

Tema 2.- Estructura y composición de la Tierra. Los métodos de estudio.

Primer Curso ESO: La Tierra en el Universo: Núcleo, Manto, Corteza..
1º B. Secundaria: Bloque II. Estructura interna de la Tierra
2º B.: Geología optativa. Bloque Materia y energía de la tierra

SUMARIO

2.1. Métodos geofísicos y sismológicos empleados en el estudio del interior de la Tierra.

2.1.1. Método Sismológico.

2.1.2. Método geotérmico.

2.1.3. Método gravimétrico.

2.1.4. Método magnético. OPCIONAL

2.1.5. Métodos eléctricos (OPCIONAL)

2.2. Interpretación de la estructura interna de la Tierra.

2.2.1. Estructura vertical de la corteza

2.2.2. El Manto

2.2.3. Núcleo

2.3. Las unidades dinámicas: Litosfera, Astenosfera, Mesosfera y Endosfera.

2.4. Estructura horizontal de la corteza OPCIONAL

2.4.1. Continentes

2.4.2. Márgenes continentales: Pendiente, Arcos y fosas.

2.4.3. Océanos: Fondos de la cuenca oceánica y dorsales

2.1. Métodos geofísicos y sismológicos empleados en el estudio del interior de la Tierra.

El objetivo tradicional de la Geología ha sido el conocimiento de los fenómenos que cambian la corteza terrestre. Los métodos de estudio utilizados hasta principio de siglo eran únicamente los directos, excepto las medidas de gravedad, que ya fueron realizadas durante el siglo pasado. Muchos fenómenos geológicos quedaban inexplicados por el desconocimiento que se tenía del interior del planeta.

Siempre ha resultado un reto científico conocer el interior del planeta que habitamos. Intuiciones sin base científica imaginaron mundos subterráneos diversos que en la actualidad sólo alcanzan la categoría de lo anecdótico. Ahora bien, tampoco hoy se conoce a ciencia cierta la estructura y composición del planeta Tierra. Existen unos métodos que proporcionan multitud de datos y, a partir de ellos, se elaboran hipótesis, sobre el estado físico y composición de las capas profundas, que cada vez parecen más ciertas.

Las anomalías constituyen la base de la prospección geofísica, ya que detectan valores anormales de un determinado parámetro físico, esa anomalía se debe a una causa. La anomalía es calificada de positiva cuando el valor calculado, de un lugar concreto, es superior al teórico, y es negativa cuando el valor medio es inferior al calculado teóricamente.

La exposición de los principales métodos de investigación del interior de la Tierra, sus resultados y la interpretación que conduce a la presentación de un modelo terrestre, tal es nuestro propósito en este tema.

Dando como bastante bien conocidos en los distintos aspectos científicos los materiales de una capa de unos cuantos Km. de espesor de la corteza terrestre, a la que tenemos acceso directo, los métodos básicos para el conocimiento del interior de la Tierra son: Métodos geotérmico, Sismológico, Gravimétrico, magnético y Eléctrico. A los que hay que añadir otros como el cálculo de la densidad terrestre, el gradiente de presión, el momento de inercia y el análisis de los meteoritos. Es preciso, como cuestión previa, conocer los métodos empleados y analizar la información obtenida.

2.1.1. Método Sismológico.

La división de la Tierra en tres capas de muy diferente grosor, Corteza, Manto y Núcleo se ha deducido del estudio de las ondas sísmicas, registradas en los sismogramas.

La energía que se libera en los terremotos se transmite en todas las direcciones desde el foco inicial (hipocentro), en forma de ondas P y S.

Las ondas P (primarias), llamadas así por ser las primeras en llegar a las estaciones sismológicas (las más rápidas), son ondas de tipo longitudinal. Se transmiten en la misma dirección de vibración de las partículas, produciendo compresiones y dilataciones de los materiales. Se mueven paralelas a la propagación a la manera de las espiras de un muelle, donde se observan intervalos de compresión y descompresión.

Su velocidad se calcula según la siguiente fórmula:

$$V_p = \sqrt{(K + 4/3\mu)/\rho} ; K = \text{módulo de compresibilidad}; \text{ y } \rho = \text{densidad del medio de propagación.}$$

Las ondas S (secundarias) se registran en segundo lugar en los sismogramas y son transversales: su dirección de transmisión es perpendicular a la vibración de las partículas.

Actúan como las ondas de la luz, su dirección de transmisión recuerda al de una cuerda que se mantiene fija por un extremo y por el otro se realiza un movimiento vertical.

$$V_s = \sqrt{\mu/\rho} \quad \mu = \text{módulo de rigidez}$$

El comportamiento de las ondas S depende de la elasticidad del medio, por lo que se les llama ondas de cizalladura. Por esta razón como los sólidos tienen propiedades elásticas y los líquidos y gases carecen de ellas (si un fluido se derrama o estira no recupera su forma), las ondas S sólo se propagan en medios sólidos.

Como se ve $V_p > V_s$, además como la rigidez es nula en los líquidos, las ondas S no se transmiten en ellos.

En el interior de la Tierra la velocidad de las ondas P y S debe aumentar a pesar de la densidad creciente, debido al incremento de K y de μ , excepto en algunas determinadas zonas.

Tenemos que tener presente que:

- Cuanto mayor es la densidad de un medio, menor es la velocidad de las ondas que lo atraviesan; esto se debe a que hace falta mucha energía para hacer vibrar a los átomos muy pesados, por lo que los medios muy densos absorben mucha energía sísmica.
- La velocidad de propagación de los dos tipos de ondas es proporcional a la rigidez del medio, ya que las dos son vibraciones (las de las ondas P, en la dirección de los rayos; las de las ondas S, transversales a aquéllos), y en un medio muy rígido las partículas tienen posiciones muy fijas, a las que vuelven fácilmente tras las vibraciones, sin absorber mucha energía.
- En los fluidos (rigidez nula) pueden transmitirse las ondas P porque dependen también de la incompresibilidad (K), pero no las ondas S: como en un fluido una partícula no tiene una posición fija, no puede vibrar en torno a ella.

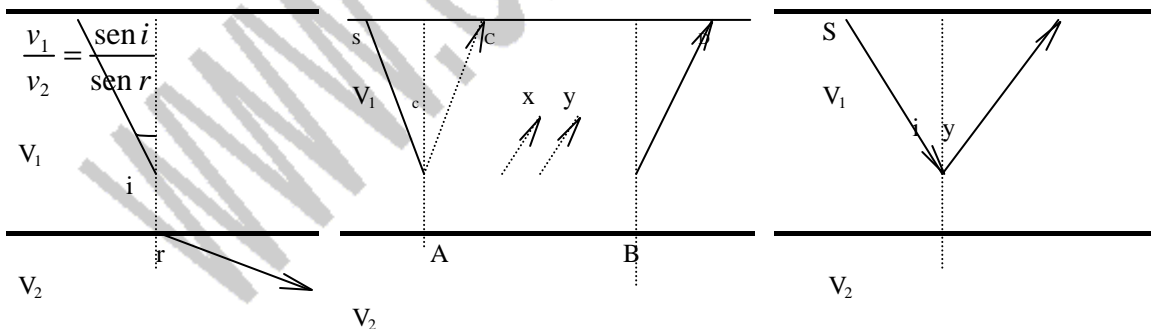
Por la corteza se transmiten además otras **ondas llamadas L** y son **superficiales**, es decir, no se transmiten por el interior de la Tierra. Son las más lentas de todas y las que producen movimientos de más amplitud en la corteza por lo tanto las mayores catástrofes. Se dividen en dos grupos: ondas Rayleigh y ondas Love.

Las ondas P y S que producen los terremotos han sido las más aprovechadas por los científicos para conocer la estructura terrestre. Pero desde hace unos años se producen artificialmente explosiones de potencia conocida. Como se conoce el tiempo en llegar a las estaciones, las trayectorias seguidas por las ondas son fácilmente calculadas. Estos métodos se han empleado sobre todo para conocer la estructura detallada de algunas zonas corticales, ya que son demasiado débiles para percibirse a grandes distancias. Otra ventaja de esta técnica es que permite utilizarla en zonas de baja sismicidad.

La transmisión de las ondas P y S a través de las capas terrestres obedece las leyes de la Refracción y de la Reflexión establecidas para la luz. Los medios donde se producen y por donde pasan las ondas sísmicas son heterogéneos, los frentes de ondas no son esféricos y estas se transmiten con diferentes velocidades según las direcciones. Las trayectorias de las ondas suelen ser curvas debido a los fenómenos de refracción. Se cumple la ley de Snell:

$$\text{Sen } \hat{i} \cdot n_1 = \text{Sen } \hat{r} \cdot n_2$$

Donde \hat{i} = ángulo de incidencia; \hat{r} = ángulo de refracción; n_1 = índice de refracción en el medio 1 = c/v_1 ; n_2 = índice de refracción en el medio 2; v_1 y v_2 son las velocidades de las ondas (o de la luz) en cada medio.



Suponiendo que $V_2 > V_1$, la onda incide con ángulo $\hat{i} < \hat{ic}$, ángulo crítico de incidencia, será refractada pasando al medio 2 con un ángulo de refracción $\hat{r} > \hat{i}$, por lo que el rayo se desvía de la normal.

Tiempo de la onda directa: $T_1 = d/V_1$ d = distancia conocida y T_1 lo da el registrador.(explosiones controladas).

Tiempo de la onda refractada

$$T_2 = \frac{d}{v_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad h = \text{espesor de la capa}$$

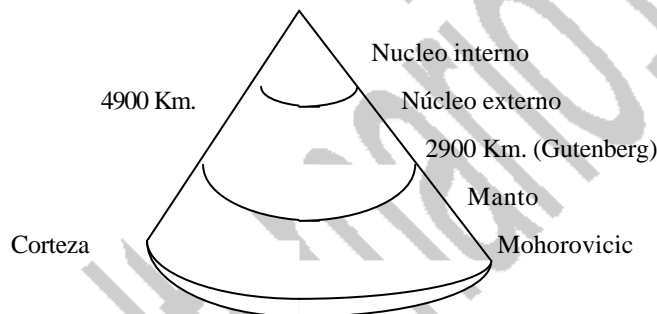
Si $\hat{t} = \hat{t}_c$, la onda se refracta a lo largo de la superficie de separación (discontinuidad) de ambos medios, emitiendo ondas que llegan a la superficie a partir de una distancia del epicentro. Con estos dos procedimientos se determina el espesor de la corteza terrestre estudiando las ondas sísmicas de los terremotos.

Si $\hat{t} > \hat{t}_c$, la onda se refleja. Así se puede determinar la profundidad a que se encuentra el fondo marino o el espesor de las capas de la corteza oceánica si un barco produce una explosión controlada, y otro lleva un geófono que recoge la onda reflejada. En general el procedimiento sirve para detectar la profundidad a que se encuentra un medio de densidad distinta como por ejemplo un yacimiento mineral.

