

TEMA 1. ESTRUCTURA DE LA TIERRA.

Ningún ser humano ha visto jamás el interior terrestre. Entonces...¿cómo es que sabemos tanto sobre él? Se debe a la lógica en algunos casos y a la observación en otros. En el estudio de la Tierra se usan tanto métodos directos como indirectos.

MÉTODOS DE ESTUDIO DEL INTERIOR DE LA TIERRA.

MÉTODOS DIRECTOS

Consisten en observaciones directas de las zonas a las que se tiene acceso y de los materiales del interior terrestre que llegan a la superficie. El conocimiento del interior terrestre mediante vías directas es muy difícil, ya que la profundidad máxima a la que ha descendido el ser humano, en las **minas** es de unos 3600 m. Para llegar a zonas más profundas se realizan **sondeos** que llegan hasta los 12 km, aunque sigue sin ser suficiente para estudiar las capas más profundas (recuerda, el centro está a más de 6000. Km)

MÉTODOS INDIRECTOS

Éstos métodos incluyen principalmente el análisis comparativo de la composición de algunos meteoritos y diversas áreas de la geofísica

1. Uno de los métodos más interesantes es el estudio de los **meteoritos**. Tanto éstos como la Tierra se formaron a partir de la misma nebulosa y, más o menos, a la misma distancia de su centro. Por tanto, sus composiciones deben ser semejantes. Así, la composición en un 98% de una aleación de hierro y níquel de un tipo de estos meteoritos, los **sideritos**, se asume como similar a la del Núcleo terrestre, mientras que la de las **condritas** (olivino y piroxeno), se asemeja a la del Manto.
2. **Estudios geotérmicos**. Estudian las emisiones de calor y actividad geológica de las capas inferiores, que llegan a la superficie gracias a las corrientes de conducción y convección.
3. **Estudios gravitatorios**: La ley de gravitación universal postulada por Newton dice que “todo objeto que posea **masa**, ejerce una atracción gravitatoria sobre cualquier otro objeto, que es directamente proporcional al producto de ambas masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que les separa”:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{d^2}$$

En 1798, Cavendish consiguió medir la constante de gravitación universal (G), y así pudo despejar el valor de la masa terrestre en la famosa ecuación de Newton. La masa de la Tierra es de unos 6×10^{24} Kg.

Si la Tierra fuera totalmente esférica y homogénea, la atracción gravitatoria sería la misma en toda su superficie, pero los estudios gravimétricos indican que eso no ocurre y que su interior debe estar formado por materiales de distinta densidad. Esto ha permitido descubrir la existencia de una capa fluida en el interior terrestre, que es responsable del fenómeno de **isostasia** a unos 100 Km. de profundidad.

4. Estudios geomagnéticos. La magnetización de un mineral depende de los electrones de sus átomos y del campo magnético al que esté sometido. Pero ésta magnetización se pierde al fundirse la roca. El paleomagnetismo estudia las características magnéticas de las rocas que se formaron en el pasado, y por tanto del campo magnético existente en el momento de su formación. Estos estudios han llevado a suponer que el campo magnético terrestre se ha invertido varias veces a lo largo de la historia de la Tierra (una brújula señalaría entonces hacia lo que ahora es el sur.)

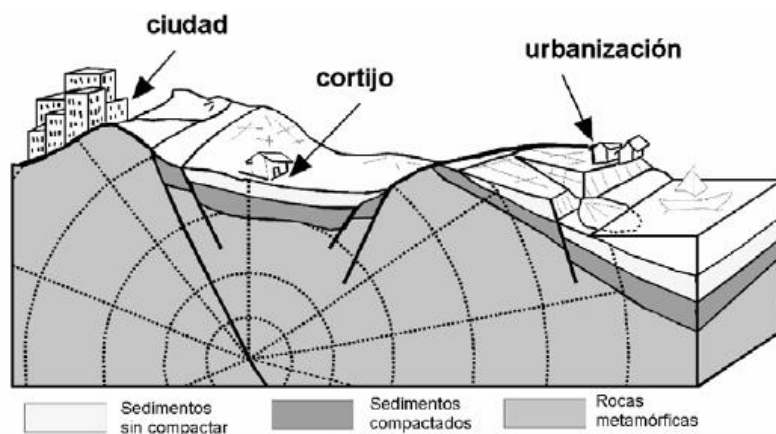
5. El método sísmico.

