

# ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Por Luis López V.

## Introducción

La diferenciación química de la materia que afecta a la Tierra implica la formación de distintas capas:

- ➔ Materiales livianos son transportados hacia la superficie (formación de Corteza)
- ➔ Materiales pesados (Ni, Fe) se “hunden” (formación Núcleo)
- ➔ Los materiales que forman el manto se formaron desde los silicatos que no se hunden ni flotan.

Este resumen se concentra en entender el estado físico, composición química y mineralógica de las distintas capas que forman la Tierra.

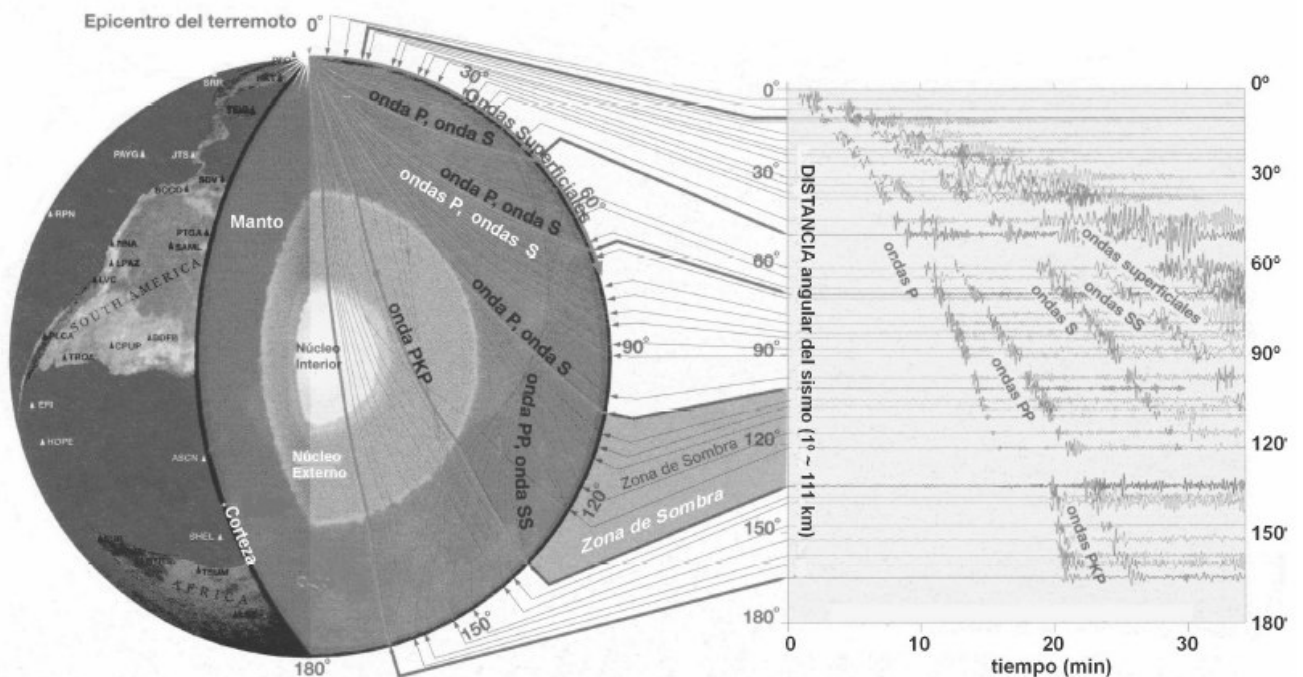


Figura 1. Modelo de la estructura interna de la Tierra definido por el estudio de la propagación de ondas sísmicas. El registro de la energía sobre la superficie de la tierra permite construir las tablas tiempo-trayecto de las cuales se ha inferido el modelo mostrado (Modificado de IRIS, <http://www.iris.edu/about/publications.htm>).