Por lo tanto si $V_1 < V_2 < V_3 < V_4$ la onda se desviará según la trayectoria de la figura, si $V_1 > V_2 > V_3$ la desviación es en sentido contrario.

Estructura y composición de la Tierra

La estructura general de la Tierra se ha deducido de las velocidades de las ondas. Las zonas que se diferencian aparecen en la figura siguiente



La corteza queda delimitada por un brusco cambio de velocidad de las ondas P y S. Su nombre es el de su descubridor, el yugoslavo Mohorovicic. Si bien se encuentra a diferente profundidad debajo de los océanos y de los continentes, esta zona de cambio de la corteza al manto está bastante bien delimitada en toda la Tierra.

La segunda discontinuidad en importancia es la de Gutenberg, que viene marcada por un descenso de velocidad de las ondas P y la desaparición de las S. Este hecho se interpreta como una consecuencia del estado de fluidez del núcleo exterior, en el que el módulo de rigidez es cero. Otro cambio de velocidad, si bien los valores discrepan según los autores, marca la discontinuidad de Lehman o Weichert, entre el núcleo externo e interno.

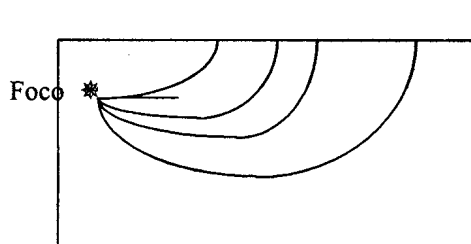
Pero además se observa otra variación en el manto superior: La velocidad disminuye en la zona llamada astenosfera, situada debajo de los océanos a unos 60 Km de profundidad y bajo los continentes a unos 120 Km. Esta capa que debe estar en estado plástico, parece extenderse hasta unos 200 - 250 Km. de profundidad, si bien es dudoso que se trate de una capa continua en toda la Tierra. A partir de ella y hasta unos 750 Km de profundidad, la velocidad va aumentando irregularmente; es la zona de transición del manto. A partir de aquí la velocidad aumenta gradualmente, hasta la discontinuidad de Gutenberg; esta zona es el manto inferior.

Mohorovicic, estudiando los sismogramas del sismo de 1909, que afectó a Croacia, encontró que a las estaciones cercanas llegaban unas ondas P y S con una determinada velocidad (P_g y S_g). Pero a estaciones situadas a un radio de unos cientos de Km., llegaban antes otras ondas llamadas P_n y S_n , más débiles que las otras que llegaban más tarde (P_g y S_g). Supuso entonces que las P_n y S_n más débiles debían atravesar una zona de mayor velocidad que devolvía debilitada las ondas. Determinó que V_p por debajo de la discontinuidad debía ser 7,9 Km./seg. y por encima 5,6 Km./seg. La profundidad de la discontinuidad en esa zona de la Tierra sería de 54 Km.

Conrad, estudiando el terremoto de Tauern (Austria) de 1923, descubrió otro grupo de ondas de velocidad intermedia entre los 5,4 y los 7,9. $V_p = 6,2$ Km./seg. Propugnó entonces que la corteza presentaba una discontinuidad que limitaría una “capa superior más ligera” granítica (SIAL) y otra inferior, más densa (basáltica) que limitaba con el manto (SIMA). Esta discontinuidad de Conrad no existe en los océanos, donde falta la capa granítica y es discutida su existencia en otras zonas de la corteza continental. Actualmente, la utilización minuciosa de las ondas sísmicas ha permitido establecer modelos más realistas de la corteza continental como veremos después (la existencia de la discontinuidad de Conrad está en entredicho).

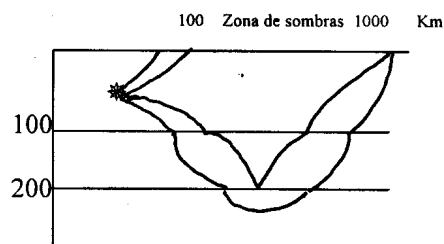
La velocidad creciente de las ondas que atravesaban la discontinuidad de Mohorovicic, cambiaba en las ondas cuya trayectoria debía pasar por la zona llamada Astenosfera. Además, la trayectoria de estas ondas era modificada, originándose una zona de sombra en la superficie para las ondas sísmicas. Estudiando con detalle los sismogramas, en las estaciones comprendidas entre los 100 y los 1000 Km. del foco sísmico, faltaban las ondas P y S. Se considera a efectos dinámicos, que la corteza y el manto superior forman las placas en que aparece dividida la superficie terrestre. Esta zona superior sólida (**LITOSFERA**) estaría sobre la **ASTENOSFERA**.

Según Bullen (1963) la estructura zonal de la Tierra sería la siguiente: La corteza continental tendría un espesor medio de 30-40 Km., la oceánica de unos 6 Km. Estaría separada del Manto por la discontinuidad de Mohorovicic. En el manto podríamos distinguir varias zonas: Una Superior (hasta los 400 Km.), una de Transición (hasta los 1000 Km.) y un manto inferior (hasta los 2.900) separado del núcleo por la discontinuidad de Guttenberg. La discontinuidad de Lehman (5.000 Km.) separaría el núcleo externo del interno.



Trayect. si no hubiera Astenosfera

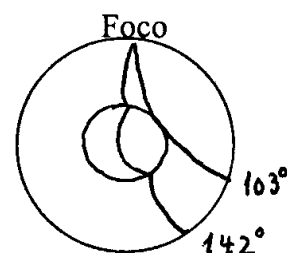
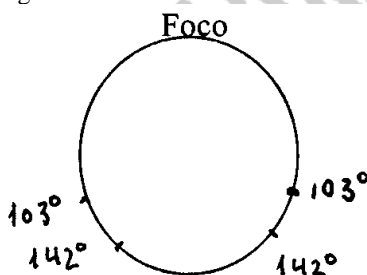
Trayect. si no hubiera Astenosfera



Trayect. con desviación de la Astenosfera

Trayect. con desviación de la Astenosfera

En los sismogramas de terremotos importantes se han obtenido los datos que aparecen en la siguiente figura



Si para el epicentro de un sismo, observamos sismogramas de diferentes estaciones cada vez más alejadas podemos concluir los siguientes:

- 1) Entre 0 y 200 Km de distancia del epicentro $V_p = 5,6$ Km./seg. Se mantiene casi constante y $V_s = 3,4$ Km./seg. Se las llama ondas individuales y se conocen por P_g y S_g son ondas directas del hipocentro.
- 2) Entre 200-800 Km. Se registran dos ondas de compresión $P_g = 5,5$ y $P_n = 8$ Km./seg., a las P_n se les llama ondas normales que son refractadas. Habrá dos tipos de ondas S, las S_g y las S_n .
- 3) Entre 800 - 11.500 Km. (103° de latitud del epicentro) se amortiguan las P_g y no se perciben, sólo se registran las P_n y S_n .

- 4) Entre los 11.500 y los 14000 Km. (142° del epicentro), no se recibe directamente ninguna onda. Desaparecen las S y P y sólo se perciben ondas refractadas con velocidad menor de la esperada. Así pues entre los 103° y 142° de latitud hay una zona de sombra de 39° .
- 5) Más allá de los 14.000 Km. se perciben de nuevo fuertes y claras las ondas de compresión (P') pero con menor velocidad.

Las ondas P y S aparecen en las estaciones comprendidas entre el foco y una distancia de 103° medidos desde el centro de la Tierra. Entre los 103° y los 140° aparece una zona de sombra y después sólo reaparecen las P a partir de los 140° . Este fenómeno se debe, como hemos indicado antes, al estado fluido del núcleo externo. Como las velocidades de las ondas cuya trayectoria debe pasar por el centro del núcleo son mayores, se supone que la discontinuidad de Lehman marca esta zona cambio.

2.1.2. Método geotérmico. (menos importante)

El calor interno de la Tierra tiene unas manifestaciones tan bruscas como las erupciones volcánicas. Pero también unas manifestaciones lentas, perdiéndose a través de la corteza cada segundo, 1,5 millones de ufc (unidades de flujo térmico, equivalentes a una millonésima de calorías/cm²). Esta cifra es el valor medio de la corteza, lo que equivale a 10 joule al año, y es 10.000 veces más pequeña que la cantidad recibida por el Sol y 1.000 veces la energía liberada por los terremotos. Pero hay que tener en cuenta que si el calor solar es el principal responsable de los fenómenos geológicos externos, no penetra más allá de unos metros por debajo de la superficie.

Aunque esta emisión de calor interno es únicamente perceptible con aparatos especiales es una experiencia antigua, que las temperaturas de las minas aumentan con la profundidad. El aumento, llamado **gradiente geotérmico**, se estima en 33° por Km., pero sólo en las capas superficiales, pues de continuar ese ritmo se alcanzarían temperaturas por encima del punto de fusión de los materiales que forman el Manto. Las temperaturas del interior de la Tierra sólo podemos calcularlas a partir de las mediciones que hacemos en superficie del flujo térmico y contrastarlo con otros datos físicos. Parece que las máximas temperaturas del Núcleo alcanzan los 5.000°C .

Autores como Kuhn y Rittman asignan 12.000°C a la t^a en el centro de la Tierra, otros investigadores (Gutenberg, Jeffreys, Birch, Wiedemann y Franz) consideran que el grado geotérmico medio se mantiene durante unos 200-300 Km, luego desciende y, a partir de los 500-600 Km, su valor es muy pequeño.

Las causas de este calor interno se atribuyen a la desintegración de elementos radiactivos y al calor generado durante la formación del planeta. Los elementos radiactivos de vida media larga (U^{238} , U^{235} , Th^{232} , y K^{40}) parecen ser los responsables del 80 % del calor que se pierde por la superficie. El calor generado durante la formación de la Tierra, parece ser un factor todavía más importante. El calor se produciría por la transformación de la energía gravitatoria liberada durante la acreción de los planetesimales que formaron el planeta (consultar tema 1). El primitivo calor terrestre, al enfriarse las capas superiores ricas en sílice, estas actúan de aislante y conservan el calor primitivo que se iría perdiendo de forma cada vez más lenta. (Por la baja conductividad térmica de las capas de la Tierra, cualquier cambio de t^a , que se produjera en el centro de la Tierra, tardaría 200.000 millones de años en notarse en la superficie).

La transmisión del calor parece producirse en forma de radiación infrarroja e incluso luminosa, en zonas profundas de t^a cercanas a la fusión, según Verhoogen. En la corteza ya se sabe que la conducción es la típica de los sólidos, pero en zonas más profundas (Astenosfera) pueden darse corrientes de convección.