A pesar de que, como hemos visto existen varios métodos, el conocimiento de la estructura interna de la Tierra deriva principalmente del estudio de las ondas sísmicas. Éstas ondas pueden producirse por un seísmo, una explosión (provocada por un volcán, etc) y por el impacto de meteoritos.

Un **terremoto** es una vibración de la Tierra, que se produce por la liberación brusca (paroxismo) de la energía elástica almacenada en las rocas, cuando se produce su ruptura tras haber estado sometida a grandes esfuerzos.

Una parte de la energía liberada lo hace en forma de ondas sísmicas y otra parte se transforma en calor, debido a la fricción que se produce en el plano de la falla.

La energía liberada en un terremoto se extiende como un tren de ondas, a partir del foco donde se origina: el **hipocentro**, que es una zona de deslizamiento que corresponde al plano de una falla. La zona de la superficie terrestre situada en la vertical del foco se denomina **epicentro** y es el lugar donde la magnitud del seísmo es máxima.



Ondas sísmicas

Los sismógrafos detectan el terremoto principal (o paroxísmico) y los denominados “precursores” (más débiles que éste) que pueden aparecer unos días antes de que ocurra. Después detectan las “réplicas”, también más débiles, que son el resultado del reajuste de la superficie terrestre tras el suceso.

Las **ondas** que estos aparatos registran son de dos tipos:

- ❖ **Profundas**, que se forman a partir del hipocentro.
- ❖ **Superficiales**. Son el resultado de la interacción de las profundas con la superficie terrestre.

1. Las **profundas** se propagan de manera esférica por el interior de la tierra. Por ésta razón se utilizan para estudiar la estructura interna de nuestro planeta. Son de dos tipos:

- a) Primarias (P). Las más rápidas en propagarse (6-10 Km/s) y por tanto las primeras en ser detectadas por los sismógrafos. Se transmiten tanto en medios sólidos como fluidos. Su vibración es paralela al plano de propagación, de manera que actúan comprimiendo y dilatando el terreno.
- b) Secundarias (S). Son más lentas que las anteriores (4-7 Km/s) y solo se propagan en medios sólidos, por lo que no pueden atravesar el núcleo exterior terrestre. Vibran perpendicularmente a la dirección de propagación, cizallando los materiales