FASES SISMICAS	
SIMBOLOGIA	DEFINICION
P, S	Ondas longitudinales y transversales en el manto.
PP, PPP, SS, SSS, etc.	Ondas P y S reflejadas una, dos o más veces en la superficie de la Tierra.
PcP, ScS, PcP2, ScS2, etc	Ondas reflejadas una, dos o varias veces en la superficie del núcleo externo.
P' o PKP	Ondas refractadas en el núcleo externo. Presenta varias ramas.
SKS	Ondas transversales transformadas en ondas longitudinales por refracción dentro del núcleo y transformadas nuevamente en onda transversal es por refracción desde el núcleo a la superficie de la Tierra.
PKKP, SKKS, PKKKP, PmKP	Ondas longitudinales o transversales reflejadas una, dos o (m-1) veces en la superficie interior del núcleo externo.
P'P' o PKPPKP	Onda PKP reflejada en la superficie de la Tierra del lado opuesto al foco. Suele ser visible cuando la P' corresponde a la zona de la cáustica.
P'P'P'	Onda PKP reflejada dos veces en la superficie de la Tierra en dirección del arco mayor del círculo máximo.
LO o Lr	Ondas superficiales Love.
LK o Lq	Ondas superficiales Rayleigh

Tabla 1: Tipos de Ondas Sísmicas que se transmiten en el interior de la Tierra.

### Estructura química

Ante la imposibilidad de acceder directamente al interior de la Tierra, el estudio de su interior se hace por métodos indirectos, que consisten, básicamente, en medidas de características físicas del la Tierra en su conjunto.

Las capas terrestres son, de afuera a adentro

➔Corteza: es la capa más fina e irregular. Sólida. Su espesor varía desde 5 km bajo los fondos oceánicos hasta más de 70 km en algunos puntos de los continentes. Es la menos densa, formada por elementos químicos ligeros, como el oxígeno, carbono, silicio, etc. Su límite con la siguiente capa forma la discontinuidad de Mohorovicic.

➔Manto: más uniforme que la Corteza y mucho más grueso. Su límite se sitúa a 2900 km contado desde la superficie media (superficie del geoide). Se encuentra en estado sólido aunque tiene cierta plasticidad. Está compuesto por elementos más densos, como son el hierro y el magnesio, aunque también posee importantes cantidades de silicio, formando una roca característica denominada peridotita. Su límite con el Núcleo forma la discontinuidad de Gutenberg.

➔Núcleo externo: muy denso y en estado líquido, lo que sabemos porque las "ondas s" desaparecen a partir de él. Compuesto básicamente por hierro, níquel y azufre, similar a un tipo de material (roca) denominado troilita, encontrado en algunos meteoritos que han caído a

la Tierra (siderolitos) y cuyas propiedades físicas coinciden con las medidas para esta capa terrestre. Su límite, situado a 5100 km, se denomina discontinuidad de Wiechert.

→ Núcleo interno: la capa más densa de la Tierra. Suponemos que sólida y de carácter metálico. Predominan el hierro y el níquel. Forma la parte central del planeta.

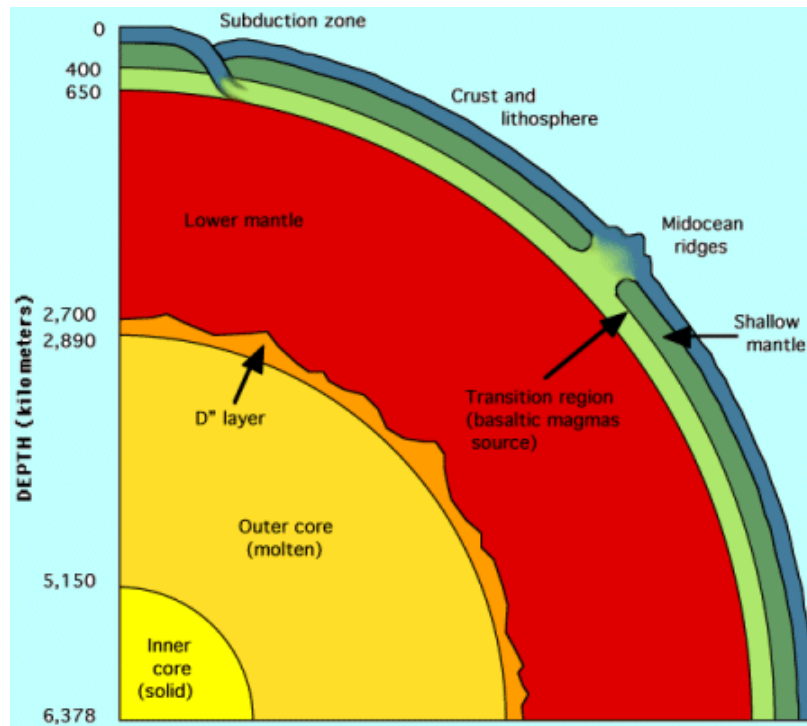


Figura 2: Estructura interna de la Tierra.