Se han tomado medidas de flujo térmico en el continente antes que en los océanos, en ellos la medidas se toman con los aparatos medidores sumergidos en los sedimentos oceánicos para evitar la influencia que podría tener el calor solar.

En los océanos el valor medio del flujo es de 1,64 ufc (Ver tabla adjunta). Se determina calculando el incremento de t^a con la profundidad y a partir de la conductividad térmica de las rocas que se miden. Se expresa como:

$$Q = k \cdot dT/dz ; Q = \text{Flujo térmico, } dT/dz = \text{gradiente geotérmico; } k = \text{conductividad térmica}$$

El calor interno de la Tierra se distribuye mediante tres procesos: conducción, radiación y convección.

- Conducción: se debe al choque entre moléculas. El calor se transmite, por esta colisión, de partícula a partícula. Se asocia típicamente con los sólidos.
- Radiación: es la propagación de radiaciones electromagnéticas. Predomina en los gases.
- Convección: se define como un transporte de materia debido al incremento de t^a y disminución de la densidad, típico de fluidos y, sobre todo, de líquidos.

Zona de la Tierra	Nº de medidas	valor del flujo (u.f.c.)
Dorsales oceánicas	1065	1'91
Fondos oceánicos	683	1'27
Fosas oceánicas	78	1'17
Cordilleras del Meso y Cenozoico	159	1'77
Escudos precámbricos	214	0'98
Escudos del Paleozoico	184	1'46

En las fosas oceánicas el flujo es menor, lo cual resulta concordante con el hundimiento de la corteza fría que según la Tectónica de Placas se produce en esa zona, así como el ascenso de masas calientes en las dorsales.

El valor medio del flujo en el continente es de 1,65 ufc. En las zonas orogénicas recientes los valores son más altos que en los escudos precámbricos, zonas estables en donde los relieves han sido erosionados hasta formar penillanuras. Parece que en estas zonas antiguas la erosión y las desintegraciones ya producidas han disminuido la proporción de elementos radiactivos.

Por último las erupciones volcánicas confirman la desigual distribución del calor interno en unas zonas especiales. Como además, para que se produzca una erupción volcánica hace falta la formación de grietas en la Corteza, es necesario elaborar una teoría dinámica que origine estas condiciones especiales así como los cambios en la distribución de las áreas volcánicas durante la historia de la Tierra.

2.1.3. Método gravimétrico.

La fuerza de atracción de un cuerpo por la Tierra podemos expresarla mediante la siguiente fórmula:

$$P = mg.$$

Utilizando péndulos y apoyándonos en sus leyes, en condiciones de vacío, al nivel del mar y en el ecuador, se admite el valor de $g = 980 \text{ cm/s}^2$. Los gravímetros son aparatos que nos permiten calcular las variaciones del valor del “g” en un lugar determinado.

El valor de “g” puede sufrir anomalías gravimétricas positivas o negativas. Su estudio proporciona datos importantes para la elaboración de hipótesis (teoría de las isostasias) sobre la estructura y composición de la corteza terrestre e incluso de la parte superior del manto.

Localmente, utilizando gravímetros muy sensibles, pueden trazarse mapas gravimétricos que ayudan al conocimiento de los terrenos de una zona limitada y son también muy útiles para el hallazgo de yacimientos minerales de interés económico.

Por otro lado el valor medio de “g” es un dato fundamental para calcular el valor de la densidad terrestre.

El valor de la gravedad no es el mismo en toda la superficie terrestre, es mayor en los polos (9,823) que en el ecuador (9,78), y en los océanos que en los continentes; sobre las montañas se presenta un déficit importante de gravedad.

Si consideramos a la Tierra sólida como una esfera homogénea, la fuerza con que atrae a todos los cuerpos que se encuentran en su superficie viene dada por la ecuación

$$F = \frac{G.M.m}{R^2} \quad M = \text{masa de la Tierra}; R = \text{radio (6370 Km)}; m = \text{masa de un cuerpo cualquiera}$$

Dando un valor de $M = 5,95 \times 10^{24} \text{ Kg}$. Como $P = mg$; igualando ambas ecuaciones se ve que:

$F = \frac{G.M.m}{R^2}$ Se puede calcular el valor de la densidad de la Tierra en función de “g”, o viceversa, si tenemos en cuenta que la Densidad = Masa / Volumen. Y considerando a la Tierra como una esfera. Obteniendo un valor de 5.520 Kg /m³.

Los valores de “g” pueden sufrir alteraciones normales, es decir no debidas a anomalías. Estas modificaciones son:

- a) **Influencia de la rotación de la Tierra:** Da lugar a un efecto centrífugo que es máximo en el Ecuador (donde el valor de la aceleración centrífuga $a_c = 0,034 \text{ m./s}^2$) y va disminuyendo hacia los polos donde es nula.
- b) **Influencia de la forma de la Tierra:** La diferencia entre los valores de “g” calculados en el Ecuador y en los Polos, supuesta la Tierra esférica, es de $0,05 \text{ m./s}^2$ lo que parece indicar que el efecto de rotación no es suficiente para explicar las diferencias obtenidas por el efecto de latitud en el Ecuador y en los Polos. La diferencia $0,05 - 0,034 = 0,016$ es atribuible al achatamiento polar. De donde se deduce que la Tierra no es perfectamente esférica, sino que tiene forma achatada. La diferencia del radio polar y ecuatorial es de 21 Km.

La forma teórica que más se parece a la Tierra real es la de un elipsoide de revolución algo achatado por los polos. Hayford calculó en 1909 los datos y fórmulas teóricas de este elipsoide al que se llamó Elipsoide Internacional de Referencia. Los datos de dicho elipsoide se toman como referencia para calcular los valores teóricos “gt” de la gravedad, y las proyecciones cartográficas para confeccionar los mapas.

Al tener la Tierra forma achatada la gravedad variará con la latitud desde el Ecuador hacia los polos. La siguiente fórmula se considera Fórmula Internacional de la Gravedad y da el valor de esta en función de la Latitud (L).

$g_t = 9,78049 (1 + 0,0052884 \text{ sen}^2 L - 0,0000059 \text{ sen}^2 2 L) \text{ m./s}^2$ Dicha fórmula es muy exacta y válida a altura cero.

- c) **Concepto de Geoide (Opcional):** Algunas complicaciones importantes surgen al explicar lo que se entiende por altura cero. Sobre el mar coincide aproximadamente con la superficie libre de éste, y sobre la Tierra puede considerarse como la prolongación del nivel marino debajo de los continentes. La unión de todos estos puntos de altura cero se llama geoide.

Matemáticamente el geoide coincide con una superficie equipotencial para la gravedad, o sea, que la gravedad es perpendicular al geoide en todos los puntos del mismo.

De otra manera trazando las curvas que señalan idénticos valores reales de “g”, (**curvas isogalas**), nos dan un <<mapa>> de curvas de nivel con elevaciones y depresiones gravimétricas (anomalías).

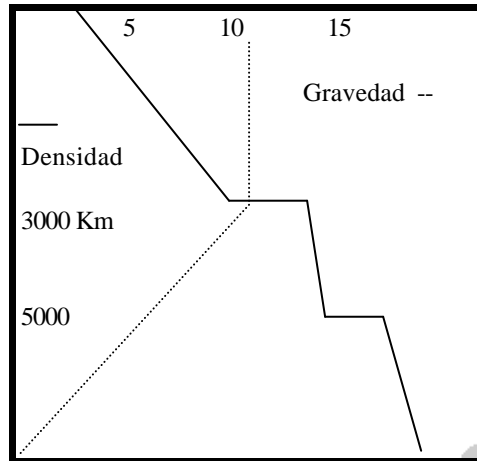
- d) **Cambios debido a la variación de la densidad del subsuelo:** Puede suponerse que para alturas y latitudes iguales las áreas que dan valores altos de “g” es porque encierran una masa mineral importante en el subsuelo. Si los valores de “g” son anormalmente bajos, podría suponerse que bajo el suelo hay domos salinos (de baja densidad) a los que suelen asociarse los depósitos de petróleo.

Como el valor de “g” medido en un punto es el resultado de todas las fuerzas que crean la aceleración de la gravedad. Es necesario eliminar todas las posibles causas de diferencias en el valor de “g” hasta que razonablemente se pueda suponer que las diferencias aún existentes se deben exclusivamente ya sólo a la densidad del subsuelo.

- 1) **Corrección de la latitud:** La diferencia de latitud entre dos puntos, por cada 100 m. es de $0,81 \text{ sen } 2 L \text{ g.u.}$ (millonésima de m./s^2).
- 2) **La corrección de la latitud**, para un radio de 6376 km por cada metro es de $3'086 \text{ g.u.}$
- 3) **Corrección de Bourguer:** Se trata de una estimación entre dos puntos situados a diferente altura, que tenga en cuenta no sólo la diferencia de valor del radio terrestre sino la masa situada entre esos dos puntos. Lo que se hace es suponer que la densidad del punto más elevado es de 2,67 (densidad media normal de la corteza).

- 4) **Corrección topográfica.** Montañas y valles alteran los componentes horizontales de “g” (déficit o exceso de masa). Esta corrección está tabulada. Hacer estas cuatro correcciones es eliminar todas las diferencias del valor de “g”, excepto las debidas a diferencias de densidad de las masas subyacentes.

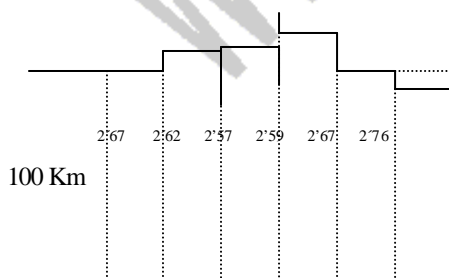
La densidad media de los materiales superficiales de la corteza es de unos 2700 kg/m^3 , lo que indica que la densidad en el interior es mayor que en la superficie, bien porque predominan los materiales pesados o por efecto de la compresión debido a las fortísimas presiones existentes. Todo parece indicar que la densidad aumenta con la profundidad al contrario que la gravedad. Ver el gráfico.