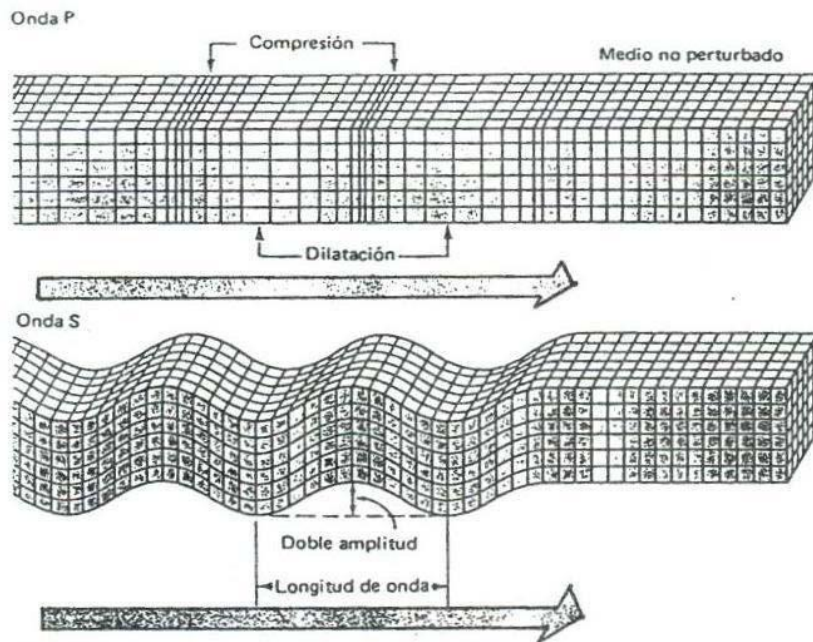


Fig. ondas profundas. P y S

2. Las **superficiales** se transmiten *en forma circular* a partir del epicentro. Son las que producen los destrozos en superficie. Son de dos tipos:

- a) Love (L). Su velocidad de propagación es de unos 2-6 Km/s, y se desplazan horizontalmente en la superficie, en forma perpendicular respecto a la dirección de propagación.
- b) Raileigh (R). Son las más lentas en desplazarse (1 a 5 Km/s), aunque son las que más sentimos las personas. Se propagan de manera similar a como lo hacen las olas del mar

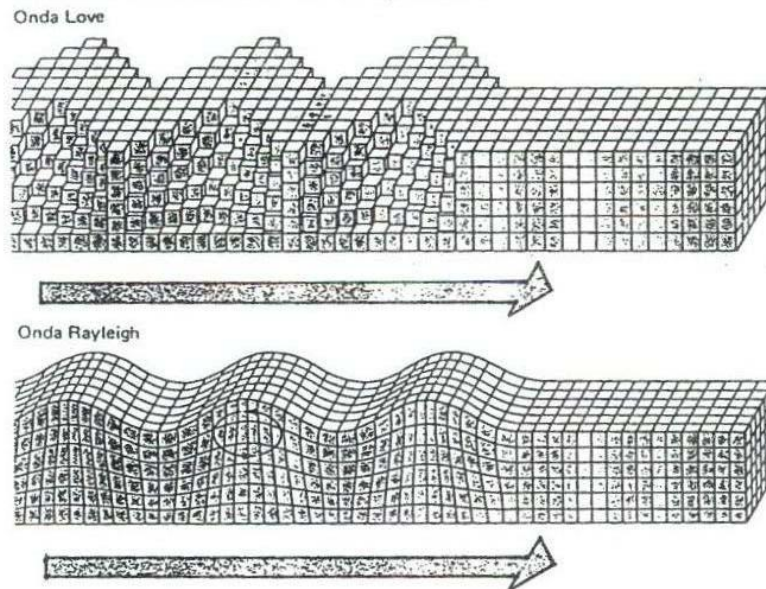


Fig. ondas superficiales. L y R

Parámetros de medida de los terremotos

Existen dos parámetros para medir los terremotos:

- La **magnitud** del seísmo, que es la energía liberada por el terremoto, e indica el grado de movimiento que ha tenido lugar durante el mismo.
 - La **intensidad**, es la capacidad de destrucción del terremoto. Puede ir desde un ligero movimiento de los objetos, hasta la caída de edificios y otras estructuras.
1. La magnitud se mide con la escala de Richter, que es una escala logarítmica que va de 1 a 10. Esto quiere decir que un terremoto de magnitud 3, equivale a 10 terremotos de magnitud 2; un terremoto de magnitud 4, equivale a 10 terremotos de magnitud 3, y así sucesivamente. Ésta escala no refleja la duración del terremoto, que es otro parámetro que aumenta el riesgo del mismo.
 2. La intensidad se mide con la escala de Mercalli, valorada en grados representados con nº^s romanos. (I-XII). Ésta escala mide la capacidad de destrucción y se utiliza para cuantificar la vulnerabilidad.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA. COMPOSICIÓN DE LOS MATERIALES TERRESTRES.

La Tierra se estructura internamente en capas diferenciadas, que tienen composiciones químicas y comportamiento geológico distinto.

