fuerte o débil, sin llegar a causar daños. La medida de la intensidad fue introducida por los sismólogos A. ROSSI y F. A. FORELL en 1883. La escala de intensidad más conocida es la propuesta en 1902 por G. MERCALLI (1850-1914), famoso sismólogo italiano, director del Observatorio del Vesubio. Esta escala tiene doce grados y se menciona siempre en números romanos del I al XII. La escala actualmente en uso en Europa y oficial en España es la llamada MSK, por las iniciales de tres sismólogos que la propusieron en 1964, MEDVED, SPONHEUER y KARNIK. Esta escala es una revisión de la anterior y tiene también doce grados.

Para hacernos una idea de lo que representan los distintos grados de intensidad, diremos que a partir del grado III, un terremoto es sentido por la mayoría de la población. Desde el grado VII, los daños a los edificios son apreciables, y los grados IX y siguientes indican grandes destrozos: hundimiento de edificios, corrimiento de tierras, etc. En el grado XII la destrucción es total y generalizada. Aunque la intensidad propiamente se refiere a la alcanzada en una localidad, se suele usar también referida a un terremoto. Se entiende en este caso como la *intensidad máxima* producida por el terremoto. Para cada terremoto importante las intensidades alcanzadas en las distintas localidades

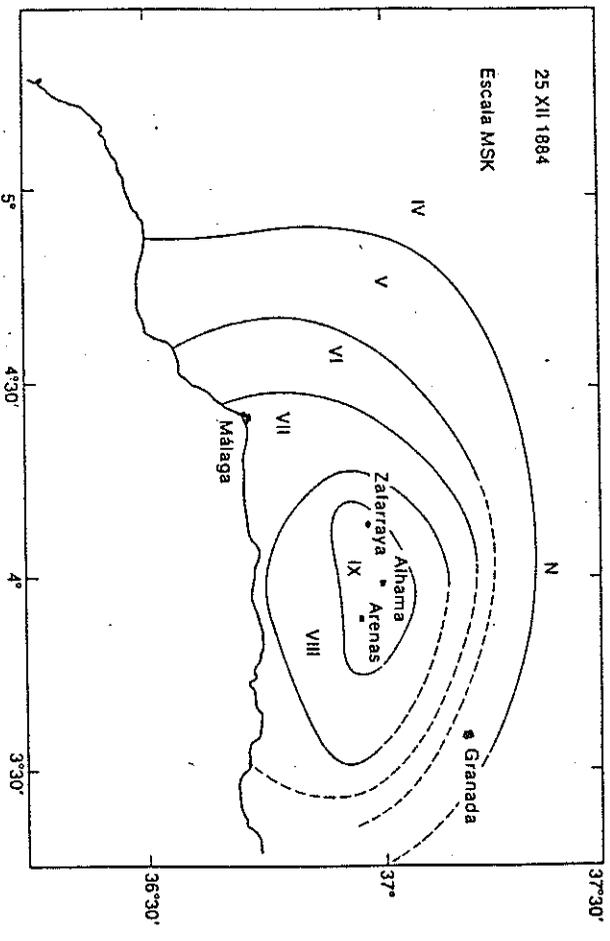


Fig. 2.2. Mapa de isosistas del terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884.

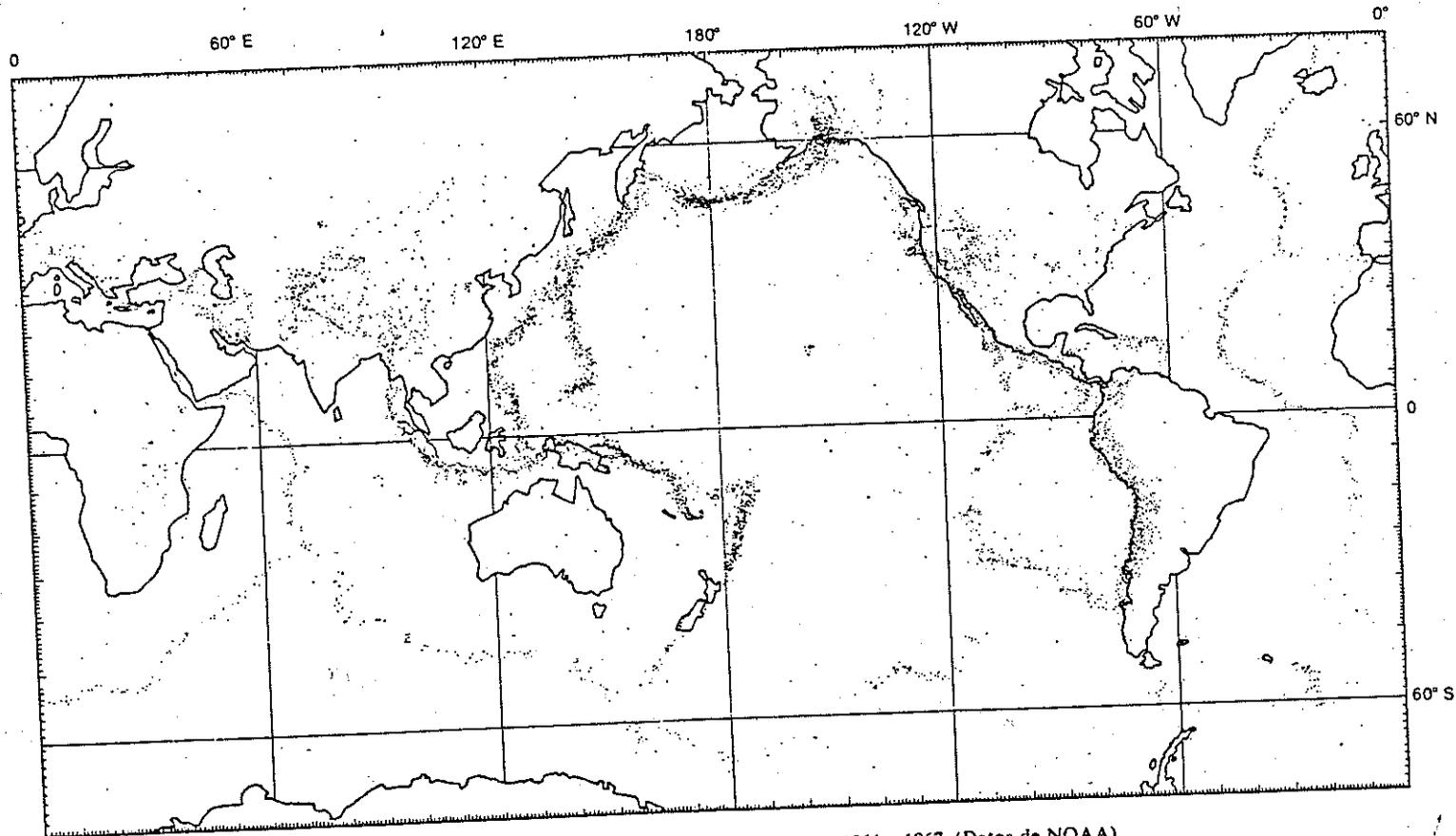


FIG. 2.3. Epicentros de los terremotos sucedidos entre 1961 y 1967. (Datos de NOAA).

alrededor del epicentro se sitúan sobre un mapa en el que se separan por líneas las regiones de distinta intensidad. A estos mapas se les llama mapas de *isosismas* y a la región donde la intensidad es máxima se le llama región *pleistósista*. En la figura 2.2 se representa el mapa de isosismas del terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884.

La *magnitud* es otra medida del tamaño de un terremoto y representa la energía liberada en su foco. La escala para medir la magnitud fue establecida en 1935 por CHARLES F. RICHTER, sismólogo de California, generalizándose más tarde su definición por el mismo RICHTER y BENO GUTENBERG (1889-1960). Este último, profesor durante veintisiete años en California, es uno de los padres de la sismología moderna.

En esta escala, un terremoto con foco a profundidad normal (entre 10 y 30 km), de magnitud menor de 3 apenas se siente en la zona cerca del epicentro. Entre 4 y 5 se siente y produce caídas de objetos y daños pequeños. A partir de magnitud entre 5 y 6 los daños son apreciables, aumentando rápidamente para los grandes terremotos destructores de magnitud 7 y 8. La mayor magnitud registrada para un terremoto fue de 8,7. Cuando un terremoto es muy superficial puede causar grandes daños, aunque su magnitud no sea muy grande. Un ejemplo de esto fue el terremoto de Agadir (Marruecos), en 1970, de magnitud 5,7 y que causó más de diez mil muertos.

Como es natural, el número de terremotos pequeños es mucho mayor que el de los grandes. En efecto, en toda la Tierra, durante un año, tienen lugar, aproximadamente, un terremoto de magnitud mayor de 8, veinte entre 7 y 8, siete mil entre 4 y 5 y el número de terremotos de magnitud entre 3 y 4 pasa de los cincuenta mil.

La magnitud de un terremoto se determina midiendo la amplitud de las *ondas sísmicas* registradas por un *sismógrafo*. Una de las fórmulas para determinar la magnitud es

$$m = \log \left(\frac{A}{T} \right) + D, \quad (1)$$

donde A es la amplitud de la onda P medida en una estación sismológica (ésta es la primera de las ondas sísmicas y de ella se hablará en el apartado 2.5), T su período, y D una constante que depende de la distancia entre la estación y el epicentro del terremoto. Esta constante compensa por la *atenuación* de las ondas sísmicas en la Tierra. La atenuación es la pérdida de energía que experimenta una onda al propagarse por el interior de la Tierra. Naturalmente, cuanto más lejos se propaga una onda más energía pierde; por eso, el valor de D depende de la distancia. El valor obtenido para la magnitud M representa, por lo tanto, la energía producida en el foco de un terremoto y permite su clasificación por tamaño, independientemente de los daños que haya producido.

GEOGRAFÍA DE LOS TERREMOTOS

Los terremotos no se dan en cualquier lugar de la Tierra, sino que su distribución corresponde a zonas muy concretas. En la figura 2.3 están representados los terremotos acaecidos entre 1961 y 1967. En primer lugar, es de

destacar que los terremotos están concentrados en zonas estrechas que dividen la superficie de la Tierra en áreas en cuyo interior su ocurrencia es muy rara. La impresión que resulta de la figura 2.3 es que la superficie de la Tierra está formada por un mosaico de unas ocho piezas principales y que los terremotos se dan principalmente en sus bordes. Podemos, entonces, intuir ya una relación entre la ocurrencia de los terremotos con el reajuste y movimiento de estas piezas, como se verá más adelante en el capítulo 4.

Veamos ahora algunas de las regiones más importantes en las que los terremotos se dan con frecuencia.

Entre las zonas de terremotos o zonas sísmicas podemos distinguir las que se encuentran en los océanos y que coinciden con grandes cordilleras submarinas, tal como la que divide el océano Atlántico en dos partes desde Islandia a la Antártida. Estos terremotos no suelen causar grandes daños, pero son importantes como veremos más adelante, ya que nos indican los límites de los bloques que forman la corteza terrestre. Otro sistema de terremotos es el localizado en torno a todo el litoral del Pacífico, desde el sur de Chile hasta Alaska, a lo largo de la costa de América del Sur y del Norte y desde las islas Aleutianas a Nueva Zelanda, pasando por Japón, Formosa, Filipinas e Indonesia, en la costa asiática. A lo largo de esta línea encontramos una serie de arcos de islas (es decir, grupos de islas o archipiélagos en forma de arco) como las Aleutianas, Kuriles, Fiji-Tonga, etc. En general, puede verse que las alineaciones de terremotos en la Tierra en forma de arco es bastante común. Otra línea importante de terremotos va a lo largo del Mediterráneo desde el estrecho de Gibraltar hasta Turquía, pasando por España, Italia y Grecia y de allí hasta las cordilleras del Himalaya y el norte de China. Tanto la zona del Pacífico como la del Mediterráneo-Himalaya son zonas propensas a grandes terremotos, mientras que en las cordilleras oceánicas los terremotos suelen ser de magnitud menor.

La profundidad de los terremotos es otra característica importante, que como ya se dijo, varía desde la superficie hasta 700 km. A los de profundidad menor de 40 km se los llama *superficiales*. Todos los terremotos en las cordilleras oceánicas son de este tipo. A los terremotos con profundidad entre 40 y 350 km se los llama *intermedias* y a los de mayor profundidad, *profundos*. Los terremotos profundos están concentrados principalmente en los arcos de islas del Pacífico y en la costa occidental de Sudamérica. En general, se puede decir que los terremotos superficiales causan mayores daños que los profundos.

Aparte de las zonas ya mencionadas de arcos de islas, zonas montañosas y cordilleras oceánicas, hay otro tipo de zona responsable de grandes terremotos y es la formada por grandes fracturas o *fallas* a lo largo de las que la corteza terrestre se desplaza horizontalmente. De estas fallas hay que destacar la falla de San Andreas, en California de más de 300 km de longitud, la falla del norte de Anatolia en Turquía, la de Nueva Zelanda, y más cercana a nosotros, la falla que va desde las islas Azores al estrecho de Gibraltar.

En España, los terremotos están concentrados, principalmente, en el sur, limitados por una línea que sigue la dirección del río Guadalquivir prolongada hasta Alicante, aunque también se dan terremotos en el Pirineo y en la costa atlántica. Los terremotos más frecuentes se sitúan en el sur de España; no son muy grandes, aproximadamente cada veinte años se da algún terremoto de magnitud mayor que 5, y cada ciento cincuenta o doscientos años puede

esperarse algún terremoto destructor de magnitud 7 o mayor. De estos grandes terremotos destructores, el último sucedido en España fue en 1884, con epicentro en Alhama, al sur de Granada, que causó grandes destrozos y cerca de mil muertos. El mapa de isosistas de este terremoto aparece en la figura 2.2. Otros terremotos históricos de importancia en España son los de 1829 en Torrevieja (Alicante), 1680 en Málaga y 1504 en Carmona (Sevilla). En la región catalana tuvo lugar una larga serie de terremotos destructores en 1428, que destruyeron las ciudades de Olot, San Juan de las Abadesas y Puigcerdá. También, por la magnitud de los daños que produjo, se debe citar el terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755, que destruyó Lisboa, afectando a una gran extensión y fue sentido en toda España, causando daños considerables en las zonas más cercanas a Portugal.

España no es por lo tanto una región muy propensa a grandes terremotos, aunque la región de Andalucía y, en especial, la zona de Granada, Málaga y Alicante son activas y en ellas puede producirse uno cada cien o doscientos años.

Los terremotos de menor magnitud se dan con mayor frecuencia, causando la consiguiente alarma en la población y algunos daños. En estas zonas más propensas a terremotos, aunque el peligro nos parezca muy remoto, es importante que se tomen las medidas lógicas de protección civil, se construyan los edificios de forma adecuada, se informe a la población de los posibles daños y de cuál deba ser su comportamiento en caso de una catástrofe.

En la figura 2.4, además de los epicentros de los terremotos, están

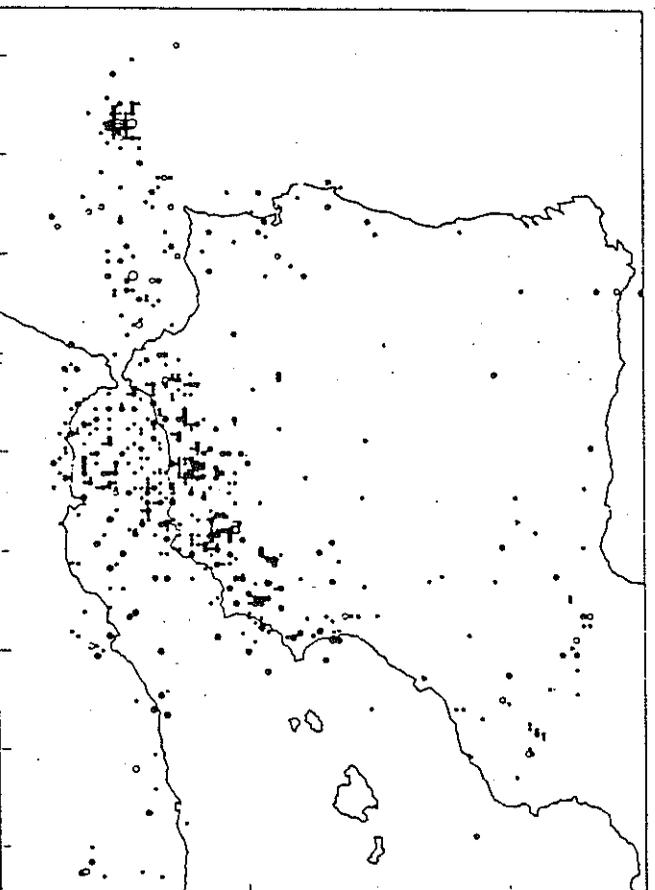


FIG. 2.4. Epicentros de los terremotos sucedidos en España entre 1961 y 1972.
Magnitud: + = 7, ○ = 6, = 5, ● = 4, ● = 3.

representadas las estaciones sismológicas existentes en la Península. En la actualidad, su número ha aumentado a 12. La existencia en España de terremotos de considerable importancia propulsó el temprano desarrollo de la Sismología, destacando entre los primeros la labor de V. INGLADA (1879-1949) y A. REY-PASTOR (1890-1959), del Instituto Geográfico Nacional; J. SANCHEZ NAVARRO-NEUMANN (1867-1941), del Observatorio de Cartuja (Granada), y E. FONTSERÉ (1870-1970), del Observatorio de Fabra (Barcelona).