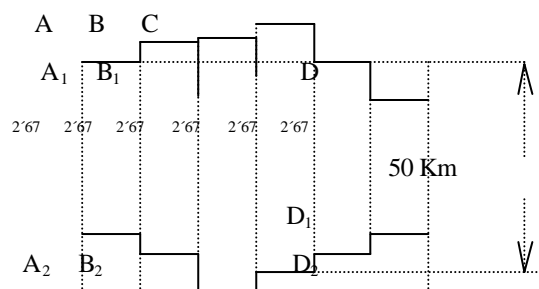
Si D_m = densidad media de la Tierra; D_c = densidad de la corteza y D_i = densidad en el interior, tenemos que se cumple que $D_i = 2D_m - D_c$

La variación del valor de “g” con la densidad, ha originado la aparición de dos teorías: la de Pratt y la de Airy, pero ambas responden a la necesidad de que se cumpla el principio de las Isostasias (Opcional). Este principio enunciado por Dutton en 1889, presupone que para que la Tierra alcance el equilibrio gravitatorio se debe cumplir que sobre una superficie imaginaria situada en el interior de la Tierra, la masa de los bloques que se encontraran encima fuera la misma y ejercieran el mismo peso sobre dicha superficie, teniendo todos los bloques la sección transversal con igual área.

Así, si existe un exceso de masa aparente, por ejemplo en una montaña, debe ser compensado por un déficit de masa en el interior, suponiendo que en esa zona se haya alcanzado el equilibrio. Fenómenos tendentes a recuperar el equilibrio isostático parecen darse actualmente: en Escandinavia se está produciendo una elevación continua por el deshielo producido desde las últimas glaciaciones. Anteriormente la acumulación de hielo provocaría su hundimiento. Como la cantidad de masa no puede aumentar sobre la superficie de compensación debería producirse un traslado de materia a otras zonas cercanas. Nuevos aportes debería recibir al producirse la elevación. El flujo de materia se daría por debajo de la superficie de compensación (Astenosfera).



MODELO DE PRATT



MODELO DE AIRY

Peso $A_1 + A_2$ = Peso $B_1 + B_2$ = peso C = peso $D_1 + D_2 + D$

La situación de la **Superficie de Compensación Isostática**, para **Pratt**, estaría situada a profundidad constante y los bloques situados por encima tendrían diferentes densidades, compensándose así las

diferencias de volumen. Las montañas estarían formadas por bloques menos densos y los océanos más densos. Para **Airy** la compensación se produciría por la existencia de raíces debajo de las montañas de rocas poco densas, y el adelgazamiento de la corteza oceánica, encontrándose en este caso roca más densa cerca de la superficie terrestre. De esta forma la gravedad sería mayor en el océano que en la montaña y el equilibrio isostático se logra por variaciones en el límite entre la corteza y el manto. Este límite desciende al aumentar el sedimento sobre un bloque y se eleva al ser erosionado.

Parece que la teoría de Airy se adapta mejor a los datos obtenidos de las ondas sísmicas para el límite corteza-manto, pero no resuelve todos los problemas y la Teoría de Pratt no puede ser totalmente desechada. Según Heiskanen en el 63 % de la superficie de la corteza el mecanismo de ajuste es de Airy y en el 37 % restante el de Pratt.

En términos generales las montañas siempre dan anomalías negativas, los yacimientos de metales positivas. Este método nos informa que hasta 100 Km. de profundidad se encuentran dos zonas de características y densidades distintas; la superior, más ligera, flotando sobre la inferior. El método no informa por debajo de la línea de compensación isostática.

El método gravimétrico vale de poco cuando no se tiene ningún otro dato de la zona que se va a estudiar; en cambio, es útil para una exploración previa a métodos sísmológicos, una vez elegida una zona que ofrezca interés por su edad geológica, etc.

2.1.4. Método magnético. OPCIONAL

Desde el siglo I en China se utilizaba la brújula como forma de orientación, pero tuvieron que transcurrir 1000 años hasta que se descubriera que la orientación de la aguja se debía al campo magnético terrestre. Antes de finalizar el siglo XV ya se sospechaba que los polos magnéticos no coincidían con los geográficos, y en 1660, Gilbert, afirmó que la tierra era un enorme imán. Gauss (siglo XIX) e investigadores posteriores han estudiado científicamente el magnetismo terrestre.

El campo magnético terrestre se compara con el campo que podría generar un imán situado en el centro de la Tierra y que tendría carácter dipolar, esto es, con un polo positivo y otro negativo unidos. Su comportamiento dipolar permite también comparar este campo con una dinamo cuyas líneas de fuerza recorrerían la Tierra entrando por el polo sur magnético y saliendo por el polo norte magnético.

Desde hace siglo y medio se han intensificado las mediciones del campo magnético terrestre. El valor actual es de 0'6 gauss cerca de los polos magnéticos y de 0'3 en el ecuador. La situación de los polos parece haber cambiado. El polo sur magnético se encuentra al NO de Groenlandia en las coordenadas 70° longitud O y 79° latitud N, y es hacia donde se orienta el polo Norte de la brújula. El polo Norte magnético representa la dirección de orientación del polo Sur de la brújula y se localiza a 110° longitud E y 79° latitud S. Los polos magnéticos no coinciden, por tanto, con los geográficos, distan de éstos unos 2000 km.

Otras anomalías observadas, con respecto a la situación actual, son las variaciones de intensidad y la inversión del campo magnético. En este caso los polos invierten entre sí sus posiciones.

Estas variaciones del magnetismo terrestre, que se han producido en la historia del planeta durante los últimos millones de años, se están estudiando y los datos obtenidos han provocado importantes cambios en la interpretación de los distintos fenómenos geológicos (ejemplo, las aportaciones del paleomagnetismo a la tectónica de placas).

No obstante la interpretación de las anomalías magnéticas es muy compleja y depende casi exclusivamente del conocimiento de la geología local y regional del área prospectada. Las características magnéticas de un punto terrestre son: intensidad, declinación e inclinación.

- **Intensidad**, es la fuerza magnética ejercida sobre la aguja de una brújula. Su unidad es el oersted o fuerza de una dina ejercida sobre un polo magnético unidad, (siendo un polo unidad el que repele a otro polo idéntico a una distancia de 1 cm. con la fuerza de una dina). Se llaman isodinámicas las líneas que unen puntos de igual intensidad.
- **Declinación** es el ángulo que en una brújula horizontal forma la aguja (que indica el meridiano magnético) con el meridiano geográfico. Son Isógonas las líneas que unen puntos de igual declinación.

Por mediciones magnéticas de precisión llevadas a cabo en los últimos 130 años se ha logrado demostrar que sufre variaciones lentas y graduales a lo largo de los tiempos geológicos, que se conocen con el nombre de **variaciones seculares**. Tales variaciones se traducen en cambios de valor de la declinación magnética, con la consiguiente traslación a través del tiempo de los polos magnéticos alrededor de los geográficos, habiéndose logrado trazar las curvas de migración polar de los mismos. Este movimiento no explica el desplazamiento aparente que se obtiene a partir de los datos paleomagnético.

En Londres se conocen estas medidas: año 1600 declinación 8° E. Año 1800 declinación 24° O. Año 1955 declinación 8° E.

La comparación entre diferentes valores demuestra que los ejes varían de posición desplazándose hacia el Oeste 0,2° al año. Si este cambio fuera continuo, se podría mover el eje magnético alrededor del planeta cada 1.800 años.

- **Inclinación** es el ángulo que en una brújula vertical forma la aguja con un plano horizontal, y son isoclinas las líneas que unen puntos de igual inclinación.

En Geología tanto general como aplicada tiene gran interés la determinación de las magnitudes citadas. Para ello se utilizan **magnetómetros** tanto horizontales como verticales, que en algunos casos conducen al descubrimiento de menas metálicas, sobre todo de hierro, o a valorar el contenido relativo de magnetita, pirrotina u otros minerales magnéticos de las rocas.

Los materiales magnéticos pierden su magnetismo permanente cuando la t^a excede cierto valor (punto de Curie). Para el hierro es 770 °C a una atmósfera, Para el níquel es de 330 °C; y para la magnetita, de 580 °C. Teniendo en cuenta que el punto de Curie disminuye si aumenta la presión, y considerando las altas t^a del interior de la Tierra, se deduce que las rocas a profundidades mayores de 20 o 30 km pierden sus propiedades magnéticas.

Teoría de la Dinamo, como origen del Campo Magnético terrestre:

El norteamericano W. Elasser y el inglés Edward Bullard, durante 1940-50, desarrollaron paralelamente esta teoría. Primero hay que descartar un origen atmosférico u oceánico a este campo, pues los cambios atmosféricos son más rápidos. Tampoco el tiempo necesario para estos cambios, cientos de años para la migración de los polos y miles para su inversión, asemejan estos cambios con los procesos geológicos, que duran millones de años y afectan sólo a determinadas zonas de la Tierra. El cambio brusco del campo magnético afecta a toda la Tierra.

Se ha pensado, por tanto, que el origen del campo debe estar en el interior del planeta. Suponen corrientes de convección en el núcleo externo líquido, que si eran cruzadas por débiles campos magnéticos generarían un campo magnético más intenso. El que los polos magnéticos se sitúen cerca de los geográficos hace pensar que la rotación de la Tierra, podría favorecer la aparición y aumentar la intensidad del campo al producirse diferencias entre el movimiento del núcleo fluido y el resto del planeta. Las inversiones del campo magnético se producen en las dinamos industriales en forma espontánea y por causa desconocida. En la dinamo terrestre se podría deber a cambios en las corrientes de convección que ocasionarían inversiones y migraciones del campo magnético.

Otra teoría señala que en la Tierra se desarrollan **dos campos magnéticos principales**: el interior y el exterior.

El interior, con ligeras fluctuaciones, es considerado como permanente, y le corresponde el 92 % del momento magnético total. El exterior, que se desarrolla en plena atmósfera, es muy variables y está provocado por causas extratелúricas. El campo interior, que es el que particularmente nos interesa, está originado por las especiales características de la distribución de la masa terrestre. Se le divide en tres subcampos: nuclear, de cobertera y cortical. El nuclear es el que constituye más del 50 % del momento magnético, el de cobertera de alrededor del 40 % y el cortical, sólo del 2 %.

Si sabemos que $I_m = m r$, siendo I_m = momento magnético, m = masa y r el correspondiente radio; los valores anteriores sobre los momentos magnéticos de los tres subcampos hacen destacar la poca participación de la corteza y la importancia del núcleo en radio o masa. De todas formas, es conveniente tener en cuenta que no hay exacta correspondencia con la división corteza, manto y núcleo que nos proporcionan las discontinuidades sísmicas.

Con fines prácticos el campo magnético total se considera formado:

- a) **Por un campo dipolar** (95 % del total), comparable a una gigantesca barra magnética que atraviesa el globo. El eje de la barra, no coincide con el eje de rotación (declinación). Las líneas de fuerza se disponen en planos que pasan por el eje magnético y son perpendiculares al ecuador magnético.
- b) **Por un campo residual** no dipolar (5% del total). Este es el causante de la no coincidencia de los ejes magnéticos y de rotación, y hace que las líneas de inducción magnética del campo total no pasen por el centro de la tierra sino por un punto algo desviado hacia el oeste.