Para estudiar éstas capas los geólogos han desarrollado dos modelos diferentes, el modelo **geostático**, basado en la composición química de las capas, y el modelo **geodinámico**, basado en el comportamiento mecánico de los materiales que componen esas capas.

MODELO GEODINÁMICO

La energía producida en el foco de un terremoto se transmite a través de las rocas, en forma de vibraciones. La **velocidad** de las ondas sísmicas depende del medio que atraviesan.

Las perturbaciones en las trayectorias muestran las desigualdades del interior de la Tierra. Al cambiar las propiedades del medio por el que viajan, las ondas cambian de velocidad de propagación y esto nos permite deducir cómo es ese medio.

- La velocidad aumenta cuando lo hacen la rigidez y la densidad de los materiales y cuanto menos compresible sea el medio
- La velocidad disminuye cuando el medio es menos denso y más caliente.

Según éste modelo, en el interior de la Tierra podemos encontrar 5 estados distintos del material, que determinan 5 zonas diferentes:

1. **Astenósfera**: donde los materiales se encuentran en estado plástico y elástico a la vez. En ella se produce una actividad convectiva que origina el movimiento de las placas.
2. **Litosfera**. Sus materiales están en estado más sólido que la astenosfera. Tiene un grosor medio de 100 km, aunque es más fina en las zonas oceánicas que en las continentales.
3. **Mesosfera** (geosfera mixta). En ella existe una viscosidad intermedia entre la litosfera y la endosfera. Incluye al manto inferior y a parte del superior, siendo por tanto la capa más voluminosa de la Tierra
4. **Nivel D**. Es la zona de transición entre el núcleo externo y el manto, por lo que almacena mucho calor. Es una zona muy dinámica, a la que se incorporan restos de litosfera.
5. **Endosfera**. Es la zona más interna, constituida por el núcleo. Aunque el núcleo interno está a temperaturas de 4500 °C, se mantiene en estado sólido debido a la presión. El calor del núcleo interno se transmite al externo por *conducción* y genera **corrientes de convección**, que se acumulan en el nivel D y se transmiten por el manto.

Según nos acercamos al núcleo terrestre, la temperatura aumenta progresivamente, a esto se le llama **gradiente geotérmico**.

- El gradiente geotérmico medio para la corteza es de $1^{\circ}\text{C} / 33\text{m}$.
- El gradiente geotérmico mínimo es de $1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$.
- El gradiente geotérmico máximo es de $1^{\circ}\text{C} / 11\text{m}$.

Las ondas sísmicas no se propagan de igual manera en todo el globo terráqueo.

Cuando se produce un terremoto, las ondas sísmicas pueden viajar por el interior de la tierra y llegar a la parte opuesta del globo.

Cuando se produce una vibración en un foco cualquiera, los sismógrafos recogen unas ondas u otras según el lugar de la Tierra en que estén colocados.

- En latitudes mayores a los 103° se registran tanto ondas P como ondas S.
- En latitudes mayores de 142° solo encontramos ondas P.
- Entre los 103° y los 142° los sismógrafos no reciben ni ondas S, ni ondas P. A esta zona se le llama la **sombra sísmica**.

Esto se debe a que, como sabemos, las ondas S no pueden atravesar las zonas fluidas, mientras que las P sí puede. Aproximadamente a los 100° de distancia del foco, las ondas P y S comienzan a “tocar” los márgenes. Conforme van llegando a la zona del núcleo pierden intensidad, y las ondas S desaparecen. En el otro lado sólo se recogen ondas P, aunque algo debilitadas.