En América del Sur el peligro es mucho mayor; toda la costa Oeste del continente es propensa a grandes terremotos, desde México hasta el sur de Chile. En México la región más castigada es la de Oaxaca. En Centroamérica: Nicaragua, Guatemala y San Salvador; y en América del Sur toda la costa occidental desde Colombia y Perú hasta el sur de Chile.

Una selección de terremotos relativamente recientes que han producido grandes daños y un número elevado de víctimas viene dada en la tabla 2.1.

Tabla 2.1. Terremotos mundiales notables

Año	Fecha (GMT)	Región	Muertos	Magnitud	Comentarios
1755	1 noviembre	Lisbon, Portugal	70 000		Gran tsunami
1884	25 diciembre	Granada, España	850	7	Destrucción casi total en los pueblos de Alhama y Arenas del Rey
1906	18 abril	San Francisco, California	700	8.2	
1908	28 diciembre	Messina, Italia	120 000	7.5	
1920	16 diciembre	Kansu, China	180 000	8.5	
1923	1 septiembre	Kwanio, Japón	143 000	8.2	Gran fuego en Tokio
1960	29 febrero	Agadir, Marruecos	14 000	5.9	
1960	21-30 mayo	Sur de Chile	5 700	8.5	
1963	26 julio	Skopje, Yugoslavia	1 200	6.0	
1964	28 marzo	Alaska	131	8.6	Tsunami en la bahía Prince William
1972	23 diciembre	Managua, Nicaragua	5 000	6.2	
1976	4 febrero	Guatemala	22 000	7.9	200 kilómetros de rotura en la falla de Motagua
1976	6 mayo	Friuli (Gemonia), Italia	965	6.5	Importantes daños
1976	27 julio	Tangshan, China	650 000 aprox.	7.6	Gran daño económico, quizá 780 000 heridos

TERREMOTOS Y FALLAS

Los antiguos filósofos griegos, como ARISTÓTELES, pensaban que los terremotos tenían su origen en la violenta salida de gases calentados en el interior de la Tierra. En el siglo pasado A. VON HUMBOLT (1769-1859), C. LYELL (1797-1875) y R. MALLLET (1810-1881) las relacionaron por primera vez con las fracturas en la corteza terrestre producidas por las tensiones y presiones existentes en ella. El primer modelo mecánico de fractura fue el propuesto por

H. F. REID, en 1911, para explicar el movimiento en el terremoto de San Francisco de 1906.

Hoy podemos afirmar que los terremotos están producidos por fracturas o fallas en la corteza terrestre, en las que se produce un movimiento relativo de sus dos partes a lo largo del plano de fractura. Supongamos un bloque de la corteza terrestre (Fig. 2.5, *a*), sometido a presiones, indicadas en la figura por las flechas. Las capas representan diferentes estratos y la línea de puntos la zona de la futura fractura. El terremoto se produce cuando las presiones exceden a la resistencia del material, el cual se fractura con un corrimiento de una parte con respecto a la otra. El resultado, después del terremoto, es la situación de la figura 2.5, *b*. Se ha producido un desplazamiento relativo de los dos bloques, gastándose parte de las presiones que actuaban sobre ellos. Las flechas a lo largo de la falla indican el movimiento relativo de los bloques. La falla que hemos representado es vertical, aunque también podría ser una falla o ruptura horizontal o una combinación de las dos. Si en lugar de presiones tenemos tensiones, el movimiento de la falla es como el de la figura 2.5, *c*.

A la falla de la figura 2.5, *c* se la llama *normal* porque el bloque se desliza en la dirección de la inclinación del plano de falla, y a la de la figura 2.5, *b* *invertida*, por ser el movimiento en sentido inverso.

Las fracturas de los terremotos no siempre son apreciables en la superficie, salvo en el caso de terremotos muy superficiales. En el terremoto de San Francisco, la ruptura de la falla se apreció en la superficie a lo largo de más de 300 km, con un desplazamiento horizontal, de un lado con respecto al otro, de hasta 6 m.

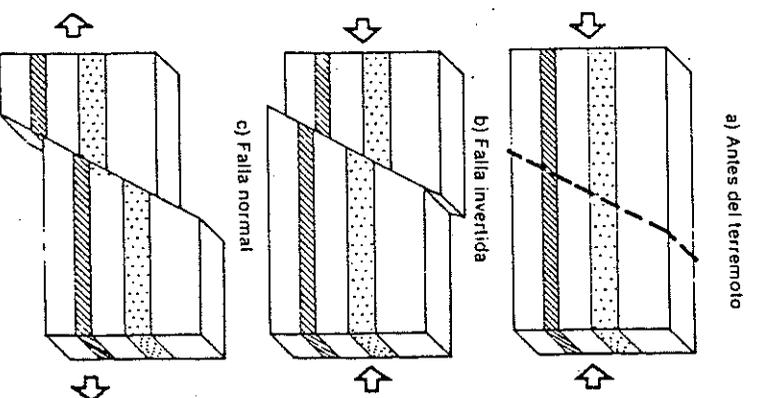


Fig. 2.5. Proceso de fractura en un terremoto. Las flechas gruesas indican las presiones o tensiones que producen las fracturas.

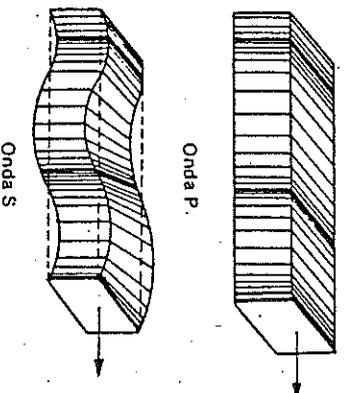
ONDAS SISMICAS

Cuando se produce un terremoto, la energía liberada en la fractura se propaga en todas las direcciones en forma de ondas elásticas que, en este caso, se denominan *ondas sísmicas* (Séismo = terremoto). Estas ondas son semejantes a las que se producen en el agua cuando dejamos caer una piedra, o a las ondas sonoras que se propagan por el aire cuando hablamos.

Las ondas sísmicas se dividen en dos tipos: ondas P y ondas S, llamadas así por llegar unas *primeras* y las otras las *segundas*. Las ondas P son ondas de compresión, es decir, el material a su paso se comprime y se dilata, lo mismo que sucede con el aire al paso de una onda sonora, siendo su velocidad V_p :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad [2]$$

donde K es el coeficiente de compresibilidad, es decir, la resistencia que ofrece un cuerpo a que se le comprima. La goma tiene un valor de K pequeño, pues una pequeña presión produce un cambio grande de volumen, y un cuerpo totalmente rígido tendría K = infinito. La letra griega μ representa el coeficiente de rigidez o resistencia de un cuerpo a deformarse. Un líquido tiene $\mu = 0$, ya que se deforma con toda facilidad. La magnitud ρ es la densidad o masa por unidad de volumen.



ONDAS P: son longitudinales, los movimientos de las partículas se producen en la dirección de propagación, por tanto, las que primero se reciben, son de compresión, y se propagan tanto en $1/2$ segundos como segundos.

ONDAS S: ondas transversales, vibran en sentido perpendicular a la dirección de propagación. Como la propagación de estas ondas depende de la elasticidad del $1/2$, solo se propagan en $1/2$ segundos.

Fig. 2.6. Diferencia en el movimiento de una onda P y una onda S.

Las ondas S producen un cambio de forma perpendicular a la dirección de propagación, por lo que se llaman ondas transversales (Fig. 2.6). Su velocidad V_s , tiene el valor

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [3]$$

La velocidad de las ondas P es mayor que la de las S y la relación para el material de la Tierra es aproximadamente

$$V_p = \sqrt{3} V_s \quad [4]$$

Valores medios para la velocidad de las ondas P en la corteza terrestre son 6,3 km/s y de las S , 3,4 km/s. Para hacernos idea de su rapidez podemos compararla con la velocidad del sonido en el aire (0,3 km/s) y en el agua (1,5 km/s). La velocidad de las ondas P es igual a la del sonido en las rocas de la Tierra.

Las ondas P y S se reflejan en la superficie de la Tierra y en otras superficies de su interior. Las reflexiones en la superficie externa de la Tierra dan origen a las ondas *superficiales* que viajan por dicha superficie a una velocidad menor que la velocidad de las ondas S . De estas ondas hay dos clases: *ondas Rayleigh* (LR en la Fig. 2.7) que son de movimiento vertical y *ondas Love* de movimiento horizontal. Estos dos nombres corresponden a dos grandes científicos ingleses, LORD RAYLEIGH (JOHN W. STRUTT) (1842-1919) y A. E. H. LOVE (1863-1940), quienes descubrieron la existencia de estas ondas. La velocidad de la onda Love es superior a la de la onda Rayleigh y ambas menores que la de las ondas S . Tanto las ondas Rayleigh como las Love no están formadas por un impulso aislado, como es el caso de las ondas P y S , sino por trenes o grupos de ondas (Fig. 2.8).

Cuando sucede un terremoto muy grande toda la Tierra vibra, como hace una campana cuando se la golpea. Estas vibraciones son lo suficientemente grandes como para que se registren por los *sismógrafos*, de los que se hablará a continuación. A este tipo de movimiento se le llama *vibraciones propias de la Tierra*. Su período más largo es aproximadamente de entre veinte y cuarenta minutos. Este tipo de oscilaciones es muy importante para estudiar la composición del interior de la Tierra.

SISMOGRAFO Y SISMOGRAMA

Para detectar las ondas sísmicas producidas por los terremotos se utilizan unos aparatos llamados *sismómetros* o *sismógrafos* (de las palabras griegas, *sismo* = terremoto, *metro* = medida, y *grafo* = escritura). En su desarrollo intervinieron el sismólogo inglés JOHN MILNE (1830-1913), considerado como su creador, y el ruso B. B. GALITZIN (1862-1916) que diseñó el primer sismógrafo electromagnético. Estos aparatos amplifican el movimiento del suelo hasta millones de veces, lo que permite detectar movimientos del suelo imperceptibles al hombre, como pueden ser los producidos por terremotos muy pequeños o por los grandes pero muy lejanos.

Los sismómetros consisten básicamente en un péndulo, bien vertical u horizontal. Dependiendo del período del péndulo, los sismómetros se llaman de período corto (menos de dos segundos) y de período largo (más de diez segundos). Los sismómetros antiguos eran instrumentos puramente mecánicos y con ellos sólo se lograban ampliaciones del movimiento del suelo de cien a doscientas veces.

Los sismógrafos modernos convierten el movimiento del suelo en una señal eléctrica que pasa a un amplificador y de éste, a un registrador. Esto permite ampliaciones de cientos de miles de veces y, en ocasiones, hasta millones de veces, dependiendo de las condiciones del lugar donde se instalan.

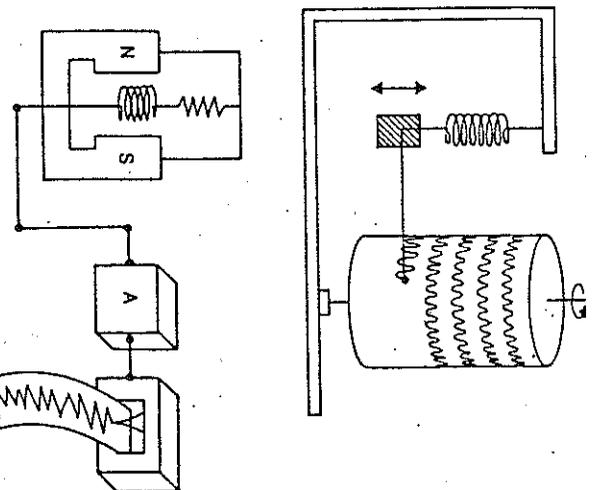


FIG. 2.7. Esquema de un sismógrafo mecánico y de otro electromagnético con amplificador y registro visible.

Las gráficas que registran los sismógrafos se llaman *sismogramas* y representan el movimiento del suelo al paso de las ondas sísmicas. En la figura 2.8 representamos el sismograma del terremoto del 17 de mayo de 1964 en las islas Azores, registrado en la estación sismológica de Quito (Ecuador), a 6 000 km de distancia, por un sismómetro con período de quince segundos.

ONDAS SÍSMICAS Y EL INTERIOR DE LA TIERRA

La Corteza terrestre y la parte superior del Manto

El interior de la Tierra está dividido en tres regiones principales, desde la superficie al centro: la *corteza*, el *manto* y el *núcleo*. La corteza comprende sólo los 30 ó 50 primeros kilómetros de profundidad. El manto alcanza hasta los 3 000 km y el núcleo los 3 370 km restantes.

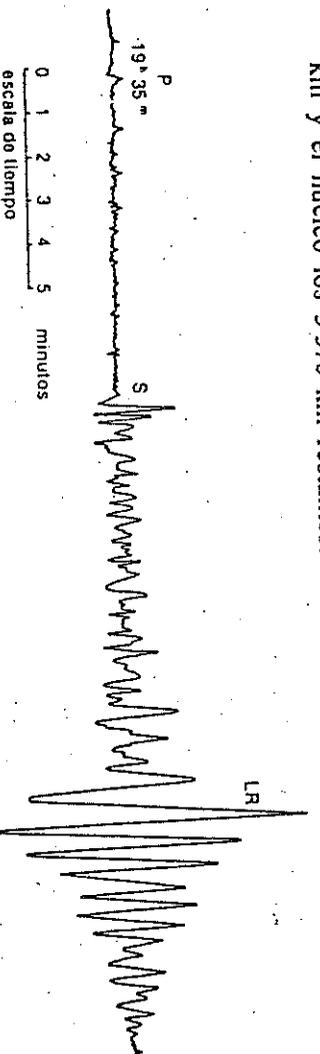


Fig. 2.8. Sismograma del terremoto del 17 de mayo de 1964 en las islas Azores, registrado en la estación de Quito, Ecuador.

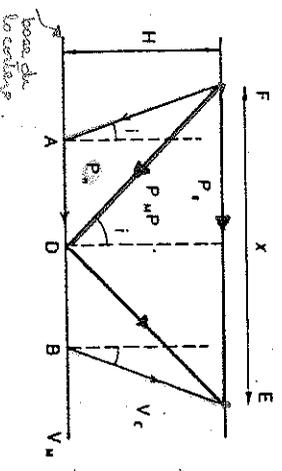


Fig. 2.9. Trayectoria de los rayos de las ondas reflejadas y refractadas críticas en la base de la corteza.

Veamos ahora cómo las ondas sísmicas sirven para determinar la naturaleza de cada una de estas regiones. Estudiaremos primeramente la Corteza terrestre y la parte superior del Manto, es decir, los primeros 100 km de la Tierra. Para un terremoto cercano, como los de distancias menores de 1000 km, las ondas que van desde el foco sísmico a una estación pueden ser: a), ondas directas, llamadas P_r , b), ondas reflejadas en la base de la corteza, $P_M P$, y c), una onda que viaja a lo largo de la base de la corteza, P_c . Si escribimos el tiempo que tardan en llegar estas ondas desde el foco (F) a la estación registradora (E) tenemos para la onda directa

$$P_r: t = \frac{FE}{V_c} = \frac{X}{V_c}, \tag{5}$$

y para la reflejada

$$P_M P: t = \frac{rD}{V_c} + \frac{DE}{V_c} = \frac{\sqrt{\left(\frac{X}{2}\right)^2 + H^2}}{V_c} \tag{6}$$

Para la tercera onda, que se llama *refractada crítica*, tenemos que aplicar la ley de Snell, que relaciona el seno del ángulo de incidencia (i) y de refracción (r) con las velocidades de propagación de las ondas, en la forma

$$\frac{\text{sen } i}{V_c} = \frac{\text{sen } r}{V_M} \tag{7}$$

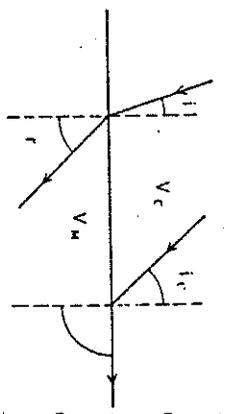


Fig. 2.10. Relación entre el rayo incidente y refractado. El ángulo i , es el ángulo crítico.