Paleomagnetismo:

Cualquier aguja imantada, natural o artificialmente que pueda girar libremente sobre un eje o en un fluido, queda orientada por el campo magnético existente en la Tierra en ese momento. En las lavas volcánicas puede darse ese fenómeno: Algunos minerales que salen ya solidificados como Magnetita, Ilmenita (Fe Ti O_3) y Hematitas que tienen propiedades magnéticas, se orientan antes de que la lava se solidifique. Cada mineral de estos presenta su polo norte magnético y al estudiar las orientaciones predominantes en las rocas superpuestas en una serie volcánica determinada, se ha podido determinar la migración de los polos con respecto a algunas zonas de la Tierra.

Los minerales magnéticos se clasifican en: a) **Ferromagnéticos**, cuando los imanes atómicos que constituyen sus partículas se orientan en el mismo sentido. b) **Ferrimagnéticos**, cuando algunas partículas se orientan en un sentido y otras en el opuesto. Cuando se calientan por encima del punto de Curie, el alineamiento común a todos los minerales se destruye y el mineral se vuelve paramagnético. c) **Paramagnéticos**, cuando los imanes atómicos se orientan al azar.

Pero hay que tener en cuenta que no sólo los polos magnéticos han emigrado, también los continentes¹ lo han hecho, por lo cual para determinar la posición de los polos en épocas pasadas, hay que conocer las traslaciones que han sufrido los continentes y los estudios paleomagnéticos ayudan a ello. Las reconstrucciones de las migraciones continentales basadas en datos geológicos y en los contornos geométricos han sido mejoradas con el estudio de las inversiones del campo magnético.

Recogiendo muestras de las rocas del fondo oceánico en las dorsales del Atlántico, Pacífico e Índico, se han encontrado bandas simétricas a ambos lados del eje de las dorsales, de diferentes anchuras y en las cuales las edades y la orientación magnética de sus minerales es la misma en las bandas simétricas. Las bandas con el campo magnético orientado como el actual (anomalía positiva) alternan con las que presentan una orientación del campo magnético inversa. Las explicaciones geológicas de estos fenómenos así como sus consecuencias serán estudiadas en la Teoría de las Placas.

Coladas de lava ricas en hierro, así como areniscas ferruginosas, suelen ser los materiales más aptos para los estudios de paleomagnetismo. Este método es particularmente apto para estudios previos de zonas inaccesibles. Las anomalías negativas suelen asociarse con yacimientos de petróleo.

2.1.5.Métodos eléctricos (OPCIONAL)

Se basan en la conductividad eléctrica de las rocas. Una roca seca es peor conductora de la corriente que una roca empapada en agua u otro líquido. La **conductividad**, o su inversa la **resistividad**, varían en las diferentes rocas no sólo por su composición y estructura, sino también por la posición que ocupen respecto a la superficie terrestre.

Normalmente, en las prospecciones eléctricas se usa con más frecuencia el valor de la resistividad, que se define como “la resistencia eléctrica que opone un centímetro cúbico de roca al paso de la corriente (de un ohmio) en sentido paralelo a una de sus aristas”. La unidad es ohmio (Ω) \times cm^2/cm .

En rocas con gran cantidad de líquido en los poros la resistividad es menor, y también es menor cuando dicho líquido es salobre o salado. Prácticamente la resistividad de las aguas naturales se determina hallando su contenido en cloro.

¹ El paleomagnetismo sólo es justificable en el caso del desplazamiento de los continentes. No podría explicarse únicamente como consecuencia de cambios de la declinación magnética.

Los sedimentos sueltos (grava, arena,...) contienen mucha agua en sus poros, su resistividad es menor que la de la roca madre subyacente, por lo que los estudios de resistividad son útiles en ingeniería a la hora de asentar un dique, puente o estructura pesada sobre suelo superficial suelto, para averiguar a qué profundidad está la roca compacta que pueda servir de basamento para el asentamiento de la obra.

Dónde este método tiene más aplicaciones es en la detección de capas cargadas de agua o acuíferos, que presentarán una resistividad menor que las rocas impermeables que lo envuelven.

En ambos casos se suelen emplear corrientes artificiales inducidas en el subsuelo (aunque también se pueden medir las variaciones de corrientes eléctricas naturales, llamadas corrientes telúricas). En la zona de monteras de filones de sulfuros se dan reacciones redox ($S_2^- \Rightarrow SO_4^{2-}$) comparables de algún modo a las reacciones de una pila eléctrica. Esta técnica da resultado en la búsqueda de minas.

El método consiste en hacer pasar la corriente a través de capas de rocas, por medio de electrodos metálicos que se clavan en el suelo creando una fuerte diferencia de potencial. La trayectoria del flujo de la corriente entre los electrodos toma forma curva según el subsuelo. La resistividad se obtiene colocando un segundo par de electrodos entre los electrodos del primer par, midiendo la caída del potencial eléctrico de ambos.

En el caso de que queramos detectar las variaciones que presenta el subsuelo en la vertical, se aumenta la separación de los electrodos de un modo regular y continuo a lo largo de una línea y conservando el centro fijo. De esta manera, a medida que la separación entre los electrodos aumenta, la corriente alcanza mayores profundidades.

En el caso de que queramos medir las variaciones del subsuelo en la horizontal los electrodos se mueven sobre el área conservando siempre constante su separación.

De este modo, las variaciones de resistividad delatan la forma de la superficie limitante a aquella cuya anomalía estamos midiendo.

Las técnicas empleadas actualmente son similares a las sísmicas; se crea artificialmente el campo eléctrico, ya sea por corrientes continuas, alternas de alta frecuencia, inducidas, etc. Unas veces los campos son puntuales; otras, se emplean cables muy largos de 500 m. o más, a modo de electrodos, en franjas muy amplias de terrenos. Han sido muy útiles para detectar “domos salinos”, pues la sal “seca” presenta una gran resistividad. También se han investigado por estos medios depósitos petrolíferos además de corrientes de agua subterráneas.

OPCIONAL

Además de los métodos expuestos también se obtiene otro tipo de información que pueda completar la obtenida por estos:

Momento de inercia.

El momento de inercia de la Tierra puede calcularse partiendo de la forma, masa, gravedad y velocidad angular de rotación. Del cálculo resulta $I = 0,3337 M R^2$ (M = masa de la Tierra, R = Radio ecuatorial; I = Momento de inercia).

Si suponemos que la Tierra es una esfera de densidad uniforme (5,5) tenemos la fórmula $I = 0,4 M R^2$, que no está de acuerdo con el valor real. Esto significa que la densidad no es uniforme y que ha de haber un aumento interior que compense a la ligera corteza. Esta conclusión está de acuerdo con otros métodos de investigación.

El gradiente de presión:

En general, los esquemas que se proponen para el cálculo de la presión que se ejerce sobre un punto o zona del interior se basan en suponer que sobre esa zona gravita una columna de materiales que es función de la profundidad y de la densidad, obteniéndose así la presión o peso por unidad de superficie.

Así, a 30 Km. la presión alcanzará 8.000 atm., a 100 Km. serán varias decenas de miles, y a los 6.000 Km. millones de atm. Investigadores como Bullen, basándose en datos sísmicos, momento de inercia y densidad, se inclinan por el aumento de la presión hasta el mismo centro de la Tierra, dónde se calculan valores superiores a los tres millones de atm.; en contra de los que mantienen que la presión permanece cte. a partir de determinada profundidad como si actuara sobre un fluido al estilo del principio de Pascal.

Experimentalmente se ha pretendido arrojar alguna luz sobre la influencia de las grandes presiones en los materiales terrestres. Adams, en 1912, ejerció sobre cilindros de caliza una P correspondiente a los 24 Km., mantenida durante dos meses, y no observó deformación ni transformación. Al elevar la presión a la de los 50 Km. observó deformación, a la media hora, en unos orificios que se habían practicado. En cilindros de granito los orificios desaparecían, tras dos meses, al ejercer sobre ellos presiones equivalentes a la de los 56 Km.. Comprobó, interviniendo la t^a , que el granito permanece inalterado hasta los 30 Km.

Mediante experiencias sobre resistencia de materiales se sabe que el aumento continuo de P eleva el punto de fusión de las sustancias hasta que se llega a una deformación permanente, y en esta situación actúan como plásticas. Las rocas sedimentarias y metamórficas que conocemos presentan diversas estructuras y transformaciones minerales debidas a diferentes tipos de presión. Ahora bien, ni la estructura de los materiales que directamente se investigan ni los ensayos de laboratorio nos permiten extrapolar estos datos más allá de la corteza terrestre.

Otro aspecto que conviene contemplar es la relación de la presión con el volumen atómico. Los átomos de menor volumen son los que mejor soportan las grandes presiones, este puede ser el argumento a favor de que el Fe y el Ni estén presentes en el núcleo terrestre.

2.2. Interpretación de la estructura interna de la Tierra.

Los análisis basados en la determinación de la densidad de la Tierra y del campo magnético inducen a pensar en la presencia de Fe en el núcleo, información que también aporta el análisis de la composición de los meteoritos..

Las conclusiones derivadas del método sísmico imponen un modelo de la Tierra de capas concéntricas. Los métodos de reflexión y refracción de las ondas sísmicas nos informan de la presencia de Discontinuidades (superficies de transición entre dos capas de diferente composición, en distinto estado físico o ambos aspectos simultáneamente). Las anomalías en el valor de “g”, el flujo calorífico, etc. nos indican que la Tierra no es una masa homogénea ni horizontal ni verticalmente.

2.2.1.Estructura vertical de la corteza

Fundamentalmente hay dos métodos que nos proporcionan suficiente información sobre la estructura vertical de la corteza. Son el método sísmico y, el otro, el gradiente de metamorfismo.

La corteza presenta notable variaciones de espesor, entre 6 y 70 km (6 y 12 en las zonas oceánicas, y de 25 a 70, con 32 de media, bajo los continentes). De hecho se trata de dos unidades completamente distintas, con distintas densidades medias (2.7 g/cm^3 para la continental, 3.0 g/cm^3 para la oceánica), muy diferentes tipos de rocas, y estructuras también completamente diversas.

Así la corteza queda dividida verticalmente de la siguiente manera: Continental, Oceánica y de transición.

a) *Corteza continental*

En el siglo XIX se pensaba que estaba estratificada en capas, y que los basaltos del fondo oceánico (llamado SIMA) se prolongaba bajo los granitos (SIAL de los continentes). Esta idea estaba apoyada exclusivamente en que las velocidades sísmicas de la parte profunda de la corteza continental se parecen a las de los basaltos, y se ha mantenido hasta los años 70.