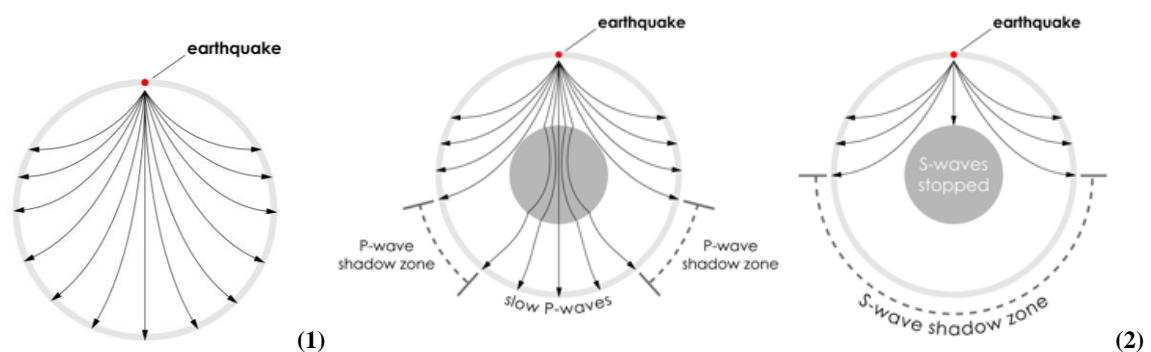


Fig. Propagación de las ondas sísmicas si la Tierra tuviera la misma composición (1) y zona de **sombra sísmica** (2).

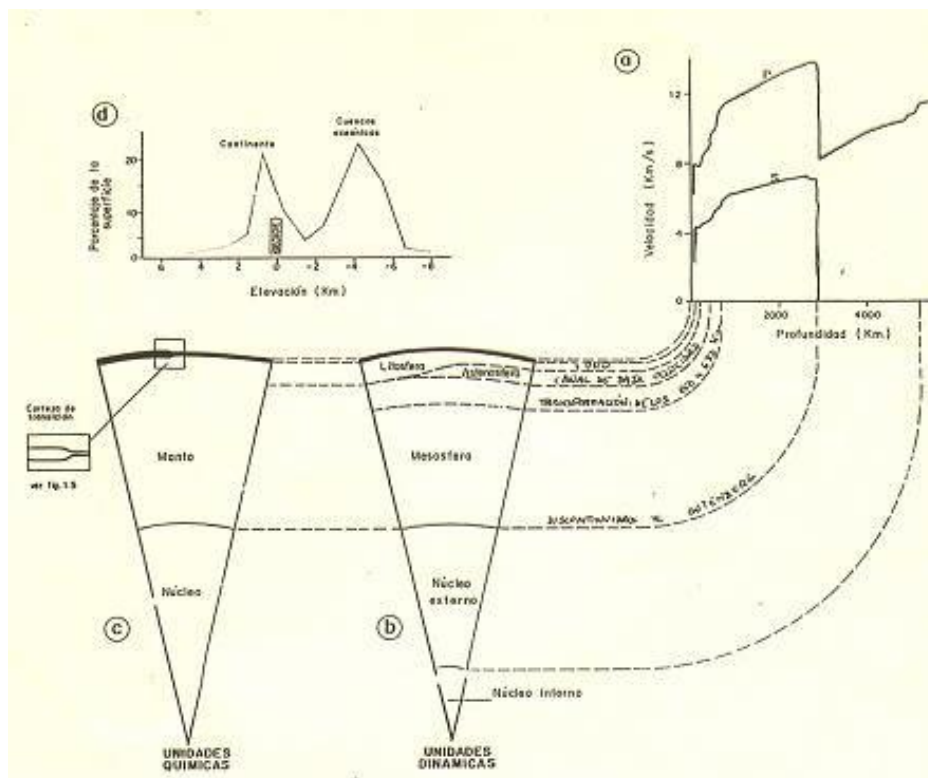
No obstante, el hecho de que se reciban ondas P en el otro extremo, nos induce a pensar que es sólido.

Distinta velocidad de propagación según la profundidad.

- Discontinuidad de Mohorovicic: Zona de transición entre la corteza y el manto superior. La velocidad de las ondas P y S aumenta rápidamente.
- Discontinuidad de Gutenberg: Zona de transición entre el manto inferior y el núcleo interno. La velocidad de ambas ondas desciende.