El ángulo i_c para el que $r = 90^\circ$ se llama *ángulo crítico*, de modo que

$$\frac{\text{sen } i_c}{V_c} = \frac{1}{V_M}, \text{ o } \text{sen } i_c = \frac{V_c}{V_M} \tag{8}$$

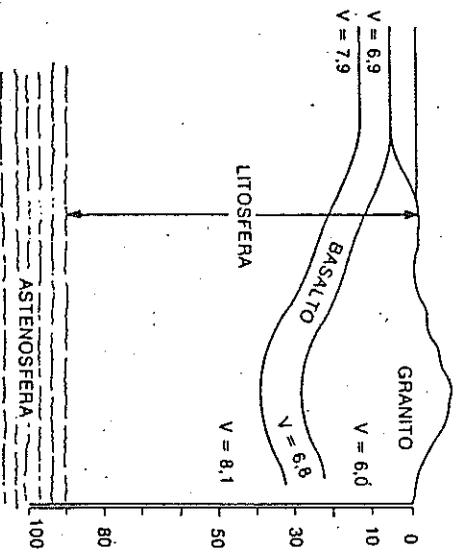


FIG. 2.11. Estructura de la litosfera, astenosfera y corteza terrestre para zonas continental y oceánica. Los valores son velocidades de las ondas P.

La fórmula para el tiempo de llegada de la onda P_n queda en la forma

$$P_n: t = \frac{\bar{FA}}{V_c} + \frac{\bar{AB}}{V_M} + \frac{\bar{BE}}{V_c} = \frac{2H}{V_c \cos i_c} + \frac{x - 2H \operatorname{tg} i_c}{V_M} \quad [9]$$

También se puede escribir, como

$$t = \frac{x}{V_M} + \frac{2H \sqrt{V_M^2 - V_c^2}}{V_M V_c}, \quad [10]$$

donde hemos sustituido el coseno y la tangente de i_c en función de las velocidades V_c y V_M .

El estudio de los tiempos de recorrido de estos tres tipos de ondas para distintos valores de la distancia x permite determinar los valores de V_c y V_M , las velocidades de la corteza y del manto, y H el espesor de la corteza en las distintas regiones de la Tierra. Los valores para la corteza en los continentes son: espesor $H = 30$ km, velocidad de la corteza $V_c = 6.3$ km/s, velocidad del manto $V_M = 8.2$ km/s. Estudios para la corteza terrestre en los océanos revelan valores distintos: $H = 10$ km, $V_c = 6.8$ km/s y $V_M = 7.9$ km/s. Esto indica que la corteza terrestre varía mucho en espesor y en composición de un lugar a otro; en especial varía entre continentes y océanos.

En la actualidad sabemos que la corteza terrestre en los continentes no está formada por una sola capa sino por dos. La capa más superficial está constituida por material del tipo granítico, de densidad 2.7 g/cm^3 , siendo la más profunda de material basáltico, de densidad 2.9 g/cm^3 . Por debajo de ambas capas está el material del manto, de densidad 3.3 g/cm^3 , formado por rocas más pesadas que el basalto.

La separación entre la corteza y el manto recibe el nombre de «superficie de Mohorovičić o Moho», en honor de ANDRIJA MOHOROVICIC (1857-1836), geofísico yugoslavo, que la descubrió en 1909 estudiando las ondas de los terremotos. El espesor total de la corteza oceánica oscila entre 5 y 7 km, y el de la continental

entre 30 y 40 km. En zonas montañosas muy altas, como los Andes, el espesor supera los 60 km.

La separación en la corteza continental, entre la capa granítica y basáltica, no está siempre bien definida y en algunas regiones no existe. Por encima de la capa granítica están depositadas las rocas sedimentarias, es decir, aquellas formadas por sedimentos, como las calizas y areniscas, con densidad menor que la del granito.

Por debajo de la corteza las rocas del manto terrestre son aún más pesadas que el basalto y se parecen a las rocas del tipo del olivino y las peridotitas, que se dan en algunos lugares de la superficie. Estas rocas están formadas por silicatos y óxidos de magnesio y hierro.

Los 100 primeros kilómetros que incluyen la corteza y parte del manto superior reciben modernamente el nombre de *litosfera* (*litos* = piedra) o capa de materiales rígidos. Por debajo de la litosfera se encuentra una capa que se denomina *astenosfera* (*astenos* = débil), de material blando en estado de *semifusión*, de gran plasticidad o blandura, de modo que la litosfera puede resbalar sobre ella. Ya veremos la importancia de esta capa en el movimiento de los continentes.

El manto y el núcleo terrestre

Las ondas sísmicas observadas a grandes distancias han permitido descubrir las características principales del interior de la Tierra. En la figura 2.12 vemos

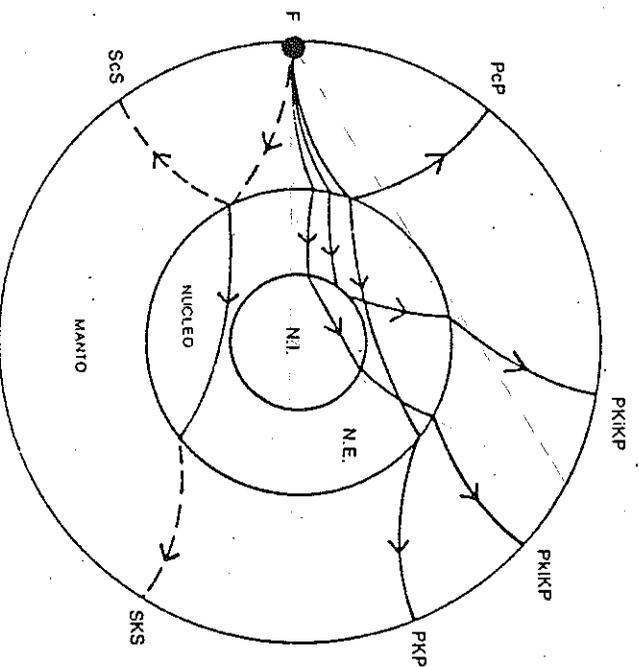


Fig. 2.12. Trayectorias de las ondas en el interior de la Tierra, tanto directas, *P*, como reflejadas *PcP* y transmitidas a través del Núcleo *PKiP*.

representados los rayos que parten del foco de un terremoto f y llegan a distintas distancias. En primer lugar vemos que ahora los rayos no son rectos como antes, sino curvos. Esto es debido a que la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad en el interior del manto. La velocidad de las ondas P , que debajo de la corteza es 8,2 km/s; inmediatamente encima del núcleo es de 13,5 km/s. En los 2860 km del manto la velocidad ha aumentado en 5,3 km/s.

La distancia máxima alcanzada por ondas que no penetran en el núcleo es de 105° de distancia. En sismología se acostumbra a medir la distancia entre dos puntos por el ángulo que forman en el centro de la Tierra. Para pasar a kilómetros tenemos que multiplicar este valor por 40 120 km, longitud de la circunferencia de la Tierra, y dividir por 360° . Para distancias menores de 105° llegan además las ondas reflejadas en el núcleo, a las que se da el nombre de PcP . A partir del tiempo de recorrido de estas ondas se puede determinar la profundidad del núcleo.

De esta forma fue como se descubrió la existencia del núcleo, hacia 1906, por el geofísico alemán J. E. WIECHERT (1861-1928) y el inglés RICHARD D. OLDHAM (1858-1936). Su profundidad fue medida por GUTENBERG, en 1912, dando el valor de 2900 km; las mediciones más modernas no han modificado mucho este resultado.

Otra observación importante es que las ondas S (las ondas de movimiento transversal) no se registran para distancias mayores de 105° mientras que las ondas P vuelven a registrarse a partir de los 113° . Esto llevó a la conclusión de que el material del núcleo es líquido, ya que en los líquidos no se propagan ondas transversales. No se debe pensar en un líquido como el agua, sino

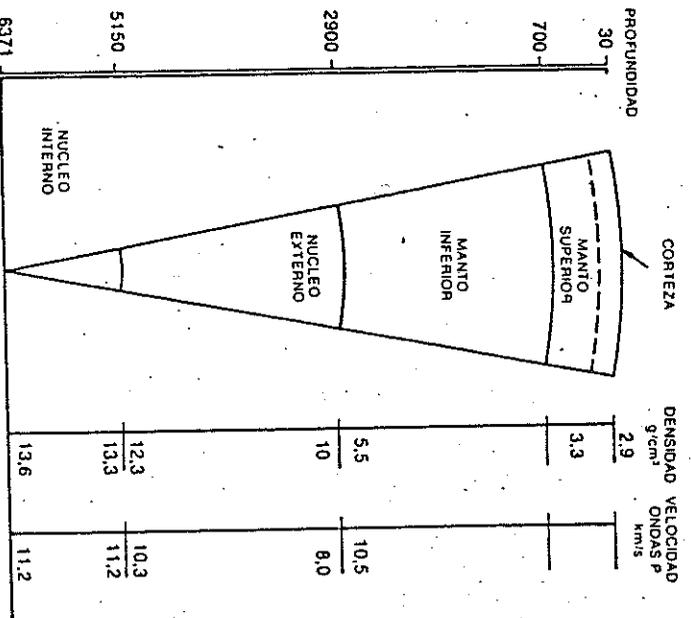


Fig. 2.13. Estructura del interior de la Tierra.

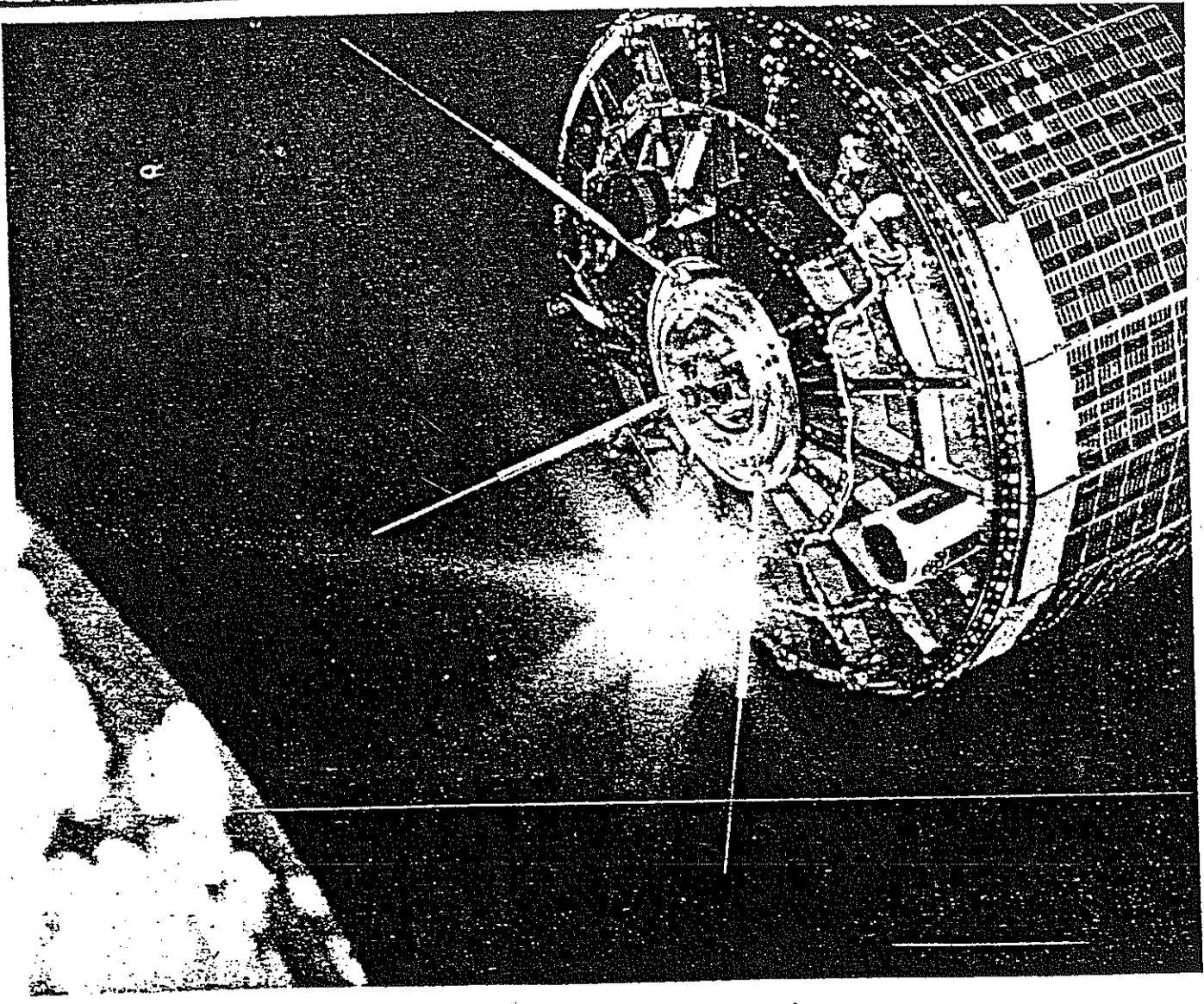
más bien algo parecido al hierro fundido. Las ondas *P* que llegan a distancias mayores de 113° pasan a través del núcleo y se las llama ondas *PKP* (donde *K* figura por cruzar el núcleo, que en alemán se llama *Kern*). También pueden llegar más allá de los 105° ondas que se reflejan en la superficie y a las que se denomina ondas *PP*. Un estudio detallado de las ondas sísmicas que penetran en el núcleo llevó a la sísmóloga danesa I. LEHMANN, en 1935, a descubrir que el núcleo está formado por dos regiones: el núcleo *interno* y el *externo*. Mientras el núcleo externo es líquido el interno es sólido.

El manto terrestre tiene unos 2 860 km de espesor y está formado por rocas parecidas al olivino y a la peridotita, rocas pesadas, formadas por silicatos y óxidos de magnesio y hierro. La peridotita se encuentra a veces en la superficie de la Tierra y es una roca verdosa, oscura y muy pesada. La densidad del material de manto aumenta con la profundidad: desde 3,3 g/cm³ en su parte superior, a 5,5 g/cm³ en su parte más profunda.

Al pasar del manto al núcleo, la densidad cambia bruscamente de 5,5 g/cm³ a 10,0 g/cm³, casi el doble. Esto indica que hay un cambio en la naturaleza del material. En efecto, el núcleo está formado principalmente por hierro, algo de níquel y algunos otros elementos en pequeñas proporciones, como el silicio. Al ser tan pesado el material del núcleo hace que, aunque su volumen sólo ocupe el 16 por 100 del volumen total de la Tierra, su masa sea el 35 por 100 de la masa total. Esto también explica que la densidad media de la Tierra sea 5,5 g/cm³, mientras que las rocas de la superficie no pasan de una densidad de 3,3 g/cm³. Sin embargo, a pesar de que la densidad aumenta al pasar del manto al núcleo, la velocidad de las ondas sísmicas disminuye. Esto es debido a que el material de hierro en el núcleo externo no está en estado sólido sino fundido. Para ésto, la temperatura en el interior del núcleo tiene que ser muy alta, por encima del punto de fusión del hierro. Así pues, en el interior de la Tierra la temperatura aumenta gradualmente desde la superficie, que tiene la misma que el medio ambiente, hasta 4 000°C en el núcleo. El hierro en condiciones normales funde a 1 507°C. En el núcleo el material está sometido a presiones enormes y su punto de fusión es más alto. Con todo, en el núcleo externo la temperatura es más alta que la del punto de fusión del material allí existente.

En el núcleo interno, debido al aumento aún mayor de presión, el mismo material vuelve a encontrarse en estado sólido a pesar de las altas temperaturas.

La importancia del núcleo terrestre, formado principalmente por hierro fundido, la veremos en el próximo capítulo al hablar del campo magnético.



Los satélites artificiales han descubierto la estructura de la Magnetosfera y la interacción entre el campo magnético terrestre y la actividad solar. [El satélite Tiros-7 en órbita sobre la Tierra. (Foto NASA.)]

El campo magnético

Qué misterio sin par, qué austral destino, sesgando paralelos, le marca azul camino.

GIRARDO DIEGO: *Una nave en el mar.*

LA BRUJULA Y EL CAMPO MAGNETICO DE LA TIERRA

Todos hemos visto una brújula, la aguja imantada que señala el Norte. ¿Nos hemos preguntado alguna vez por qué la aguja señala al Norte? Mucho antes de que se conociera la respuesta concreta a esta pregunta, los navegantes en Europa desde el siglo XIII y parece ser que siglos antes en China, usaban la propiedad de la aguja imantada para orientarse. En los siglos XV y XVI los navegantes portugueses y españoles la usaban en sus largos viajes a través de los mares, descubriendo, además, que la brújula no señala exactamente el Norte, es decir, hacia la estrella Polar, sino que forma un pequeño ángulo con esta dirección, ángulo que varía de un lugar a otro. En 1600, WILLIAM GILBERT, médico de la reina Isabel de Inglaterra, escribió el primer tratado sobre el magnetismo terrestre. Para sus experimentos construyó una esfera de magnetita, o piedra imán, y pasando del modelo a la realidad afirmó por primera vez que la Tierra misma es un gran imán.