Los frecuentes bandeados observados en la corteza profunda son consecuencia de procesos tectónicos y metamórficos y del carácter dúctil de la corteza profunda; en general, la corteza continental es un conjunto caótico de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, metamorizadas en distintos grados, casi siempre más intensos cuanto mayor es la profundidad. En algunos casos la composición de la parte superior es de tipo granítico y la inferior gabroideo (si toda la corteza continental inferior tuviese la composición de un gabro, se metamorizaría dando eclogitas, rocas de densidad 3.6 g/cm^3 , mucho mayor que la existente).

La composición media es la de la andesita (roca intermedia entre el granito y el basalto). A diferencia de la corteza oceánica, la continental contiene rocas muy antiguas, de cerca de 4.000 millones de años: el

registro continental abarca, por tanto, un 85 % de la historia de la Tierra. La capa más superficial es de rocas sedimentarias y varía según se trate de zonas montañosas o de escudos.

Para explicar la formación de la corteza continental se manejan dos hipótesis:

- ⇒ En un principio todo era océano que evolucionó a todo un continente, es decir, los continentes han ido creciendo. El manto cedería material que se iría adosando a los continentes. En los procesos orogénicos se crearía corteza continental.
- ⇒ Los continentes no han crecido, sino que se reciclan: los sedimentos se fundirían parcialmente y se formarían granitos. La mayoría de científicos declinan esta hipótesis alegando que si los continentes aumentasen, el régimen de transgresiones y regresiones del mar sería diferente, ya que se invadiría parte del actual océano y tendría que producirse un aumento del nivel del mar que ocuparía los escudos más antiguos, cosa que no sucede.

En las **zonas estables o escudos**, las rocas no están plegadas y a veces constituyen grandes espesores de sedimentos., como los sedimentos paleozoicos de la plataforma rusa y del Sahara.

En las **cadenas montañosas** la capa sedimentaria aparece plegada y, su base, metamorfozada y mezclada con la siguiente capa.

La siguiente capa es de terrenos **crystalinos y cristalofílicos**, se trata de terrenos metamórficos afectados por una creciente **esquistosidad**. Se le suele llamar capa granítica porque los parámetros físicos deducidos por las ondas sísmicas se asemejan a los deducidos, en el laboratorio, para el granito. Su espesor estaría entre los 10 - 15 Km., variando según se trate de zonas de escudo, donde es pequeña, o zonas de cordilleras recientes, en las que parece que la capa tiene una especie de “raíz” debajo de la cordillera.

En la corteza inferior continental las velocidades de las ondas sísmicas se corresponden con las observadas para el granodiorita (coincide con el antiguo SIMA). Se admite, con frecuencia, que está compuesta por granulitas, por eso es preferible denominarla Corteza inferior continental. Bajo esta corteza quedaría el Manto.

Sabemos como los procesos de plegamiento y deformación de materiales en un orógeno depende de las curvas esfuerzo-deformación típicas para cada tipo de roca.

El estudio del grado de metamorfismo en la corteza surge porque se cuestionan las investigaciones hechas por Conrad. Postula que no existen los trenes de ondas detectados por él, por lo que no existiría “su” discontinuidad. No se cuestiona la composición (en la corteza hay un 90 % de SIAL y de SIMA y un 10 % de rocas metamórficas), lo que se cuestiona es que hay una transición brusca entre el SIAL y el SIMA. Este método se basa en que hay un gradiente de metamorfismo entre estas rocas metamórficas y este grado aumenta con la profundidad. En el estudio vertical de la corteza continental se establecen tres niveles estructurales:

a₁) Nivel estructural superior

En el que si los materiales son rígidos el mecanismo dominante es el cizallamiento, y si son clásticos es el dominio de la fractura. Aquí el grado de metamorfismo es escaso o nulo, las rocas o capa sedimentarias pueden tener espesor y estructura variables, según se trate de zonas de escudo o de cadenas montañosas. Desde 1984 los rusos están llevando a cabo una perforación en la península de Kola, han alcanzado los 14 km. de profundidad. La perforación se realiza en una zona de escudo continental y llega hasta las rocas arcaicas (2.600 millones de años). El descubrimiento más sorprendente es la aparición de una fase metamórfica que atraviesa el basamento arcaico a 9.000 m. Esta fase produce un proceso de disgregación hidráulica, debido al efecto de la presión producida por el agua de cristalización que hace explotar las rocas y disgregarse. Esta capa haría disminuir la velocidad de las ondas sísmicas (nuevo cuestionamiento de la discontinuidad de Conrad).

Se desconoce si esta capa de disgregación hidráulica está o no generalizada. A partir de aquí no se puede establecer una estructura de la corteza tan modélica como veníamos haciendo.

a₂) Nivel medio.

Domina la flexión o plegamiento, se forman pliegues isopacos (Ver Tema 10), su límite con el nivel estructural inferior lo marca el frente superior de esquistosidad, es decir donde comienzan las rocas metamórficas con esquistosidad. Podemos encontrar rocas como gneis y micacitas o micaesquistos, se le

suele llamar capa granítica por su carácter ácido o neutro. Su espesor, al igual que en el nivel estructural superior, depende de que se trate de una cadena montañosa o un escudo. Al parecer bajo las montañas existe una “raíz” profunda, esto está relacionado con el principio de las isostasias que supone que el exceso de masa en la superficie de la cordillera debe estar compensado, en profundidad, por un déficit de masa.

El Nivel Intermedio presenta un quimismo ácido o intermedio formado por rocas muy Metamórficas (Neis, migmatitas) y Plutónicas (desde granitos a tonalitas).

a₃) Nivel inferior.

En él domina el aplanamiento y, después, el flujo; es el dominio del metamorfismo. El grado de metamorfismo es tan elevado, que aparecen fenómenos de ultrametamorfismo. La composición del Nivel inferior apunta hacia rocas básicas: Ultrametamórficas (Granulitas); Plutónicas (Gabros, Anortitas) o Metasedimentarias (arcillas y calizas metamorfizadas).

En cada montaña el desarrollo de cada nivel depende de los siguientes factores:

- **Gradiente térmico** o flujo de calor que se desarrolle en la cadena.
- **Gradiente tectónico.** Si aumenta la presión tectónica los niveles inferiores están muy desarrollados.
- La **litología** o naturaleza de las rocas de la cadena, la respuesta variará ante los mismos factores tectónicos si varía la litología.

Existen zonas donde la capa granítica es menos importante que la basáltica, estando la primera fragmentada en plutones (arcos islas del Pacífico). Se cree que estos plutones se han formado durante la orogénesis, por fusión de las rocas basálticas y contaminación con las rocas sedimentarias y metamórficas suprayacentes.

b) Corteza de transición

Existe en muchas zonas costeras; en la mayoría de los casos parece una corteza continental adelgazada por estiramiento y deslizamiento gravitacional durante la fragmentación de un continente (como veremos en los temas 9 y 10).

Algunos autores califican como corteza de tipo intermedio las cortezas que se producen por acumulación de rocas volcánicas (andesitas y similares) en algunas zonas de borde continental, como son los arcos insulares, y que tienen una densidad parecida a la de la corteza continental.

c) Corteza oceánica

La corteza oceánica se caracteriza por la ausencia de la capa granítica, esta sólo se encuentra en la corteza continental y en la de transición. Su estructura se conoce por la aplicación del método sísmico desde barcos oceanográficos. El resultado que arroja es el de que es distinta según los océanos. Los resultados de estos estudios aconsejan diferenciar claramente entre, la corteza oceánica de las fosas oceánicas y grandes fondos marinos, y la zona de las dorsales.

LLanuras abisales.

Se pueden distinguir tres capas o niveles:

Capa sedimentaria o Nivel 1. Esta capa se detecta bien por reflexión, pero mal por refracción sísmica. Su espesor varía entre 0 - 5 Km., siendo mayor en el margen continental que en el interior del océano, por tanto, esta capa está muy desarrollada en los mares interiores y marginales, por ser el asiento de los geosinclinales. Los sedimentos que la forman pueden estar consolidados o no, no obstante son recientes si los comparamos con los sedimentos más antiguos de los continentes. No aparecen plegamientos.

Nivel 2. Su espesor se determina mediante el método de refracción, y su techo por reflexión. Es exclusiva del océano. Esta formada por sedimentos consolidados y por lavas basálticas intercaladas (lavas almohadilladas). Su espesor es de 1'5 Km.

Nivel 3. Este nivel o capa es el más uniforme respecto a la velocidad de las ondas en la orilla y respecto al espesor. Las rocas están dispuestas en columnas y se le llama capa basáltica, aunque se cree que su composición es de anfibolitas o gabros como la corteza inferior continental.

(OPCIONAL) Las anfibolitas son rocas metamórficas, formadas esencialmente por anfíboles, aunque también contienen plagioclasas cálcicas y clorita (procedentes del metamorfismo moderado de las rocas basálticas). Si aumenta la presión, las anfibolitas pasan a piroxenos y granates (rocas eclogitas). Estas condiciones sólo aparecen a grandes profundidades. Si lo que aumenta es sólo la temperatura, las anfibolitas se convierten en granulitas (rocas sin mica y con presencia de piroxeno, distena, sillimanita y granates). Esto se produce en el dominio de los granitos de anatexia.

Dorsales

En las dorsales oceánicas no existen sedimentos y el nivel 3 está sustituido por rocas volcánicas (basalto toleítico), formando una capa de 30 km de espesor bajo el eje de las dorsales, dando lugar a una raíz que se hunde en el manto.

En conjunto, la corteza oceánica parece resultar fundamentalmente del enfriamiento de cámaras magmáticas alimentadas con magma basáltico, sobre las que se han depositado y consolidado los sedimentos. La edad máxima medida en la corteza oceánica es de 180 millones de años, lo que representa sólo el 4 % más reciente de la historia de la Tierra.

La presencia de peridotitas en los Alpes y la presencia de las mismas en un dragado efectuado en la colina 5100 del océano atlántico (a 350 km. al oeste de las costas de Galicia), hace pensar en un nuevo modelo de corteza oceánica donde debe incluirse un tercer tipo constituido por peridotitas, o más exactamente por serpentinas (producto del metamorfismo de las peridotitas). Parece ser producto de la colisión de dos antiguos márgenes continentales (Europa y África) que se aplastaron uno contra otro en el Cenozoico. También se ha encontrado peridotita en la orilla occidental del Mar Rojo, y en Cerdeña. Estas peridotitas, que soportan los sedimentos, proceden del manto subcortical.

Cuando se realiza un estudio dinámico de la Tierra (Ej. Tectónica de Placas), suele utilizarse el término **Litosfera**, esta capa no coincide con la corteza porque abarca las capas de la corteza y una parte del manto superior hasta la capa de baja velocidad para las ondas sísmicas llamada astenosfera.