Por la diferencia de velocidad también encontramos discontinuidades secundarias que nos revelan una estructura, aún más precisa de la Tierra.

- A 670 km de profundidad el aumento de la velocidad en las ondas marca el límite entre el manto superior e inferior. A esta zona se la conoce como discontinuidad de Repetti
- A 5.510 km de profundidad aumenta la velocidad en las ondas P. Esto nos marca el límite entre el núcleo interno y externo, y corresponde a la discontinuidad de Lehman.



MODELO GEOSTÁTICO

Atendiendo a la composición química de sus materiales, distinguimos 3 capas: corteza, manto y núcleo

CORTEZA

Es la capa más fina de la geosfera. Recubre el globo terrestre con un espesor y una masa prácticamente despreciables frente a las capas anteriores. A pesar de ello, es la que conecta la atmósfera y la hidrosfera, y donde se asienta la biosfera, la zona en la habitan todos los seres vivos.

Su límite superior es la superficie del relieve y el límite inferior es la discontinuidad de Mohorovicic, a unos 10 Km. de profundidad bajo el fondo marino y entre 35-50 Km. bajo los continentes, que la separa del manto.

Corteza continental

Es ligera. Debido a su antigüedad se encuentra deformada y con una estructura compleja. En ocasiones se pueden distinguir dos niveles superpuestos, separados entre sí por la discontinuidad de Conrad.

- La **corteza continental superior** está formada por granitos y sus equivalentes metamórficos, son rocas ligeras de color claro. Este nivel tiene superpuesta de forma discontinua, una delgada cubierta sedimentaria.

- La **corteza continental superior** es mucho menos conocida y no siempre diferenciable de la anterior. Su composición parece semejante a la de la capa superior, solo que es más densa, debido a la intensa deformación dúctil sufrida en profanidad.

Corteza oceánica

Es más densa que la continental y mucho más joven puesto que se regenera continuamente. Tiene una estructura simple y uniforme. De arriba abajo se aprecian tres niveles:

- Nivel 1 -> **cobertura sedimentaria**, más desarrollada en los bordes continentales y prácticamente inexistentes en las zonas de la dorsal.

- Nivel 2 -> **basamento**, está formado por basaltos: rocas volcánicas densas y de color oscuro.

- Nivel 3 -> **capa oceánica**, está constituido por las equivalentes plutónicas de los basaltos del nivel 2, por lo que tienen una composición semejante.

MANTO. Representa casi el 70% de la masa total de la Tierra.

Está compuesta por **pteridotitas**, que son rocas de minerales silicatados, pobres en sílice pero ricos en hierro y magnesio. Las pteridotitas son frecuentes en afloramientos mantélicos que se dan en la corteza y en algunos meteoritos. Son estables hasta una profundidad de unos 400 Km.

- **Manto inferior** Muy viscoso pero no completamente sólido. En él existe cierta actividad convectiva, aunque moderada. En él se encuentra el nivel D (de 2.700 a 2.900km). Aquí se originan los **penachos térmicos**, que son flujos muy calientes que atraviesan todo el manto y generan importantes sucesos térmicos y volcánicos.

- **Manto superior** Canal de baja velocidad: a una profundidad de 100 km, las ondas sísmicas disminuyen su velocidad de propagación, debido a la menor rigidez de los materiales que lo componen.

NÚCLEO

El núcleo o **endosfera** es la parte más interna de la Tierra. Con un radio de 3.470 km y con temperaturas de entre 5.000º o 6.000 ºC, su **análisis** supone uno de los mayores retos de la geología.

Hoy día nos lo imaginamos en dos zonas, una **exterior** líquida (pues las ondas *P* disminuyen su velocidad de propagación y las *S* no se propagan) y una **interior**, que creemos que está formada por hierro y níquel en estado sólido (pues existe un campo magnético similar al que generan éstos materiales). Las últimas hipótesis apuntan hacia una probable proporción de azufre.