Componentes del campo magnético

Si dejamos una aguja magnética libre, de forma que pueda girar no sólo en el plano horizontal, sino también en el vertical, ésta toma una dirección definida por la del vector F (Fig. 3.1). Definamos ahora un sistema de coordenadas en cada punto de la superficie de la Tierra de manera que los ejes X e Y estén en el plano horizontal, el X en la dirección Norte, apuntando hacia la estrella Polar, el Y en la dirección Este, y el Z en la dirección vertical (dirección de la plomada).

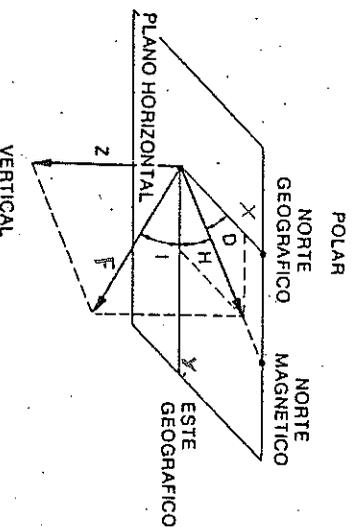


Fig. 3.1. Componentes del vector de intensidad F del campo magnético terrestre.

El ángulo entre el vector F y el plano horizontal es I y se llama *inclinación magnética*.

A la dirección sobre la horizontal a la que apunta la brújula se la llama *Norte magnético* y no coincide con el *Norte geográfico*, dirección de la estrella Polar; al ángulo D que forman estas dos direcciones en cada sitio se le llama *declinación magnética*.

Tanto las medidas de D como I no sólo varían de un sitio a otro, sino de un año a otro. Por ejemplo, para Toledo, en 1965, sus valores eran: $D = 7^\circ 33' 1,1$, e $I = 55^\circ 49' 5$, diez años más tarde, en 1975, eran: $D = 6^\circ 30' 2$, e $I = 55^\circ 21' 9$.

Además de medir la dirección del campo magnético en un punto como nos la da la brújula, podemos medir su intensidad, o el módulo del vector F . De acuerdo con el sistema de coordenadas definido anteriormente (Fig. 3.1), podemos descomponer este valor en sus tres componentes, X , Y , Z , o en sólo dos, H (horizontal) y Z (vertical). La relación entre estas componentes y los ángulos D e I es

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad [1]$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad [2]$$

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \quad [3]$$

$$\operatorname{tg} D = \frac{Y}{X} \quad [4]$$

Como las medidas de D e I , las de la intensidad del campo magnético también varían tanto con la situación como con el tiempo.

Para Toledo, en 1965, los valores de F , H y Z eran

$$F = 43\ 720 \text{ Y}$$

$$H = 24\ 559 \text{ Y}$$

$$Z = 36\ 172 \text{ Y}$$

Mientras que en 1975 tenían los valores

$$F = 43\,881 \text{ y}$$

$$H = 24\,958 \text{ y}$$

$$Z = 36\,112 \text{ y.}$$

La unidad usada en el estudio del campo magnético de la Tierra es la gamma (la letra griega γ) que equivale a 10^{-5} gauss, en unidades cgs. En el sistema S.I. la unidad de inducción magnética es el tesla que equivale a 1 weber por metro cuadrado (Wb/m^2), el weber es la unidad de flujo magnético. 1 gamma equivale a 1 nanotesla (10^{-9} tesla).

Los valores de los componentes de campo magnético se representan en mapas. Los primeros de éstos fueron publicados por E. HALLEY (1656-1742), entre 1698 y 1700. Estos mapas varían de una época a otra y suelen publicarse cada diez años. En la figura 3.2 se representa un mapa mundial simplificado de los valores F , la intensidad total del campo magnético para 1965.

Los estudios sobre el campo magnético terrestre recibieron un gran impulso con la figura del gran físico y matemático alemán WILHEM F. GAUSS (1777-1855), al que se debe el primer tratado sobre esta materia publicado en 1838 y que en 1836 estableció el primer observatorio magnético en la ciudad de Göttinga.

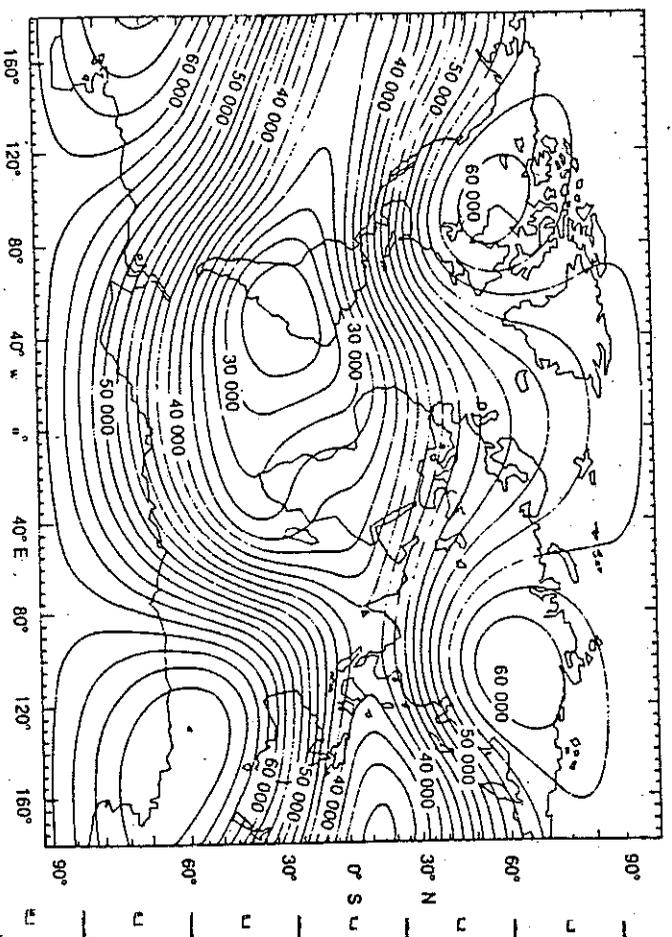


FIG. 3.2. Mapa de los valores de la intensidad total del campo magnético terrestre (en gammas para 1965.

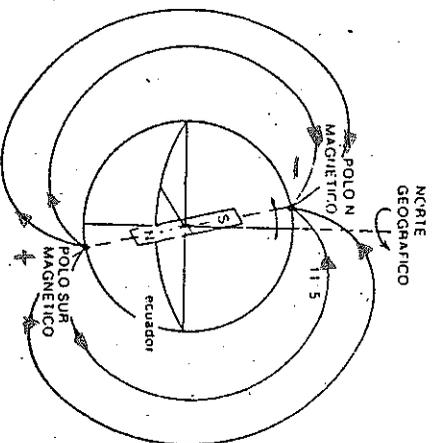


FIG. 3.3. Posición del dipolo magnético terrestre.

EL CAMPO MAGNETICO INTERNO

El origen del campo magnético terrestre está en su interior. Observando en la superficie de la Tierra, este campo magnético es, en una buena aproximación, el que produciría un enorme imán situado en su centro. Este imán estaría inclinado $11^{\circ},5$ respecto al eje de rotación de la Tierra.

El polo negativo de este imán hipotético señalaría al polo Norte terrestre y el positivo al Sur. A este imán se le llama *dipolo magnético terrestre* (el nombre de «dipolo» viene del hecho de que un imán tiene dos polos, un polo positivo y otro negativo). Su inclinación respecto al eje de rotación de la Tierra explica la diferencia entre el Norte geográfico y el Norte magnético.

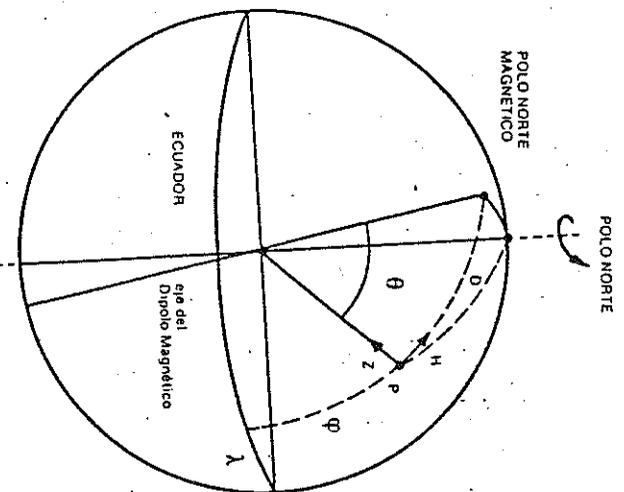


FIG. 3.4. Componentes H y Z del campo magnético para un punto de la superficie de la Tierra de latitud ϕ , y su relación con el dipolo terrestre.

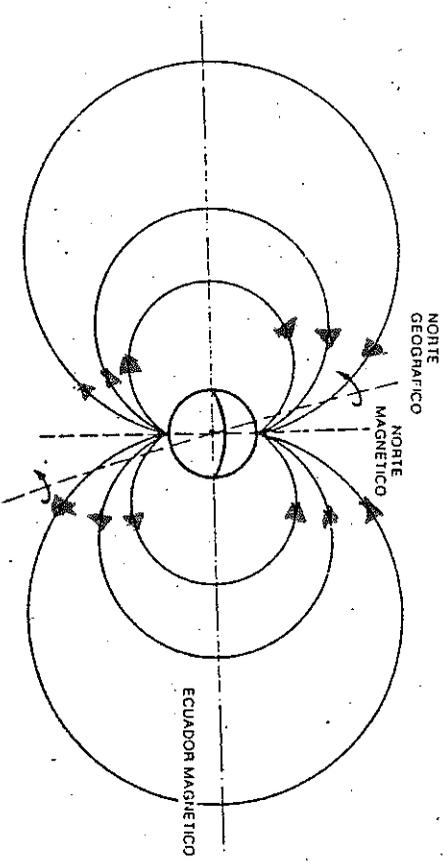


FIG. 3.5. Líneas de fuerza del dipolo magnético terrestre en el caso de no existir influencias externas.

A los puntos de intersección del eje del dipolo magnético con la superficie de la Tierra se les llama *polos magnéticos*. En ellos la brújula señala en la dirección vertical. Estos polos, como ya hemos dicho, no coinciden con los polos Norte y Sur geográficos, extremos del eje de rotación de la Tierra. Así, el polo Norte magnético está situado en la costa noroeste de Groenlandia, y su posición varía lentamente con el tiempo.

La intensidad del campo magnético sobre la superficie de la Tierra se puede deducir a partir de las fórmulas para el campo producido por un dipolo magnético. De esta forma, las componentes Z y H en un punto P sobre la superficie de la tierra de latitud φ y longitud λ que forma un ángulo θ con el eje del dipolo son,

$$Z = \frac{2M \cos \theta}{R^3}, \quad [5]$$

$$H = \frac{M \operatorname{sen} \theta}{R^3}. \quad [6]$$

Donde M es el momento del dipolo magnético terrestre, que medido en unidades SI vale

$$M = 8 \times 10^{22} \text{ A m}^2 \text{ (amperios metro cuadrado)}$$

y R el radio de la Tierra. Sustituyendo M y R en estas ecuaciones obtenemos

$$Z = 61902 \cos \theta \text{ y} \quad [7]$$

$$H = 30951 \operatorname{sen} \theta \text{ y.} \quad [8]$$

Estas ecuaciones permiten calcular Z y H para puntos de la superficie de la Tierra, sustituyendo valores para el ángulo θ . Cuando $\theta = 0^\circ$ nos encontramos

en el *polo magnético* donde $H = 0$ y la aguja de la brújula señalará hacia abajo. Los puntos donde $\theta = 90^\circ$ forman el *ecuador magnético* en el cual $Z = 0$. A medida que nos separamos de la superficie de la Tierra el campo magnético disminuye y las líneas de fuerza toman la disposición de la figura 3.5. En realidad, ésta sería la forma si no hubiera influencias externas que modifican este campo, y que como ya veremos más adelante, son muy importantes.

En resumen, el campo magnético que observamos sobre la superficie de la Tierra y cuya manifestación más común es la acción que observamos en la brújula, puede representarse como el que formaría un imán gigantesco en el centro de la Tierra, inclinado $11,5^\circ$ con el eje de rotación y cuyo polo negativo señalaría al polo que nosotros llamamos Norte. Como se ha dicho, este polo no coincide con el polo norte geográfico o polo del eje de rotación de la Tierra.

Los instrumentos con los que se mide la intensidad del campo magnético de la Tierra se llaman *magnetómetros*. De éstos unos miden el valor absoluto del campo y otros solamente sus variaciones. Mientras que los magnetómetros clásicos se basaban en el movimiento de un pequeño imán, los modernos se basan en efectos de Física atómica.

Las medidas más exactas y continuas del campo magnético se realizan en los observatorios magnéticos, actualmente distribuidos por todo el mundo. En España hay que destacar los de Toledo, San Fernando (Cádiz) y del Ebro (Tarragona). El observatorio del Ebro fue fundado en 1904, para estudiar las relaciones entre la actividad solar y el campo magnético terrestre destacándose la labor de RICARDO CIREA (1864-1932), a quien se deben los primeros mapas magnéticos de Filipinas y parte del Pacífico.

VARIACIONES Y ORIGEN DEL CAMPO MAGNETICO INTERNO

Desde que se empezó a observar con alguna exactitud el campo magnético de la Tierra, hacia el 1850, hasta hoy, se ha notado que éste no es constante sino que varía con el tiempo. Por un lado, el valor de lo que hemos llamado el momento del dipolo magnético terrestre ha ido disminuyendo a razón de un 5 por 100 cada cien años. Esto puede parecer poco, pero de continuar siempre al mismo ritmo, en dos mil años habrá desaparecido por completo el campo magnético. Otros cambios hacen que los polos magnéticos no estén siempre en el mismo lugar. Estos cambios resultan en una deriva de los polos de $5''$ hacia el Oeste cada cien años. En realidad no conocemos bien si estos cambios son constantes, o si se mantienen durante periodos largos de tiempo, ya que la información que tenemos se basa en medidas realizadas por observatorios magnéticos, cuyo funcionamiento no data de mucho más de ciento cincuenta años. Estas variaciones lentas del campo magnético reciben por su duración el nombre de *variación secular* y son un fenómeno muy importante al estudiar su origen. Esta variación fue observada por primera vez en 1635 por el astrónomo y matemático inglés, H. GILLBRAND (1597-1637).

En el apartado anterior hablábamos del *dipolo magnético terrestre* como un enorme imán en el centro de la Tierra. Esto es una manera de hablar y sólo sirve

para indicar que el campo magnético de la Tierra es semejante al que existiría si hubiese tal imán, que naturalmente no existe. ¿Cuál es, entonces, el origen del campo magnético de la Tierra?

En el capítulo segundo, al hablar del interior de la Tierra, se dijo que su núcleo externo está formado por material de hierro fundido a altas temperaturas. El estado «líquido» de este material permite que se formen en él corrientes, como las que se forman en un recipiente de agua puesto al fuego. Estas corrientes que se llaman de *convección* producen corrientes eléctricas, las cuales dan lugar a campos magnéticos.

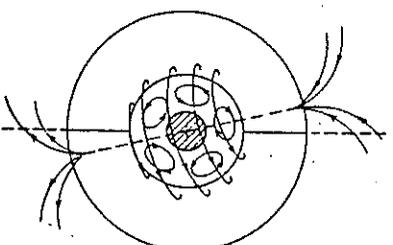


FIG. 3.6. Esquema simplificado de las corrientes de convección de material dentro del núcleo en el modelo de la dinamo autoinducida.

Recordemos de la Física que una corriente eléctrica circular produce un campo magnético tal como el que produciría un imán perpendicular al plano de la corriente. En el caso de las corrientes del interior del núcleo terrestre, la situación es mucho más complicada, pero el resultado es parecido y el efecto resultante es como el de un simple imán situado en el centro de la Tierra.

El origen del campo magnético terrestre se debe por lo tanto a la existencia en la Tierra de un núcleo metálico en el que se producen corrientes de material, debido a las diferencias de temperatura existentes entre la superficie y su parte más profunda. Esta circulación de material crea a su vez corrientes eléctricas que generan campos magnéticos, cuyo resultado final es el que observamos en la superficie de la Tierra.