2.2.2.El Manto

Es una gruesa capa (69 % de la masa de la Tierra) limitada por las discontinuidades de Mohorovicic y Gutenberg. La t° oscila entre los 1000 - 5000 $^\circ\text{C}$ y las altas presiones impiden la fusión de las rocas. Este comportamiento sólido queda avalado por las informaciones del método sísmico. En algunos puntos en los que disminuye la Presión se produce una fusión parcial, dando lugar a los magmas que tienden a emerger a la superficie a través de las grietas del terreno. En realidad tendríamos que decir que los componentes del Manto se comportan como sólidos ante las sacudidas sísmicas ya que ante esfuerzos lentos y largos (millones de años) fluyen como un líquido pastoso. A este estado sólido-líquido se le llama “reid”.

Este estado también se puede encontrar en la superficie de la Tierra con los glaciares ya que el hielo superficial se rompe como sólido al moverse la “lengua” del glaciar y, en el fondo, el glaciar fluye y se adapta a las irregularidades del terreno. Este estado de reid en el manto justificaría la existencia de las corrientes de convección.

Estudiando las variaciones de velocidad de las ondas sísmicas podemos distinguir tres subzonas en el manto:

1. Inferior (2.900 - 1.000 Km.) $V_p = 14$ Km/seg. Gradiente de aumento de velocidad lento.
2. De transición o intermedia (1000 - 200 Km.) Mayor gradiente de aumento.
3. Superior (por encima de los 200 Km.) Gradiente suave. Aquí se encontraría la capa de baja velocidad de gran importancia entre las relaciones dinámicas del manto con la corteza.

Hay dos hipótesis sobre la composición del Manto:

⇒ **Manto peridotítico.** Se basa en la asociación de las rocas básicas y ultrabásicas de la corteza oceánica. Estas rocas, ricas en peridotita, con alto contenido en Fe y Mg y bajo contenido en SiO_2 (sílice), tiene

propiedades similares a las observadas en el manto (densidad, transmisión de las ondas sísmicas, etc.). En este supuesto la discontinuidad de Moho sería también química.

⇒ **Manto eclogítico.** Las eclogitas (50 % de granates y 50 % de piroxenos) pueden formarse por cambios en la estructura cristalina debidos a aumentos de presión. Según esta hipótesis, las distintas propiedades del manto, con respecto a las de la corteza, se deberían a su diferente estructura, por lo que la discontinuidad de Moho no implicaría cambios en la composición química.

Hay evidencias que apoyan que el manto parece formado por rocas del grupo de las peridotitas, estas son:

- Las peridotitas se parecen a un tipo de meteoritos (condritos) y de asteroides, lo que indica que se trata de materiales frecuentes en el Sistema Solar.
- A la t^a reinantes en el manto, las peridotitas se fundirían parcialmente dando magmas basálticos, que son los más comunes de los que llegan a la superficie desde el manto.
- En los sondeos marinos realizados sobre bloques oceánicos levantados y erosionados se han encontrado peridotitas bajo los materiales de la corteza oceánica.
- El manto es anisótropo: es decir, las ondas sísmicas no se propagan con igual velocidad en todas las direcciones, probablemente a causa de la existencia de corrientes que orientan los minerales alargados de las rocas; la velocidad de propagación será mayor en la dirección del alargamiento. La anisotropía medida en el manto (3 a 9 % de diferencia entre la velocidad máxima y la mínima) es casi igual a la medida experimentalmente en peridotitas (3 a 10 %).

Parece haber pruebas suficientes de que el manto no es totalmente homogéneo; además de que los silicatos (mayoritarios en las peridotitas) no pueden existir a las presiones reinantes en el manto inferior, y su estructura se transforma en otra más densa.

2.2.3.Núcleo

Tiene un radio de 3470 Km. y supone el 31 % de la masa de la Tierra. Según Bullen (1963) lo podemos dividir en tres subzonas:

- a) Núcleo Interno (5120 - 6340 Km.) en él $V_p = 11,1$ Km/seg.
- b) Núcleo de transición (5120 - 4980 Km.) $V_p = 10,4 - 9,5$ Km./seg. para volver a aumentar su velocidad al pasar al núcleo interno.
- c) Núcleo externo (2900 - 4980 Km.); $V_p = 8 - 10,4$ Km./seg. Probablemente el estado físico no sea líquido sino de tipo intermedio aunque diferente al estado “reid”.

Tiene una densidad entre 10 y 13 g/cm³. El hierro es, como demuestran los sideritos, el único elemento abundante del Sistema Solar que tiene una densidad próxima a ese valor. Pero el hierro (sólo o aleado con un 4 % de níquel) es demasiado denso para el núcleo, por lo que sin duda éste debe contener algún elemento ligero, muy probablemente azufre (8-10 %), quizá formando sulfuros de hierro, como en los meteoritos.

El núcleo de Fe, Ni y S estaría fundido en su parte exterior pero sólido en su parte interna. Las nuevas técnicas sísmicas han permitido elaborar un mapa topográfico de la superficie del núcleo (capa D), denotando la existencia de elevaciones y depresiones de hasta 10 Km de altura² (se cree que son consecuencia de la convección de los materiales del núcleo). Se piensa que también en el núcleo interno deben existir corrientes de convección, ya que se ha detectado anisotropía en la velocidad de las ondas sísmicas en él (más rápidas a lo largo de la dirección del eje de rotación) y alineamiento en los cristales de hierro.

El proceso convectivo que reactiva térmicamente los materiales de la capa D (discontinuidad de Gutenberg), también es responsable del campo magnético terrestre.. Por otra parte, se piensa que las alteraciones en la situación de los circuitos convectivos o en la intensidad de los mismos pueden llegar a explicar las inversiones de polaridad que experimenta dicho campo.

Recientes investigaciones deducen que el núcleo sólido de la Tierra es como un gran cristal de átomos de Fe estrechamente unidos, cuyo eje de rotación varía unos 10° del eje de la Tierra. Alrededor de este eje el citado núcleo sólido gira libremente y lo hace un poco más deprisa que el resto de la Tierra (como si fuera

² Se les llama plumas mantélicas.

un planeta dentro de otro). Un equipo de investigadores de la Universidad de Columbia estima que el giro independiente es de unos 0'4 a 1'8 grados/año (un giro completo cada 400 años), otras mediciones aportan datos aún más rápidos (100 años). La causa de este giro independiente se atribuye a la interacción del núcleo interno con los poderosos campos magnéticos generados por el movimiento de los fluidos del núcleo externo.

Los geólogos han comprobado que las ondas sísmicas que atraviesan el núcleo interno según el eje Norte-Sur van más rápidas que las que viajan de Este a Oeste. Esta diferencia se interpreta como indicación de que la masa de hierro sólido es un único cristal gigantesco.

2.3. Las unidades dinámicas: Litosfera, Astenosfera, Mesosfera y Endosfera.

Beno Gutenberg observó en 1959 que las ondas sísmicas de los terremotos superficiales (foco entre 50 - 250 Km.) volvían a la superficie con velocidades muy atenuadas, en el entorno entre unos 100 y 1000 Km. de distancia al foco sísmico. Vp pasaba de 8,1 a 7,8 Km./seg. y aumentaba de nuevo a 8,1 a partir de los 250 Km. Vs pasaba de 4,4, a 4,6 Km./seg.

Para interpretar este amortiguamiento supuso que en el Manto superior habría una capa de menor rigidez, debido a lo cual las velocidades de las ondas serían menores, y que se situaría según sus cálculos entre unos 60 y 250 Km. de profundidad. Aceptando que la peridotita es la roca que compone el manto y dado que es una roca bastante dura sería el aumento de la Tª y el vapor de agua los que provocarían su fusión parcial; además, mezclada con Dunita (mezcla llamada pirolita) daría lugar a los magmas basálticos. A esta capa de menor rigidez la denominó **Astenosfera**. Actualmente se considera que se extiende desde los 70 Km. hasta los 600 - 800 Km.

En oposición al término Astenosfera se definió el de **Litosfera** como un conjunto rígido, en el que las velocidades de las ondas sísmicas eran mayores, situado sobre la Astenosfera y que abarcaría toda la corteza y una parte del manto superior hasta la Astenosfera.

La Litosfera y la Astenosfera no estarían separadas por una discontinuidad sísmica, sino que tendrían un contacto irregular e ideal marcado por la isoterma del comienzo de fusión de las peridotitas del manto superior. Esta fusión incipiente de materiales de la Astenosfera explica su menor rigidez en relación con la Litosfera.

La litosfera tampoco es igual bajo los continentes y bajo los océanos: la litosfera continental parece ser más gruesa y más plástica que la oceánica.

Se supone que la dinámica de la Litosfera es producida por las corrientes de convección de la Astenosfera, las cuales provocan tensiones en la Litosfera rígida, fragmentándolas en placas y desplazándolas lentamente. En los temas 9 y 10 estudiamos con detalle la Teoría de las Placas Litosféricas y sus consecuencias.

Se puede hablar de dos capas (superior e inferior) en la litosfera continental, las consecuencias de esta peculiar estructura son:

- La escasez de terremotos en la corteza continental inferior (por debajo de los 32 km.) en comparación con la superior, ya que la mayor parte de los movimientos se resuelven mediante deformaciones plásticas de las rocas.
- La relativa facilidad con la que el nivel superior de la corteza puede desprenderse y deslizarse sobre el resto de la litosfera, cabalgando sobre sí misma y dando lugar a los cinturones de cabalgamiento típicos de las cadenas de montañas, o bien adelgazándose como en muchos márgenes continentales.

En el grosor de la litosfera continental no hay acuerdo definitivo. Desde los años 70, algunos autores proponen que bajo las zonas más antiguas de los continentes podría alcanzar hasta 400 km., otros proponen espesores parecidos a los de la litosfera oceánica (menores de 100 km.).

La **zona de sombras** que permite identificar la capa de baja velocidad no está bien definida en todas las áreas. Bajo los océanos se suelen encontrar un mínimo de velocidad entre los 100 y los 300 km (entre 50 y 300 km en las dorsales). Bajo los continentes, los valores varían más: 150-300 bajo Sudáfrica, 200-300 km bajo el Sahara.

La mayoría de los autores piensan que la astenosfera es un nivel universal; pero en algunas zonas antiguas, este nivel no se detecta claramente, pasándose directamente de la litosfera a la mesosfera.

La **Mesosfera** se define como todo el manto que existe bajo la Astenosfera. Se trata de una unidad casi desconocida. Las nuevas tecnologías empiezan a informarnos sobre su dinámica. Los resultados van confirmando las predicciones del geólogo Arthur Holmes (teoría de las corrientes de convección, ver tema 9), a propósito de la certeza de la existencia de corrientes de convección en el manto; también parecen apoyar la división en dos capas del manto (superior e inferior) correspondientes con un límite físico importante dentro de la mesosfera.

La **endosfera** coincide con el núcleo ya descrito.