A este mecanismo para explicar el campo magnético de la Tierra se le llama la *dinamo terrestre autoinducida* ya que funciona como una dinamo que al girar va creando un campo magnético que refuerza el ya existente. Los fundamentos de esta teoría son debidos a los geofísicos W. M. ELSASSER y EDUARD C. BULLARD (1907-1980), quienes las propusieron en los años 40. Este modelo, debido a su carácter dinámico, no sólo explica la existencia del campo magnético, sino también las variaciones que sufre con el tiempo.

Las corrientes de material conductor, debido a las fuentes de calor que existen en el interior del núcleo de la Tierra, varían en su forma, lo que produce variaciones en el campo magnético resultante. El hecho de que el eje de los polos magnéticos casi coincide con el eje de rotación de la Tierra, se explica por el hecho de que el giro de la Tierra orienta en torno suyo el flujo del material y las corrientes eléctricas.

PALEOMAGNETISMO Y LA HISTORIA DEL CAMPO MAGNETICO

Las variaciones del campo magnético terrestre, de las que hemos hablado, se han detectado desde que se empezó a realizar observaciones magnéticas, es decir, desde el siglo XVIII hasta el presente. Pero podemos preguntarnos, ¿se puede, de alguna manera, conocer cómo ha variado el campo magnético antes de esa fecha? ¿Podemos saber cómo era el campo magnético de la Tierra hace miles de años, o aún millones de años?

El descubrimiento de esta posibilidad ha llevado a la creación de una nueva ciencia, el *Paleomagnetismo* (de *paleo* = antiguo), es decir, la ciencia que estudia el magnetismo antiguo de la Tierra. El fundamento de esta ciencia es la propiedad que tienen ciertas rocas en las que existen granos de minerales magnéticos, como la magnetita, de adquirir una imanación inducida por el campo magnético terrestre y en su misma dirección. Cada grano de magnetita se convierte así en un pequeño imán. Si tomamos una muestra de roca que contenga este mineral, ésta tendrá una imanación que será la suma de la de todos sus pequeños granos de magnetita. Este fenómeno, al que se llama *ferromagnetismo*, es semejante al que ocurre con un pedazo de hierro al que frotamos con un imán quedando imanado. Sólo que así como el pedazo de hierro pierde pronto su imanación, el adquirido en determinadas circunstancias por estas rocas, ya no se pierde. Estas circunstancias son, entre otras, cuando una roca calentada a una temperatura alta se enfría en presencia de un campo magnético por debajo de una cierta temperatura (unos 400 °C), que se llama *punto de Curie* en memoria del matrimonio de físicos franceses PIERRE y MARIA CURIE (1859-1906 y 1867-1934), famosos por sus trabajos sobre radioactividad. Esto sucede con las lavas de los volcanes que se enfrían después de ser lanzadas fuera de un volcán. Estas, al enfriarse, adquieren una imanación inducida por el campo magnético terrestre y en su misma dirección.

Esta imanación tiene la propiedad de que, aunque cambie después la dirección del campo magnético terrestre, ella no cambia y se conserva constante. Es como si se hubiera quedado grabado el campo magnético terrestre en la roca. Sólo si la roca se vuelve a calentar otra vez por encima de la temperatura de Curie, perderá su imanación.

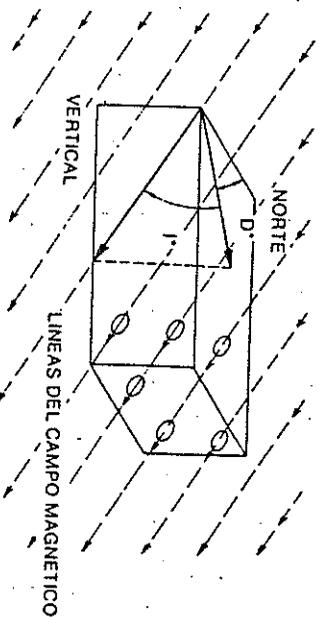


Fig. 3.7. Imanación de una roca con granos de material ferromagnético producida por el campo magnético terrestre.

Este fenómeno permite, estudiando la imanación de rocas antiguas, conocer la dirección que tuvo el campo magnético terrestre en otras épocas. En estos estudios se ha visto que para rocas de distintas edades no sólo ha cambiado la dirección de una época a otra, sino que la misma polaridad ha cambiado varias veces a lo largo de la historia de la Tierra. El cambio de polaridad significa que hubo épocas en que el polo Sur estuvo donde ahora está el Norte (en este caso se dice que el campo magnético estaba *invertido*). El Paleomagnetismo nos descubre, por lo tanto, la historia del campo magnético terrestre a lo largo del tiempo.

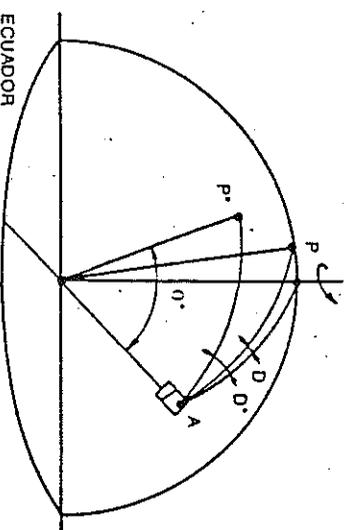


Fig. 3.8. Situación del polo (P^*) del campo magnético que produjo la magnetización de la muestra de roca del punto A.

A partir de 1930, el Paleomagnetismo recibió un gran impulso con los trabajos de KÖNISBERG, E. THELLIER y T. NAGATA y los estudios teóricos de L. NEEL, premio Nobel de Física en 1950.

Si en una roca medimos el ángulo de inclinación I^* de su imanación, podemos escribir, de acuerdo con la figura 3.6, en forma semejante a la ecuación [3.31]

$$\operatorname{tg} I^* = \frac{Z^*}{I^*} \quad [9]$$

Como Z^* y I^* se pueden expresar de forma similar a las ecuaciones [3.5] y [3.6], tenemos que

$$\operatorname{tg} I^* = 2 \frac{\cos \theta^*}{\operatorname{sen} \theta^*} = 2 \operatorname{cotg} \theta^* \quad [10]$$

Donde ahora θ^* es el ángulo entre el eje del dipolo que forma el campo magnético inductor y la vertical en el punto donde se ha tomado la roca (Fig. 3.8). Si conocemos I^* para una roca de edad determinada, con esta ecuación se podrá determinar dónde estaba el polo magnético en esa época. Por ejemplo, la roca A con cuarenta millones de años de edad tiene una imanación en la dirección definida por los ángulos I^* y D^* , mientras que para ese punto los valores actuales de la inclinación y declinación son I y D . Esto quiere decir que hace cuarenta millones de años el polo magnético no estaba en P (donde está ahora) sino en P^* . Si la polaridad de la roca es la opuesta a la actual, quiere decir

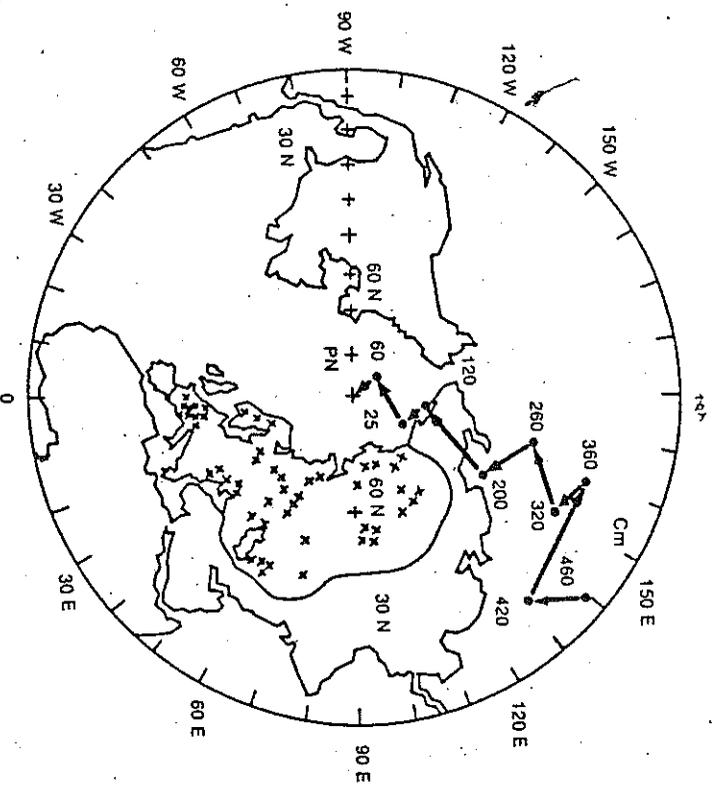


Fig. 3.9. Variación en la posición del polo deducida de los datos del Paleomagnetismo de rocas del continente Euroasiático desde hace cuatrocientos sesenta millones de años hasta la posición actual. (Tomado de E. Irving.)

que hace cuarenta millones de años los polos estaban invertidos con respecto a los actuales.

El resultado de estos estudios permite seguir la historia del movimiento de los polos magnéticos y cuál era su polaridad a lo largo de mucho millones de años. Estos estudios tienen mucha importancia al estudiar el movimiento de los continentes, como ya veremos en el capítulo 4.

Un ejemplo de cómo ha variado la posición del polo magnético con respecto al continente Euroasiático está representado en la figura 3.9. La figura sólo representa el movimiento relativo, ya que es más probable que sea el continente el que se ha movido, permaneciendo el polo magnético estacionario.

Los números representan la posición del polo para cada fecha en millones de años, desde hace cuatrocientos millones de años hasta el presente.

VARIACIONES RAPIDAS DEL CAMPO MAGNETICO

Hemos visto cómo el campo magnético cambia lentamente, tanto en intensidad como en orientación, debido al mecanismo dinámico que lo genera, cambio que hemos llamado la *variación secular*. Existen además variaciones mucho más rápidas, que se miden no en años sino en días y horas. Estas variaciones, observadas por primera vez por CELSIUS, en Uppsala (Suecia) y por

GRAHAM, en Londres, hacia 1720, no son causadas por el mecanismo interno de generación del campo magnético terrestre, sino por la influencia de factores externos. De estos factores, los más importantes son los derivados de la actividad del Sol. Vamos a fijarnos en dos tipos de variaciones, una periódica que se repite cada día, y a la que se llama la *variación diurna* y otra, que sucede intermitentemente, y a la que se llama *tormenta magnética*.

La *variación diurna* consiste en una variación en la intensidad del campo magnético con un máximo a las doce horas del mediodía y que se aprecia sobre todo en los valores de su componente horizontal H . Esto quiere decir que si medimos de forma continua el valor de H en un punto de la Tierra durante un día obtenemos una gráfica semejante a la de la figura 3.10. La amplitud de su valor máximo es de aproximadamente 50 gammas. Como el valor de H en la superficie de la Tierra es aproximadamente 30 000 gammas, la variación del campo es muy pequeña, aunque apreciable. Hemos de tener en cuenta que los magnetómetros pueden apreciar variaciones con exactitud de hasta una décima de gamma. El origen de esta variación es el influjo del Sol que con su irradiación de calor, atracción gravimétrica y poder ionizador da origen a corrientes eléctricas en la ionosfera, creando así un campo magnético externo que varía a lo largo del día.

Las *tormentas magnéticas*, como su propio nombre indica, son grandes perturbaciones en el campo magnético que dan origen a cambios bruscos en su intensidad. Estas tormentas pueden tener amplitudes muy grandes de más de 500 gammas y variar en duración de uno a dos días. El origen de las tormentas magnéticas está en el impacto sobre el campo magnético terrestre de las partículas con carga eléctrica, emitidas por el Sol en sus fulguraciones, o erupciones. Estas erupciones solares se aprecian desde la Tierra en forma de manchas oscuras. Las partículas emitidas en grandes cantidades en estas erupciones solares inciden en el campo magnético de la Tierra alterándolo y produciendo las tormentas magnéticas. Una de las figuras más destacadas en el

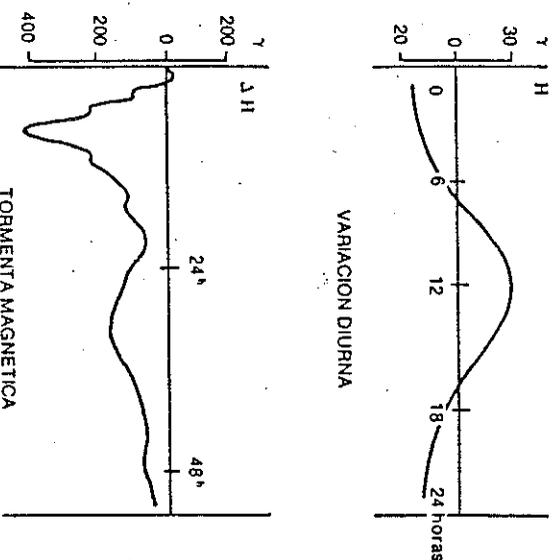


FIG. 3.10. Registro de la variación diurna del campo magnético, y de una tormenta magnética. En ambos casos la componente es horizontal.

estudio de las influencias externas en el campo magnético es la del geofísico alemán JULIUS BARTHELS (1899-1964), profesor en las Universidades de Berlín y Gotinga.

IONOSFERA Y MAGNETOSFERA

Hemos visto que tanto la actividad normal del Sol como las erupciones que se dan a menudo en su superficie inciden sobre la Tierra alterando su campo magnético.

Estas alteraciones son producto de la interacción de partículas cargadas eléctricamente. Todos sabemos que en torno a la Tierra hay además de la envoltura líquida de los mares y océanos, una envoltura gaseosa formada por lo que llamamos el aire, que en conjunto denominamos la *atmósfera*. El aire, que tan importante es para nuestra vida, está formado principalmente por los gases nitrógeno y oxígeno en forma de moléculas.

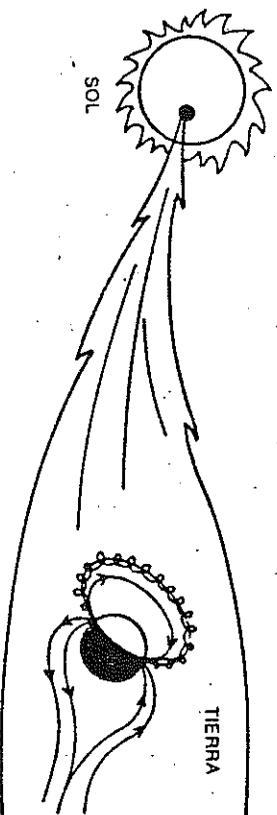


Fig. 3.11. Corriente de partículas provenientes de una erupción solar y su incidencia sobre el campo magnético terrestre.

Debido a la radiación solar las moléculas de estos gases en determinadas circunstancias se cargan de electricidad; a este fenómeno se le llama *ionización*. Como los átomos están formados de protones positivos y electrones negativos en igual número, una manera de ionizarse una molécula es perdiendo un electrón, con lo que la molécula tiene una carga positiva más que negativa. Al mismo tiempo aparecen electrones libres que tienen carga negativa. De esta manera se forma en la alta atmósfera una serie de capas ionizadas denominadas por las letras mayúsculas, *D, E y F*, las más importantes entre 100 km y 400 km de altura. La existencia de estas capas fue descubierta, en 1902, por O. HEAVISIDE y A. E. KENNELLY, y su estructura establecida gracias a los trabajos de E. V. APPLETON (1892-1965) y S. CHAPMAN (1888-1970). Estas capas reflejan las ondas electromagnéticas de la radio y por eso es posible escuchar emisoras, sobre todo de onda corta, situadas a mucha distancia.

Como ya hemos dicho, el Sol no sólo emite radiaciones en forma de calor, sino que emite constantemente partículas con carga eléctrica. Esta continua emisión de partículas forma como un *viento solar* que choca y modifica el campo magnético terrestre. Este viento solar que incide sobre la Tierra se ve reflejado por el campo magnético, que actúa como una gigantesca sombrilla que protege la

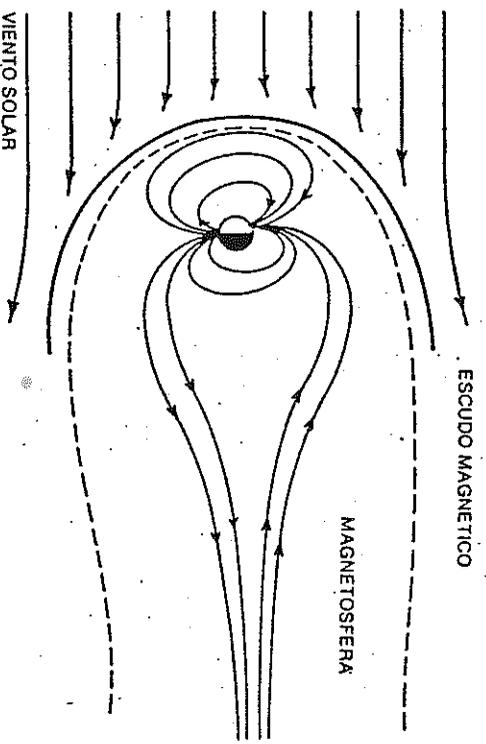


FIG 3.12. Estructura de la magnetosfera y líneas de fuerza del campo magnético terrestre.

superficie de la Tierra de estas radiaciones. El resultado de esta interacción es que el campo magnético queda comprimido en el interior de una región cercana a la Tierra que llamamos *magnetosfera* (esfera o envoltura magnética de la Tierra). Las primeras ideas sobre la magnetosfera fueron expuestas en 1931 por CHAPMAN y FERRARO.

Bajo la acción de las partículas emitidas por el Sol con una velocidad de unos 300 km/s, es decir, superior a la velocidad del sonido, el campo magnético se comprime, de modo que el límite de la parte de la magnetosfera situada frente al Sol es de sólo unos doce radios terrestres, mientras que en la dirección opuesta al Sol, la magnetosfera se estira y extiende en una larga cola de más de sesenta radios terrestres de longitud. Según esto, las líneas de fuerza del campo magnético se comprimen frente al Sol y se estiran en la dirección opuesta. El campo magnético de la Tierra queda, pues, limitado al interior de la magnetosfera (Fig. 3.12). Su límite recibe el nombre de *magnetopausa*, y frente al Sol forma el *escudo magnético*. Aunque la mayoría de las partículas emitidas por el Sol son desviadas por el campo magnético, algunas más energéticas, logran penetrar en la magnetosfera atravesando el escudo magnético. Estas partículas se sitúan próximas a la Tierra, en órbitas alrededor del ecuador. La existencia de estos anillos fue descubierta por el lanzamiento de los satélites artificiales. Estos satélites son también los que nos han descubierto la estructura de la magnetosfera. Antes del año 1958 la idea del campo magnético de la Tierra era la de la figura 3.3, con líneas de fuerza extendiéndose indefinidamente en el espacio. El descubrimiento de la influencia solar, tanto en la formación de las capas de la ionosfera como de la magnetosfera, ha llevado a una mejor comprensión del papel del campo magnético en la Tierra. Como se ha dicho, éste actúa como una gigantesca sombrilla que protege la superficie de la Tierra de las radiaciones cósmicas y solares. La ausencia del campo magnético permitiría la incidencia directa de todas estas radiaciones sobre la Tierra, con los consiguientes efectos nocivos para la vida que se desarrolla en ella.

Algunas partículas de más alta energía que consiguen entrar a través del escudo magnético en la magnetosfera son desviadas por las líneas de fuerza del campo magnético, que las hace incidir sobre las regiones polares, dando así lugar a los fenómenos luminosos que llamamos las *auroras boreales*. Las auroras boreales o australes, se dan sólo en las cercanías de los polos (bien Norte o Sur) y corresponden a épocas de gran actividad solar.

La influencia de la actividad solar en los fenómenos relacionados con el campo magnético es, por lo tanto, muy grande. Una de las manifestaciones de esta actividad es la aparición de las *manchas solares*. Las manchas solares son unas manchas oscuras que se pueden observar sobre la superficie brillante del Sol, consecuencia de grandes erupciones en la atmósfera solar. Debido a estas erupciones aumenta enormemente el número de partículas emitidas, las cuales producen, a su llegada a la Tierra, grandes tormentas magnéticas. El ciclo de una mayor frecuencia de manchas solares se repite aproximadamente cada once años.



Las erupciones volcánicas son una expresión de los márgenes activos de las placas tectónicas. Erupción del volcán Anak, Krakatoa (Indonesia) en 1960. (Foto R. W. Decker.)

Origen y evolución de la Tierra

Como la neblina, como la nube y como una polvareda fue la Creación, cuando surgieron del agua las montañas.

Creación de la Tierra. (Relato maya.)

ORIGEN DE LA TIERRA

Hasta aquí hemos hablado de la Tierra, su figura, su gravedad, la constitución de su interior, los terremotos que la sacuden periódicamente y su campo magnético, pero no hemos hablado para nada de su historia. Podemos hacernos preguntas como éstas: ¿Ha sido la Tierra siempre como lo es ahora? ¿Cuál fue su origen? ¿Cómo se formaron las montañas y las océanos? ¿Han estado los continentes siempre en el mismo sitio? Naturalmente que todas estas preguntas no las podemos contestar aquí con mucho detalle, pero sí podemos dar una visión de conjunto.

El origen y evolución de la Tierra está ligado al de todo nuestro sistema planetario. Por eso, debemos comenzar preguntándonos cómo empezaron a existir los planetas y entre ellos la Tierra. Para contestar a esta pregunta tenemos que retroceder en el tiempo hasta hace alrededor de cuatro mil seiscientos millones de años. Naturalmente, nadie estaba entonces presente para relatarlos cómo sucedieron las cosas. Pero a partir de lo que hoy conocemos, podemos conjeturar cómo pudo ser su origen. No es de extrañar que para esto se propongan diversas hipótesis y teorías. Una de las primeras para explicar el origen del sistema planetario fue la presentada, en 1796, por PIERRE SIMON, Marqués de LAPLACE (1749-1827), científico francés autor de una obra monumental sobre la mecánica celeste, renovando una idea originalmente presentada años antes, en 1755, por el filósofo alemán EMMANUEL KANT (1749-1827). Para LAPLACE el origen del sistema solar empieza con una nebulosa, o gran nube de gases incandescentes que giran lentamente. Sabemos que en el cielo se pueden observar gran cantidad de estas nebulosas. Al enfriarse y contraerse esta nebulosa fue aumentando su velocidad de giro. La parte principal de la materia

se acumuló en su centro formando el Sol, mientras que el resto fue lanzado hacia fuera por la fuerza centrífuga y quedó girando en torno al Sol formando poco a poco los planetas. Estos se fueron enfriando y condensando hasta formar los nueve planetas que hoy conocemos en nuestro sistema solar.

En la actualidad la teoría de Laplace ha perdido mucha aceptación, prefiriéndose otras teorías en las que se supone que en su origen el sistema solar no era una nube de materia incandescente, sino una nube de polvo interestelar frío. Estas teorías reciben el nombre genérico de *teorías de Condensación*. Las ideas fundamentales fueron introducidas por el astrónomo alemán KARL VON WEIZSÄCKER, en 1944, y desarrolladas y modificadas entre otros por G. P. KUIPER y H. C. UREY, en los años 1950. Cómo se formó el sistema planetario a partir de estas nubes de polvo, se explica de diversas formas. En unas teorías, el Sol, una estrella ya existente, captura la nube de polvo; la materia de la nube empieza a girar en torno a él, formando primero un anillo, semejante a los anillos de Saturno, y luego, por agregación de las partículas del anillo, la materia se concentra formando los planetas. Otra teoría supone que el Sol se formó en el centro de la nube de polvo por concentración de su materia con un aumento paulatino de temperatura, de forma similar a las reacciones termonucleares que dan origen a las estrellas. El material restante, en torno al naciente Sol, servirá de base para la formación de los planetas y entre ellos la Tierra.

En la teoría de Laplace, la Tierra habría sido primero un cuerpo incandescente que se ha ido enfriando poco a poco de fuera a dentro y así se explica que todavía permanece incandescente su núcleo. En las teorías de condensación, la Tierra empieza a formarse como un agregado frío de partículas, que por medio de procesos radiactivos se va calentando poco a poco de dentro a fuera. En algunas teorías, la Tierra se ha calentado rápidamente al principio, enfriándose después. De todas formas, existió un estado de gran calentamiento en el que la mayor parte de la Tierra estaba en estado de fusión, durante el cual se produjo la concentración de material más pesado de la Tierra en el núcleo y el más ligero en la corteza. Al poderse mover el material fundido, los elementos más pesados ocupan la parte más interna y los más ligeros quedan flotando en el exterior. Esto explica la distribución actual de densidades en la Tierra que va desde 13 gr/cm³ en el núcleo a 2,8 gr/cm³ en la corteza.

La edad de la Tierra, como ya hemos dicho, alcanza aproximadamente cuatro mil seiscientos millones de años. Esto es posible conocerlo hoy con cierta exactitud, y no como mera luctubración, debido al estudio de los materiales radiactivos de la Tierra. Un elemento radiactivo se desintegra lentamente, y así, por ejemplo, el uranio radiactivo acaba por convertirse en plomo. De esta forma, si conocemos en una roca la proporción que tiene el plomo producido por la desintegración del uranio, y la ley que sigue este proceso, sabremos cuánto tiempo lleva desintegrándose, es decir, qué edad tiene esa roca. Las parejas de elementos más usados para la determinación de la edad de las rocas de la Tierra son potasio-argón, uranio-torio y rubidio-estroncio. En las tres parejas el primero es un isótopo radiactivo y el segundo uno estable. A las edades determinadas de este modo se las llama *edades absolutas* y la ciencia que trata de estos métodos *Geocronología*. En la superficie de la Tierra se han encontrado rocas de hasta tres mil millones de años. Como la Tierra ha de ser más vieja que estas rocas, se

ha llegado a la conclusión de que, más o menos, su edad es de cuatro mil seiscientos millones de años.

¿Qué le ha sucedido a la Tierra desde su origen hasta ahora? Los primeros años desde los cuatro mil seiscientos millones hasta hace quinientos millones son casi desconocidos, y tenemos muy poca información; a esta época se la llama era *Precámbrica*. Después de esta edad empiezan, en lo que se llama período *Cámbrico*, los primeros sistemas de vida sobre la Tierra. Las montañas más antiguas, que se llaman del movimiento *Hercínico* tienen de trescientos a doscientos millones de años y las modernas del movimiento *Alpino* unos cincuenta millones de años. Los grandes dinosaurios aparecieron hace poco ciento cincuenta millones de años, para desaparecer en relativamente poco tiempo, y finalmente el hombre aparece hace sólo poco más de un millón de años.

A lo largo de todos estos años ¿qué le ha pasado a la Tierra? ¿Han estado los continentes siempre en el mismo sitio? ¿Cómo se formaron las montañas más altas y las simas más profundas de los océanos? ¿Ha sido el campo magnético terrestre siempre como lo es ahora, o han variado de posición sus polos? Examinemos algunos de estos problemas.

LOS TERREMOTOS Y LA DINÁMICA DE LA CORTEZA TERRESTRE

Al hablar de los terremotos dijimos que éstos estaban concentrados en las zonas o límites que dividen la corteza de la Tierra en una colección o mosaico de piezas, de las que siete son las más importantes. Estas placas agrupan parte de los océanos y parte de los continentes y no están estáticas, sino que se han ido moviendo a lo largo de la historia geológica de la Tierra. Este movimiento hace que cambie la situación relativa entre los continentes, como ya veremos más adelante. Precisamente el movimiento de las placas de la corteza terrestre es el

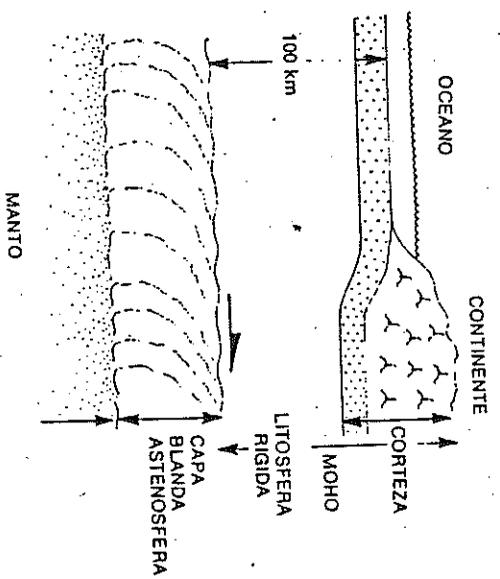


FIG. 4.1. Deslizamiento de la litosfera sobre la capa blanda de la astenosfera.

que produce los terremotos en sus bordes. Entre los primeros sísmólogos que relacionaron hacia 1965 los terremotos con los bordes de las placas hay que mencionar a J. OLIVER y L. SYKES, de la Universidad de Columbia, en Nueva York.

Al hablar del movimiento de las placas tenemos que especificar, primero, qué es lo que se mueve. La corteza, como ya hemos dicho (Fig. 2.12) tiene en los continentes un espesor entre 20 km y 40 km y en los océanos entre 5 km y 7 km, y debajo de ella está el manto, de material más denso. La corteza es una capa demasiado delgada para moverse y además las rocas del manto por debajo de ella no son lo suficientemente blandas para dejarla mover. Tenemos que profundizar más, hasta unos 100 km de profundidad, para encontrar el material blando de la *astenosfera*. Sobre este material puede desplazarse la capa superior, de un espesor aproximado de 100 km, a la que hemos llamado la *litosfera*. Con más propiedad debemos, por lo tanto, hablar del movimiento de las placas de la litosfera.

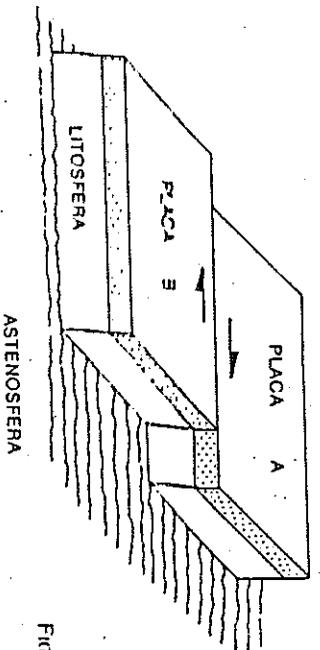


Fig. 4.2. Deslizamiento horizontal entre dos placas.

Los bordes de estas placas son muy importantes para comprender el mecanismo de su movimiento. Estos son de tres tipos fundamentales: 1), fracturas de desagarradura; 2), zona de extensión, y 3), zonas de colisión. Examinemos uno por uno estos tres tipos de bordes o fronteras entre las placas de la litosfera terrestre.

En las *fallas de desagarradura* los bordes de las placas, o bloques de litosfera, se deslizan horizontalmente el uno con respecto al otro. Este deslizamiento puede darse lentamente, o de forma brusca en grandes terremotos. En la falla de San Andreas en California, que es una falla de este tipo, durante el terremoto de 1906 (el terremoto de San Francisco) un bloque se movió horizontalmente 5 m con respecto al otro. En estas zonas se suelen dar terremotos muy grandes.

Las *zonas de extensión* son más complejas. Se dan en sitios donde dos placas de litosfera se separan la una con respecto a la otra. El material blando y fluido de la astenosfera sube y ocupa el lugar abierto entre las dos placas, formándose así nueva corteza oceánica. Al salir este material se forman erupciones volcánicas submarinas que, si llegan a la superficie, forman nuevas islas. El material forma así una cordillera submarina que marca el sitio donde se produce esta separación.

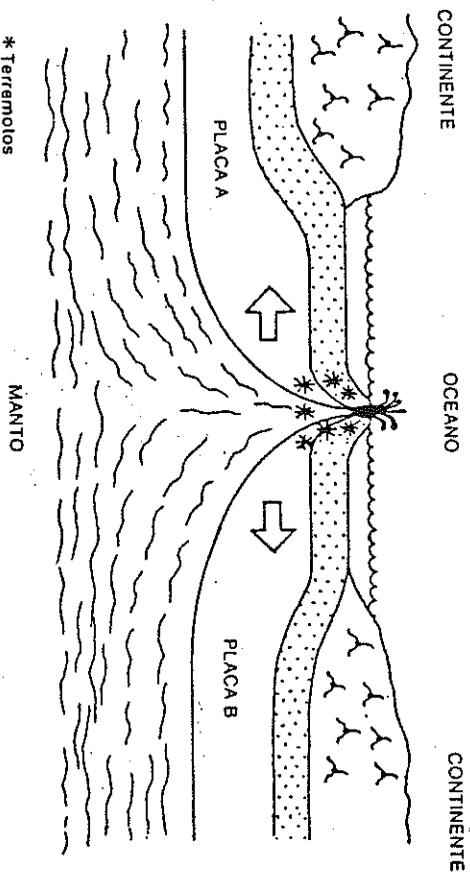


Fig. 4.3. Zona de extensión entre dos placas.