2.4. Estructura horizontal de la corteza OPCIONAL

De las tres zonas en que se divide la Tierra según el método sísmico (Corteza, Manto y Núcleo), la Corteza es la mejor conocida por ser la más superficial, sin embargo los datos directos son sólo superficiales por medio de sondeos profundos (6 - 8 Km.), por lo que, para su estudio, hay que utilizar métodos indirectos como algunos de los estudiados en el tema.

Un estudio de la corteza en sentido horizontal, nos permite distinguir en su superficie una serie de conjuntos morfoestructurales que nos permiten interpretar la dinámica de la Corteza desde el punto de vista de la Tectónica Global.

También las formas del relieve constituyen unidades morfológicas en el paisaje desde el punto de vista geográfico y geológico; ya que los relieves son consecuencia de una estructura interna, por lo que utilizamos el término de conjuntos morfoestructurales.

Si el estudio se realiza en sentido vertical es preciso señalar la diferente estructura y composición que existe entre la corteza continental y la oceánica.

Actualmente distinguimos las regiones oceánicas, que ocupan un 71 % de la superficie del globo, y el 29 % restante está ocupado por las regiones continentales emergidas.

Las curvas **hipsográficas**, son un sistema de representación del relieve de una determinada región, distinguiendo varios planos de altitud. Según la curva hipsográfica promedio de la Tierra, se ve que la altura promedio de los continentes es bastante menor que la profundidad promedio de los mares. La media de altitud se sitúa sobre el talud continental.

En esta curva se ha tomado como patrón de referencia el nivel del mar; las altitudes más frecuentes en los continentes son de 1000-1500 m.; mientras que en los mares, la profundidad media es de - 4.600 m.

Desde el punto de vista puramente geográfico vamos a dividir la corteza de acuerdo con el siguiente cuadro:

CONTINENTES	ZONAS ESTABLES (CRATONES)	ESCUDOS (emergidos y sumergidos)
	ZONAS INESTABLES (CRATONES)	CIRCUMPACÍFICO Y MESOGÉICO
MÁRGENES CONTINETALES	PENDIENTE	TALUD Y GLACIS CONTINENTALES
	ARCOS ISLA Y FOSAS OCEÁNICAS	
OCÉANO	FONDOS Y DORSALES	

2.4.1.Continentes

Estructuralmente los continentes no terminan en la orilla del mar, sino en la base del talud continental; por lo que el 35 % de las áreas continentales, formadas por corteza continental, están sumergidas constituyendo los márgenes continentales. Los continentes comprenderían así un 40 % de la superficie de la Tierra (29 % emergido y un 11 % sumergidos).

Escudos o Cratones:

Normalmente se trata de áreas emergidas muy antiguas (desde el Precámbrico). Por tanto los escudos son regiones sometidas a erosión durante todo este tiempo y han constituido el suministro de materiales de sedimentación para las cuencas colindantes.

Normalmente son penillanuras constituidas por materiales antiguos que han sido recubiertos, de forma alternativa, por las aguas marinas (transgresiones y regresiones marinas).

Representan las zonas geológicamente más estables de la corteza. La palabra cratón excluye a las cadenas montañosas, por ejemplo cuando nos referimos al cratón europeo, actualmente excluye la Europa del borde mediterráneo formada por las cordilleras Alpinas. Se puede hablar de dos grandes conjuntos: Escudos precámbricos o zonas cratogénicas emergidas y las plataformas continentales o escudos sumergidos.

- a) **Escudos precámbricos.** Son los restos del primitivo Pangea que existía desde el Paleozoico inferior. Están constituidos por una corteza continental muy erosionada y se suelen localizar dentro de una misma placa litosférica. Los ejemplos más notables son, el escudo Canadiense, el Báltico y el Siberiano, en el Hemisferio Norte; en el Hemisferio Sur nos encontramos con el Brasileño, el Africano y el Australiano. Normalmente los escudos están rodeados por cinturones de cordilleras u orógenos más recientes.

Sobre los escudos y bordeando a los orógenos que los circundan se encuentran la **Plataformas interiores**, de relieve llano como la plataforma rusa o la Sahariana; muchas de las cuales presentan unas depresiones llamadas **surcos aulacógenos** o cubetas sedimentarias, donde se acumulan sedimentos que, a diferencia de los de los geosinclinales, no están plegados.

- b) **Plataforma Continental.** Es un área continua que bordea los continentes, su extensión mar adentro varía de 30 - 300 Km. y su profundidad media es de 200 m.; son zonas poco accidentadas con pendientes de un 2 %. Sin embargo puede tener numerosas irregularidades, como los Dogger Bank del Mar del Norte.

Las plataformas continentales ocupadas por mares epicontinentales (mares sobre la parte emergida del continente) son zonas de escudo, normalmente penillanuras de materiales antiguos arrasados y cubiertos posteriormente por el mar después del último período glacial. Ejemplos de mares epicontinentales son, el mar del Norte y Canal de la Mancha.

Tanto sobre las zonas de escudo como sobre la plataforma continental se acumulan sedimentos procedentes de la erosión de cordilleras (terrágenos) y sedimentos organógenos; esta acumulación predomina sobre las plataformas continentales y el glacis continental, en surcos paralelos a la línea de costa (Dogger Bank del Mar del Norte). Junto a las costas montañosas hay poca plataforma (costas de California, Perú, Japón, etc.).

La extensión de la plataforma tiene su importancia en relación con la delimitación de las aguas jurisdiccionales de cada país ya que estas pueden establecerse en función de su extensión o por unas medidas fijas (12 o 200 millas); esto es importante por la fuente de recursos que puede suponer para el país (pesca, petróleo, etc.). La mayor extensión de plataforma está en el lado atlántico de América del Norte y del Sur, donde por no haber contacto de placas no aparecen ni arcos islas ni fosas oceánicas.

Cordilleras u orógenos

Forman los cinturones orogénicos ó cadenas montañosas, distinguiéndose las regiones caledonianas y hercinianas (de relieves maduros), de las regiones alpinas de materiales más recientes con relieves juveniles. En la actualidad, utilizando criterios puramente geográficos, existen dos cinturones orogénicos: 1) Periocéánico que bordea la costa Oeste del Continente Americano, y 2) el Mesogéico ó Continental (Alpes, Cáucaso, Himalaya, etc.).

Los orógenos proceden de los llamados geosinclinales que son cuencas sedimentarias que con el paso del tiempo se convierten en una cadena de montañas.

Se suele distinguir dos tipos de relieves: estructurales y morfogenéticos. El **relieve estructural** es producto de la fase de compresión (durante la tectogénesis); se trata de relieves determinados por fallas, pliegues, sistemas de fallas, etc. Los **relieves morfogenéticos**, son consecuencia de los movimientos verticales de la fase de reajuste isostático. El proceso orogénico finaliza con la peneplanización ó arrasamiento que tiende a convertir los relieves generados en penillanuras.

Durante estas fases se producen diversas manifestaciones sedimentarias, metamórficas y magmáticas.

Los procesos de plegamiento y deformación de materiales en un orógeno dependen de las curvas esfuerzo - deformación de cada roca (Ver. el Tema 10).

Se producen cizallamientos o fracturas, cuando P y T son débiles (cerca de la superficie terrestre). Se produce flexión o plegamiento si P aumenta más que T. Se produce aplanamiento ó aplastamiento al aumentar más P y T. Se produce flujo o movimientos de roca fundida cuando tanto P, cómo T son muy elevadas.

2.4.2. Márgenes continentales: Pendiente, Arcos y fosas.

Es la zona de tránsito entre continentes y suelo oceánico, se extiende desde los 200 m. hasta los 4.000 m. aproximadamente. Presenta una gran pendiente ó inclinación que se llama **talud continental** donde la sedimentación es nula ó muy baja debido a la inclinación (pendiente superior a 1/40), estos sedimentos se depositan en los **glacis continentales**. Son la zona baja y constituye una zona de acumulación de sedimentos de materiales terrígenos y pelágicos, deslizados desde la plataforma y el talud. El verdadero suelo oceánico comienza a partir de los - 3.700 m. que llega la pendiente oceánica.

El talud está cortado por numerosas gargantas llamadas cañones submarinos, pueden tener decenas de Km. de longitud, parecen recientes y se forman por corrientes de turbidez (fangosas) producidas cuando las sacudidas sísmicas remueven los sedimentos de la plataforma continental. Algunos geólogos consideran que se trata de relieves heredados, remodelados por las corrientes de turbidez. Al ambiente sedimentario del talud se le llama batial.

Los márgenes continentales se suelen clasificar en dos tipos:

- a) Márgenes continentales pasivos. Son zonas geológicamente estables al estar sobre una única placa cortical. Ej. el borde oriental de los Estados Unidos de América
- b) Márgenes continentales activos (se estudian en el tema 9). Caracterizados por una intensa actividad sísmica y volcánica donde va a aparecer unas estructuras denominadas arcos isla y fosas oceánicas debido al choque entre:
 - 1) Una placa oceánica sobre una continental, como los arcos islas y las fosas del Pacífico occidental,
 - 2) Dos placas continentales, como los arcos islas del mar Egeo en el Mediterráneo.
 - 3) Dos placas oceánicas, ejemplo el arco islas de las Filipinas y la fosa de las Marianas.

2.4.3. Océanos: Fondos de la cuenca oceánica y dorsales

Encontramos por un lado los fondos oceánicos medios que comprenden la mayor parte de los océanos, no son bien conocidos, aunque se puede distinguir una cuenca oceánica cuyo suelo forman las llanuras abisales que están recubiertas por sedimentos pelágicos sin que alcancen espesores muy importantes.

Sobre estos fondos oceánicos puede haber diferentes accidentes, son las montañas marinas, algunas tienen la parte superior plana como una meseta (**guyots**). Una parte de estas elevaciones submarinas corresponde a volcanes no aflorados a la superficie (**pitones y mesas**) que forman relieves aislados no erosionados los primeros y erosionados los segundos.

Sin embargo el accidente más importante son las **Dorsales** que forman verdaderas cordilleras submarinas que pueden alcanzar hasta 4.000 metros de altura, con una extensión de unos 65.000 Km. Se localizan tanto en el centro del océano (dorsal Atlántica), como junto a los continentes (dorsal Pacífica junto a California).

Se caracterizan por presentar una hendidura o fosa tectónica central (**Rift medioceánico**), se trata de grandes grietas por donde sale magma y materiales de la Astenosfera en forma de lavas volcánicas. Estos rift medioceánicos, se diferencian de los Rift continentales en que estos se forman por distensión en el continentes (se estudian en el tema 9).

El eje de la dorsal es zona de gran actividad, dónde se dan los valores más elevados del flujo calorífico en la corteza.

www.eltemario.com