Los terremotos en estas zonas están concentrados en la zona de separación de las placas, son muy superficiales y no demasiado grandes. Una zona de este tipo es la cordillera o dorsal Centro Atlántica que se extiende de norte a sur en medio del océano Atlántico y que aflora a la superficie en Islandia y en las islas Azores. A veces, una fractura de movimiento horizontal está asociada con una zona de extensión de este tipo, produciendo un desplazamiento lateral en esta última. A este tipo de falla se la llama *falla de transformación* y su descubrimiento por el geofísico canadiense T. WILSON, de la Universidad de Toronto, tuvo una gran importancia en el establecimiento de la teoría que expone que el suelo de los océanos se ha ido creando poco a poco al separarse los continentes. Esta idea de la extensión del suelo del océano fue propuesta por primera vez por el geólogo americano, de la Universidad de Princeton, H. HESS, hacia 1960. Las *zonas de colisión*, son las zonas donde dos placas o bloques de litosfera

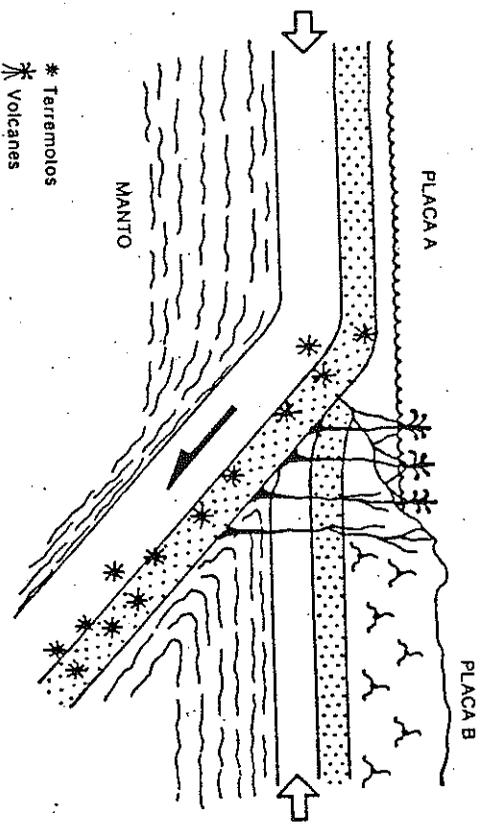


Fig. 4.4. Zona de subducción entre dos placas.

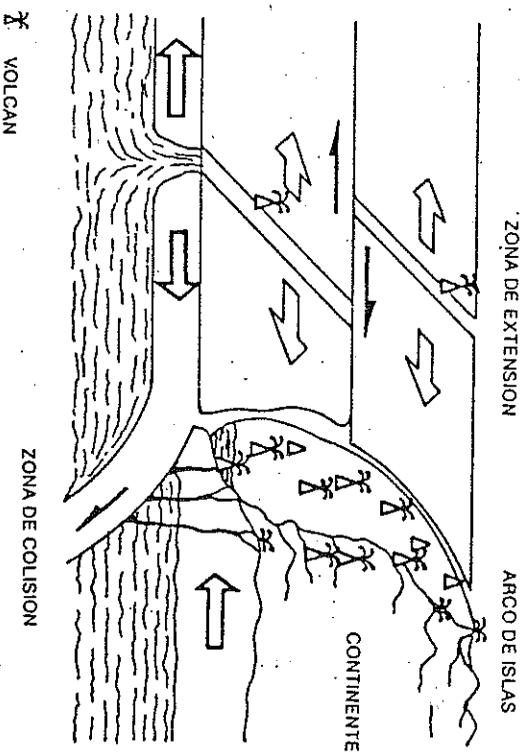


Fig. 4.5. Esquema generalizado de los tres tipos de zonas de contacto entre placas.

chocan el uno contra el otro. Cuando uno de los bloques está formado por corteza oceánica y el otro por corteza continental se da un fenómeno al que se da el nombre de *subducción*, que consiste en el hundimiento de la litosfera oceánica por debajo de la corteza continental. La placa oceánica puede hundirse hasta 700 km de profundidad, dentro del material del manto, formando generalmente un ángulo de 45° con la horizontal. De esta forma se compensa la nueva corteza oceánica creada en la zona de extensión, ya que la superficie de la Tierra es limitada y si aumenta la corteza en una zona debe destruirse en otra.

El material más ligero que se ha hundido con la litosfera, en el manto en las zonas de subducción, sale a la superficie formando volcanes. Debido al ángulo de inclinación de la placa hundida, estos volcanes están situados detrás de la línea de la costa. Las rocas de la parte continental, en las zonas de colisión, son empujadas hacia arriba formando en algunos sitios grandes cadenas montañosas, como los Andes.

Los terremotos en estas zonas se dan no sólo en la superficie, sino a lo largo de la litosfera hundida. Esto explica la existencia de terremotos profundos (hasta 700 km), a pesar de que dijimos que los terremotos sólo se daban en la parte superior de la litosfera. Los terremotos superficiales en la zona de colisión suelen ser grandes, como los que se dan en todo el litoral oeste de América del Sur y las costas orientales de Asia. Este tipo de estructura es la que se da en los arcos de islas del Pacífico y su volcanismo es debido al material que asciende desde la litosfera hundida. Estos arcos son convexos hacia la parte por donde se hunde la litosfera oceánica. Su posible estructura fue propuesta ya antes de la segunda guerra mundial por el geofísico holandés F. A. VENING-MEINSSZ. Este tipo de mecanismo se da entre otros lugares en casi todo el litoral del océano Pacífico, tanto en la costa asiática como en la de América del Sur, en los arcos de las Antillas y en la costa e islas de Grecia.

Un resumen de los mecanismos de movimiento de la litosfera terrestre está esquematizadas en la figura 4.5. En ella vemos una *zona de extensión* en medio de un océano y otra de *colisión* con subducción de la corteza oceánica bajo la de un continente. En el centro de la zona de extensión hay una falla de transformación con movimiento horizontal entre las dos partes de la placa oceánica. La distribución actual de estas zonas en la Tierra está representada en la figura 4.6.

Veamos ahora cómo estos movimientos de extensión y colisión, entre placas, se pueden extender hacia el pasado y ver, así, cómo se han ido moviendo sobre la superficie de la Tierra las placas de la litosfera y, con ellas, cómo ha ido cambiando la situación de los continentes y los océanos.

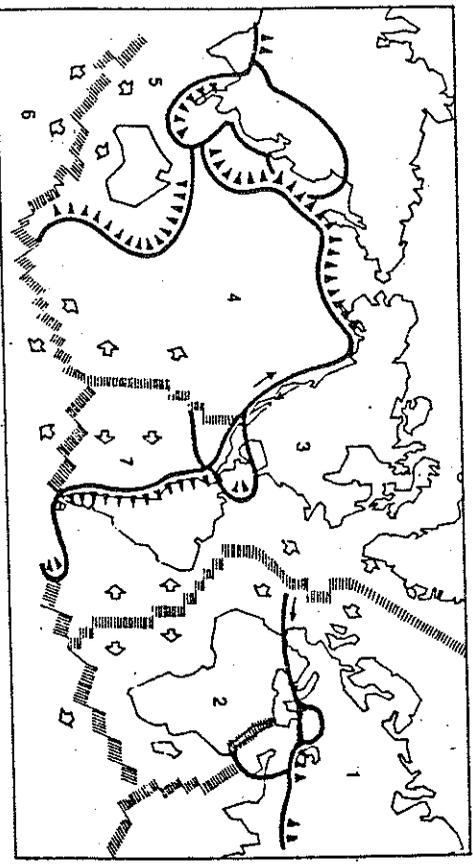


Fig. 4.6. Placas principales en la superficie terrestre indicando los diversos tipos de bordes entre ellas. Rayadas, zonas de extensión, con triángulos de subducción, y con flechas de deslizamiento horizontal.

DERIVA DE LOS CONTINENTES Y TECTÓNICA DE PLACAS

ALFREDO WEGENER (1880-1930), geofísico austríaco, publicó en 1910 *La Deriva de los Continentes y los Océanos*, obra en la que proponía la idea de que los diversos continentes que hoy conocemos, estuvieron en el pasado reunidos en uno solo. A partir de este único continente por división primero y luego por separación se han formado los continentes actuales. A esta teoría la conoce con el nombre de *deriva de los continentes*. Al continente único original le llamó Pangea (*pan* = todo, y *ge* = tierra) y basándose en una gran variedad de datos geológicos propuso que su partición comenzó hace unos 200 millones de años. Una de las razones sobre la que se apoya esta teoría es que en realidad los continentes encajan unos con otros como las piezas de un rompecabezas, y que podemos reunirlos todos casi perfectamente en uno solo (Fig. 4.7 y 4.8). Sin embargo, esto no basta, pues tenemos que explicar como pueden mover los continentes a lo largo de tantos kilómetros.

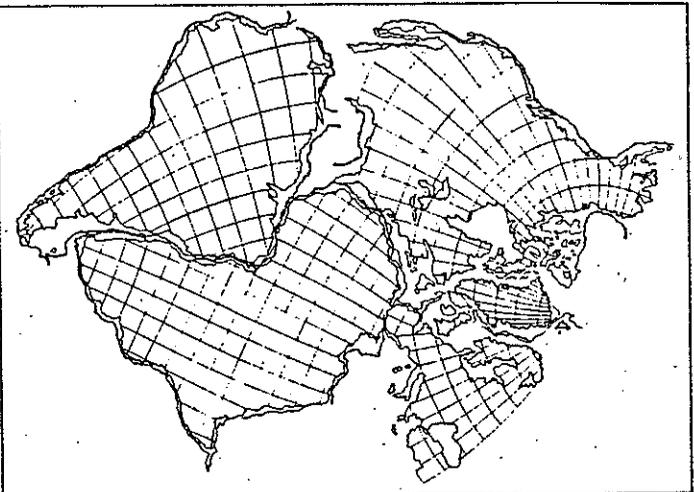


FIG. 4.7. Reconstrucción del cierre del Atlántico. Los meridianos y paralelos corresponden a su posición actual. (Tomado de E. C. Bullard.)

Este era el punto débil de la teoría de Wegener, ya que no se disponía de un mecanismo adecuado que explicase el desplazamiento de los continentes. Esta debilidad de la teoría fue aprovechada por geofísicos como HAROLD JEFFREYS, de la Universidad de Cambridge, que la criticaron duramente. Estos ataques y el no encontrar un mecanismo para este movimiento de traslación, hizo que durante años, especialmente entre 1930 y 1960, esta teoría fuese mirada con escepticismo y fuera prácticamente abandonada. Sin embargo, en los años 60,



FIG. 4.8. Reconstrucción del agrupamiento de los continentes meridionales. (Tomado de E. Irving.)

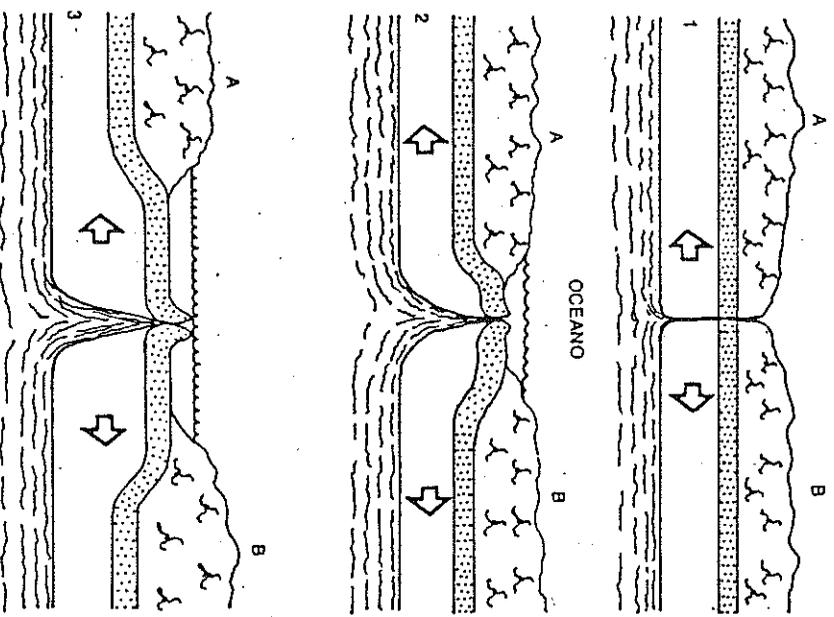


Fig. 4.9. Secuencia de la separación de dos continentes y creación entre ellos de un océano.

comienza un renacimiento de estas ideas transformadas ahora en una nueva teoría bautizada con el nombre de *«tectónica de placas»*.

Una de las bases sobre la que se apoya esta nueva teoría son los datos derivados del *Paleomagnetismo*. Ya hemos visto cómo estudiando el magnetismo de las rocas, podemos deducir la posición relativa de las rocas con respecto a los polos magnéticos para las distintas épocas geológicas. Estudiando rocas de distintos continentes, para una misma época, se vio que los polos deducidos de las rocas de un continente no concordaban con los deducidos de rocas de otro. La conclusión es clara: los continentes en aquella época no estaban en la misma posición que ahora. Este descubrimiento abrió el camino para poder reconstruir la posición relativa de los continentes, con respecto a los polos, en cada una de las épocas geológicas. La conclusión de estos estudios es que, a medida que retrocedemos en el tiempo, los continentes se van agrupando entre sí hasta formar un único continente, hace aproximadamente unos doscientos millones de años. Los continentes de América, Europa y África encajaban entre sí cerrando el océano Atlántico y en el hemisferio sur, América del Sur, África, la Antártida, Australia y la India se agrupan formando un solo bloque (Figs. 4.7 y 4.8). No se trata ya de una pura especulación, sino

que existen unos datos experimentales que indican que realmente los continentes se han ido separando a partir de un único continente primitivo.

Ahora trataremos de explicar cómo se ha producido este movimiento de los continentes. En primer lugar, como ya se dijo, lo que se mueve es la litosfera, es decir, los 100 km primeros y que su movimiento es posible debido a la existencia de las capas blandas y semifluidas de la astenosfera. En segundo lugar, la separación de los continentes se lleva a cabo por la creación de corteza oceánica que va ocupando el espacio que queda entre los continentes que se separan.

El proceso está representado en la figura 4.9. Primero se produce una fractura que separa el continente primitivo en dos bloques todavía unidos, A y B. El material fundido de la astenosfera sube por la fractura de la litosfera y se deposita entre los dos bloques, A y B, que siguen separándose y formando entre ellos un incipiente océano. La corteza de este océano se forma por deposición

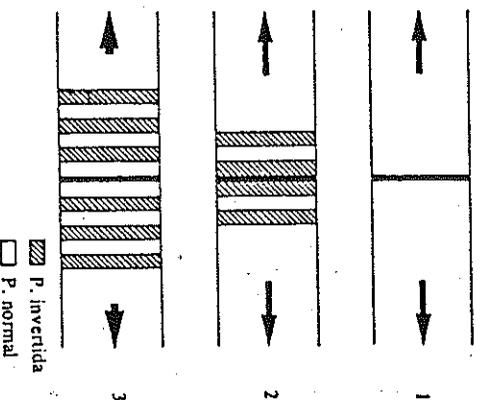


FIG. 4.10. Secuencia de la separación de dos continentes, creación de corteza oceánica entre ellos con franjas de magnetización normal e invertida.

del material que surge por la fractura central. En la parte 3 de la figura vemos el océano ya formado que sigue separándose y formando en su centro nueva corteza oceánica. Este esquema puede servir para representar esquemáticamente la apertura del océano Atlántico.

Debido al hecho de que, en esta teoría, al separarse los continentes se forma nueva corteza oceánica, se denominó, al principio, la teoría de la *extensión del suelo oceánico*. Este mecanismo de extensión de la corteza se ha visto confirmado por otros datos del Paleomagnetismo. Hemos dicho que el magnetismo de las rocas tiene a veces la polaridad invertida con respecto a la actual. Correlacionando lavas de distintas edades se ha visto que han existido a lo largo de la historia de la Tierra épocas en las que la polaridad del campo magnético estaba invertido, mientras que en otras era como el de ahora. Más o menos esto sucede aproximadamente cada millón de años. Si el suelo del fondo del océano, como hemos visto, se ha ido extendiendo a los dos lados de la fractura central que separa dos continentes, se irán formando franjas de material con imanación normal e invertida alternativamente a ambos lados de esta fractura a medida que pasa el tiempo y se van invirtiendo los polos magnéticos. Un esquema de esta

situación está representado en la figura 4.10. Las dos placas, A y B, empiezan a separarse en una época en la que la polaridad es invertida, estado (1). En el estado (2) se han producido dos inversiones y la polaridad vuelve a ser invertida. El estado (3) representa la situación actual, la polaridad es normal; han sucedido cinco inversiones de polaridad y tenemos seis franjas de suelo oceánico de imanación de polaridad alternante.

Conociendo cuándo empezaron a separarse los continentes y la distancia que existe actualmente entre ellos, podemos deducir la velocidad media a la que se ha realizado este movimiento. Para el océano Atlántico la velocidad relativa de apertura es aproximadamente de 3 cm/año, de modo que en doscientos millones de años se ha abierto en 6 000 km la distancia desde las costas de América a Europa, o África.

Conociendo esta velocidad, si cada millón de años se invierte el campo magnético, las franjas de imanación tendrán 30 km de ancho y habrá unas doscientas franjas en total, cien a cada lado de la cordillera central. En realidad, no todas estas franjas están bien definidas y sólo las correspondientes a los últimos millones de años se pueden observar con detalle. De esta forma queda registrado sobre las rocas del fondo de los océanos la historia de cómo éste se ha ido abriendo, y se confirma la forma en cómo se ha realizado la traslación de los continentes.

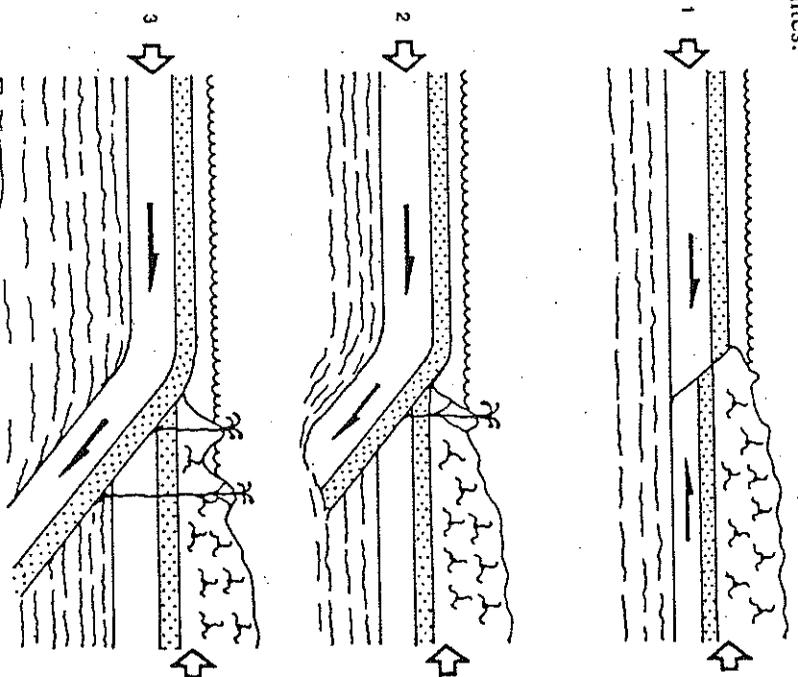


Fig. 4.11. Secuencia de la formación de una zona de subducción por colisión de una placa oceánica contra una continental.

El proceso complementario al de la creación de nueva corteza oceánica, en las zonas de extensión, es el de su destrucción en las zonas que hemos llamado de subducción, donde la litosfera oceánica se introduce por debajo de la litosfera continental. La existencia de placas de litosfera hundidas en el manto en estas zonas, se comprueba por la existencia de terremotos profundos hasta los 700 km a lo largo de la placa hundida. En estas zonas, también se observa una fuerte anomalía negativa gravimétrica, producida por el contraste negativo de densidades de la corteza que se introduce en el manto. La secuencia esquemática de cómo se forma una de estas zonas de subducción está representada en la figura 4.11. El proceso comienza con un empuje entre una capa oceánica y otra continental produciéndose una falla inversa en la zona de costa. En el estadio segundo se comienza a introducir la litosfera oceánica por debajo de la continental, y en el tercero ya está formada la capa buzante.

EVOLUCION HISTORICA DE LOS CONTINENTES

La historia de la evolución de los continentes tiene aún muchas lagunas, pero puede ya seguirse, al menos en sus rasgos más generales, desde la ruptura y fracturación del continente único primitivo, llamado Pangea, hasta la distribución actual de los cinco continentes y océanos. La época del rompimiento del continente primitivo se sitúa hacia la mitad del período Triásico, es decir, hace unos doscientos millones de años. ¿Qué pasó antes de esa fecha? Eso es algo de lo que todavía sabemos muy poco. Si tenemos en cuenta, como ya hemos dicho, que la edad de la Tierra es de alrededor de cuatro mil seiscientos millones de años y que la primera edad geológica, el Cámbrico, del que ya se tienen registros de *fósiles* (fósiles son los restos de los animales petrificados y conservados en las rocas), comenzó hace seiscientos cincuenta millones de años, podemos decir que sólo conocemos la última parte de la historia de la Tierra. En cuanto al movimiento de los continentes sólo conocemos lo que ha pasado en los últimos doscientos millones de años y muy poco, o nada, de lo que pasó en los cuatro mil cuatrocientos millones de años anteriores. Es posible que haya habido fracturaciones y reagrupamientos anteriores, aunque de éstos sabemos muy poco.

Vamos a analizar, a continuación, la secuencia del movimiento de dispersión de los continentes en estos últimos doscientos millones de años. La evolución de los continentes que presentamos aquí sigue la línea de los trabajos recientes de R. S. DIETZ y J. C. HOLDEN, basados en los de los investigadores ingleses. E. BULLARD, J. E. EVERET y A. G. SMITH. Un esquema de esta evolución viene dado en la figura 4.12.

Hace doscientos millones de años, el continentes primitivo, o Pangea, agrupaba en un solo continente todas las tierras continentales que conocemos hoy. El área de este supercontinente sería de unos 200 millones de kilómetros cuadrados, correspondiendo aproximadamente a la suma de las superficies continentales actuales. La superficie de los continentes ha variado, por lo tanto, muy poco, aunque a veces partes de ella hayan estado cubiertas de mares muy poco profundos. Solamente se ha agregado material a los continentes en sus

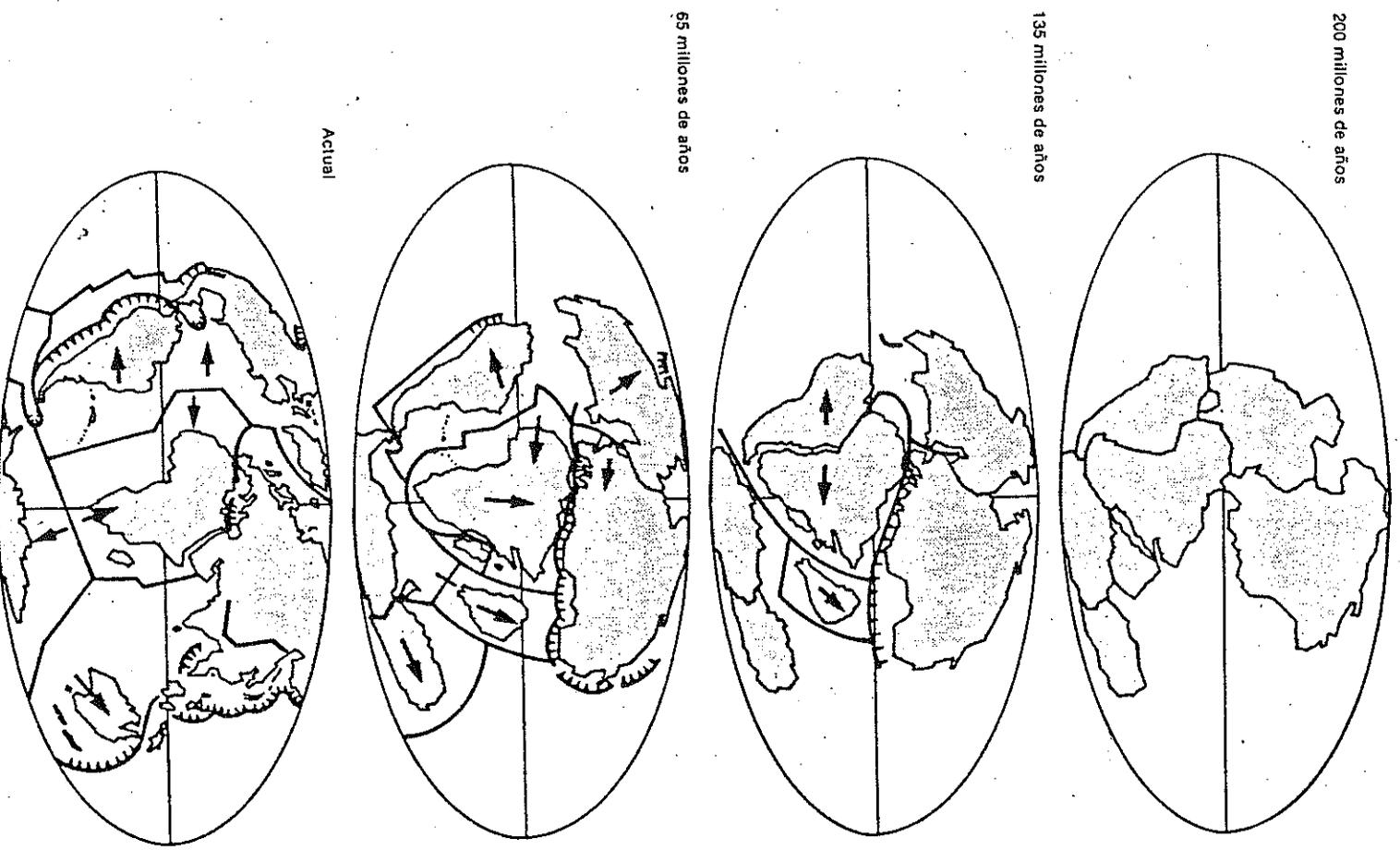


FIG. 4. 12. Secuencia de la deriva de los continentes desde su agrupación en el único continente o Pangea hasta la situación actual. (Adaptado de Dietz y Holden.)

bordes. La primera ruptura de la Pangea fue a lo largo de una línea siguiendo el ecuador, dividiéndola en dos continentes a los que se ha llamado al del norte *Laurasia*, en el que están incluidos *Eurasia* (Europa y Asia), América del Norte y Groenlandia, y al sur *Gondwana*, que agrupaba América del Sur, África, Antártida, Australia y la India (Fig. 4.7). Esta partición y los nombres de los dos continentes fueron propuestos por primera vez, en 1937, por ALEXANDER L. DU TOIT, seguidor de las teorías de WEGENER.

El mar que se formó entre estos dos continentes se llama el mar *Tetis* (nombre griego de una de las diosas del mar). Este mar es el antepasado del mar Mediterráneo, que posiblemente comunicaba entonces con el Pacífico por los dos lados.

Hace unos ciento treinta millones de años aparecen ya una serie de fisuras, o fracturas que empiezan a separar los bloques componentes de cada uno de los dos continentes, Laurasia y Gondwana. En el sur se forma la fractura que separa África de América del Sur y la India de la Antártida, y en el norte, la que separa a América del Norte de Europa.

En esta época el movimiento de separación entre Eurasia y América obliga a la península Ibérica a realizar un giro de 35° hacia la izquierda, que produce la apertura del golfo de Vizcaya.

Hace unos sesenta y cinco millones de años, el movimiento de separación de los bloques continentales está en plena marcha. Se forman zonas de extensión entre las dos Américas que se mueven hacia el oeste y Europa y África hacia el este, al abrirse el océano Atlántico, que tiene al final de esta época unos 3 000 kilómetros de anchura. En el Mediterráneo se inicia el movimiento de cierre del Tetis. Comienza también el movimiento de la India, que va hacia el norte, a chocar con el límite sur de Asia. En este choque se crearán las grandes montañas de los Himalayas. También se empiezan ya a formar las zonas de subducción del margen oriental de Asia y occidental de América del Sur.

Durante el Terciario, hace unos cuarenta millones de años, se completa la apertura del Atlántico, separándose también Groenlandia de Europa por el Norte, hasta llegar a los 6 000 km que separan hoy las costas de América de las europeas. Las dos Américas que estaban separadas se unen por el istmo de Panamá y se forma la gran cadena montañosa de los Andes al formarse una nueva zona de extensión al oeste de América del Sur. Esta zona forma una nueva placa, que se llama la placa de Nazca. En el Mediterráneo, el movimiento de cierre levanta las cadenas de montañas del sistema Alpino desde la cordillera Bética hasta los Himalayas, donde el subcontinente de la India sigue presionando sobre Asia. En el sur, Australia se separa de la Antártida, moviéndose hacia el Norte y creando en su costa oriental toda una serie de arcos de islas, donde se consume la corteza oceánica del Pacífico. Esto sucede por toda la costa oriental de Asia, desde Filipinas hasta las islas Kuriles.

Islas y pequeños bloques continentales sufren a lo largo de estos movimientos, giros y desplazamientos que los cambian de sitio. Un ejemplo de ellos son los sucedidos en el Mediterráneo con Italia que originalmente estaba más pegada a España, las Baleares, Córcega y Cerdeña.

El resultado final de estos movimientos es la situación actual, que ya vimos representada en la figura 4.6. Las zonas activas de extensión de las

cordilleras oceánicas del Atlántico y del Índico mantienen el movimiento de separación de los continentes; África y Europa de América, Australia de la Antártida y África de Arabia y de la India.

MECANISMO DEL MOVIMIENTO DE LAS PLACAS

¿Qué ha motivado esta fracturación y separación de los continentes? ¿Cuál es el motor que mueve las placas tanto continentales como oceánicas? Esta es una pregunta difícil. Entre los mecanismos que parecen responsables de estos movimientos, uno de los más importantes, es el de las *corrientes de convección* en el manto terrestre. Se llama corriente de convección a la corriente que se produce al calentarse un fluido, por ejemplo, la que se produce en el agua de un recipiente puesto al fuego. Al calentarse el líquido, aumenta de volumen y al disminuir, su densidad sube; al enfriarse aumenta su densidad, debido a lo cual baja, con lo que se forma un movimiento circular. En el manto terrestre este movimiento hace subir el material en las zonas de extensión y bajarlo en las de subducción, arrastrando consigo a la placa litosférica de la superficie.

Esquemáticamente representamos este proceso en la figura 4.13. Las zonas de subida de material tienden a separar los continentes y las de bajada a juntarlos. Es difícil explicar con detalle la posición y evolución de estas corrientes que transportan material, calentado junto al núcleo, hasta la superficie de donde bajan, otra vez, una vez enfriado.

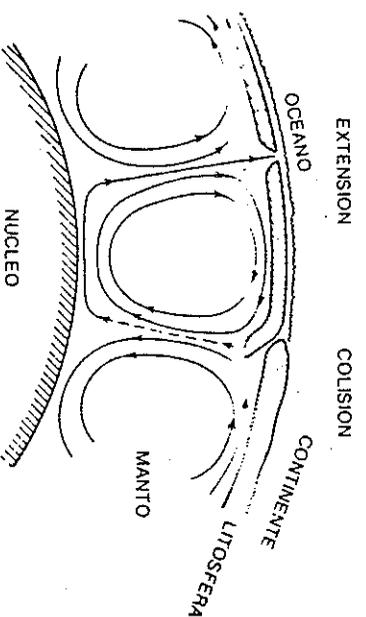


Fig. 4.13. Células de convección en el manto terrestre y su relación con el movimiento de las placas en la superficie.

Para explicar las distintas posiciones de los continentes y sus distintos movimientos relativos a lo largo de la historia geológica de la Tierra, estas corrientes deben cambiar en número de células y en su distribución. Cómo se producen estos cambios, no es todavía bien conocido. Algunos autores como K. RUNCORN, de la Universidad de Newcastle (Inglaterra), han supuesto que un aumento continuo del tamaño del núcleo terrestre puede ser una posible explicación.

De acuerdo con esta explicación el número de células de convección en el manto aumenta al aumentar el tamaño del núcleo. De esta forma se van multiplicando progresivamente las divisiones de los continentes. Otros autores sitúan estas corrientes de convección solamente en la parte superior del manto, posiblemente sólo en los primeros 800 km. En todos los casos, el movimiento del material en estas corrientes se supone muy lento, sólo algunos centímetros por año.

En conclusión, las teorías actuales sobre la evolución de la Tierra, la distribución de los continentes y océanos y la formación de las montañas, permiten responder a muchas de las preguntas que nos hemos planteado, aunque no se conozcan todavía, con suficiente detalle, todos los procesos y mecanismos que entran en juego.

Bibliografía

LECTURAS RECOMENDADAS

1. B. A. BOLT, *Terrénimas*, Ed. Reverté, Barcelona, 1981.
2. S. P. CLARK, *La Estructura de la Tierra*, Ed. Omega, Barcelona, 1974.
3. I. G. GASS, P. J. SMITH y R. C. L. WILSON, *Introducción a las Ciencias de la Tierra*, Ed. Reverté, 1978.
4. J. ELDER, *Las entrañas de la Tierra*, Ed. Antoni Bosch, Barcelona, 1978.
5. A. HALLAM, *De la Deriva de los Continentes a la Tectónica de Placas*, Ed. Labor, Barcelona, 1976.
6. H. TAKEUCHI, S. UYEDA y H. KANAMORI, *¿Qué es la Tierra?* Ed. Antoni Bosch, Barcelona, 1978.
7. The Open University, *La Tierra: su forma, estructura interna y composición*, Ed. McGraw Hill Bogotá, 1974.
8. F. A. VENING MEINESZ, *La corteza y el manto terrestre*, Ed. Alhambra, Madrid, 1970.
9. J. T. WILSON, *Deriva continental y tectónica de placas*, Ed. Blume, Barcelona, 1974.