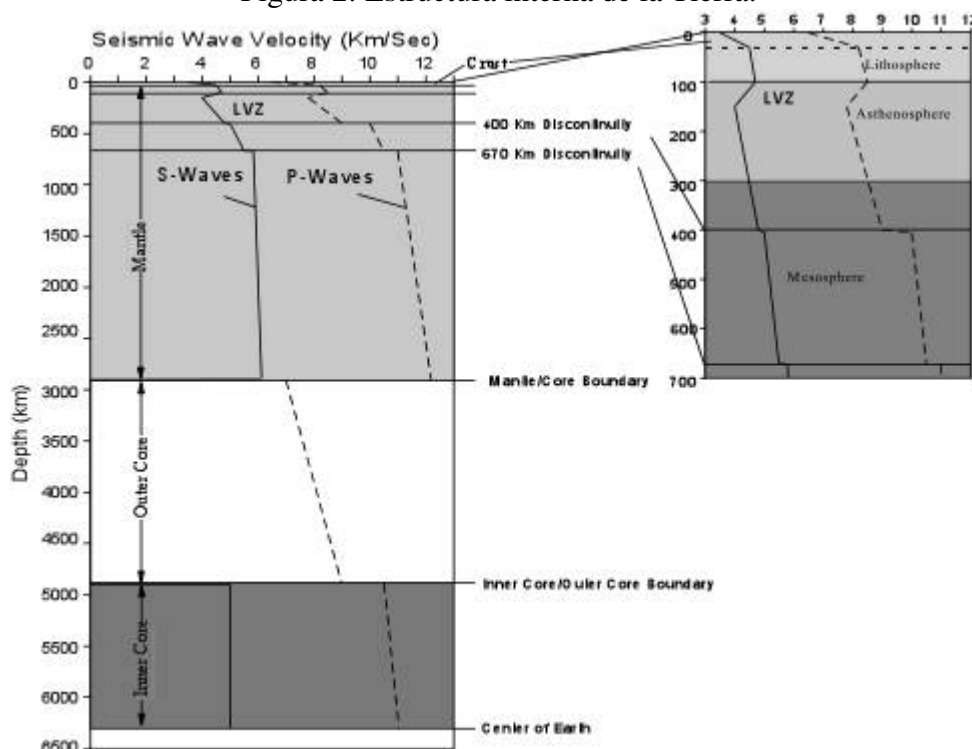


Figura 3: Estructura del Interior de la Tierra a partir de velocidades sísmicas.

Data on the Earth's Interior				
	Thickness (km)	Density (g/cm <sup>3</sup> )		Types of rock found
		Top	Bottom	
Crust	30	2.2 —	— 2.9	Silicic rocks. Andesite, basalt at base.
Upper mantle	720	3.4 —	— 4.4	Peridotite, eclogite, olivine, spinel, garnet, pyroxene. Perovskite, oxides.
Lower mantle	2,171	4.4 —	— 5.6	Magnesium and silicon oxides.
Outer core	2,259	9.9 —	— 12.2	Iron+oxygen, sulfur, nickel alloy.
Inner core	1,221	12.8 —	— 13.1	Iron+oxygen, sulfur, nickel alloy.
Total thickness	6,371			

Tabla 2: Resumen de la Estructura Interna de la Tierra.

### Estructura dinámica

Es una división del interior de la Tierra en capas no diferenciadas por su composición sino por su dinámica, manifestada por el comportamiento térmico.

Las capas dinámicas y su relación con las capas químicas son:

➔ **Litósfera:** es la capa más superficial, correspondiendo a la totalidad de la Corteza y la parte más superficial del manto (hasta unos 200 km de profundidad). Es totalmente rígida y en ella el calor interno se propaga por conducción.

➔ **Astenósfera:** la distribución de los máximos y mínimos del gradiente geotérmico sugiere una propagación del calor de forma convectiva, que se situaría precisamente en esta zona. A pesar de ser sólido el Manto, en esta zona, comprendida entre 200 y 800 km aproximadamente, un aumento de la plasticidad permitiría un flujo convectivo. A las corrientes de convección de la Astenosfera se les considera el auténtico motor de la dinámica interna de la Tierra.

➔ **Mesósfera:** formada por el resto del Manto. Actualmente se piensa que el transporte de calor por esta zona también es convectivo, solo que se trataría de una convección más lenta y "a larga distancia".

➔ **Endósfera:** es la fuente del calor interno. Corresponde al Núcleo terrestre.

# A NIVEL DINÁMICO

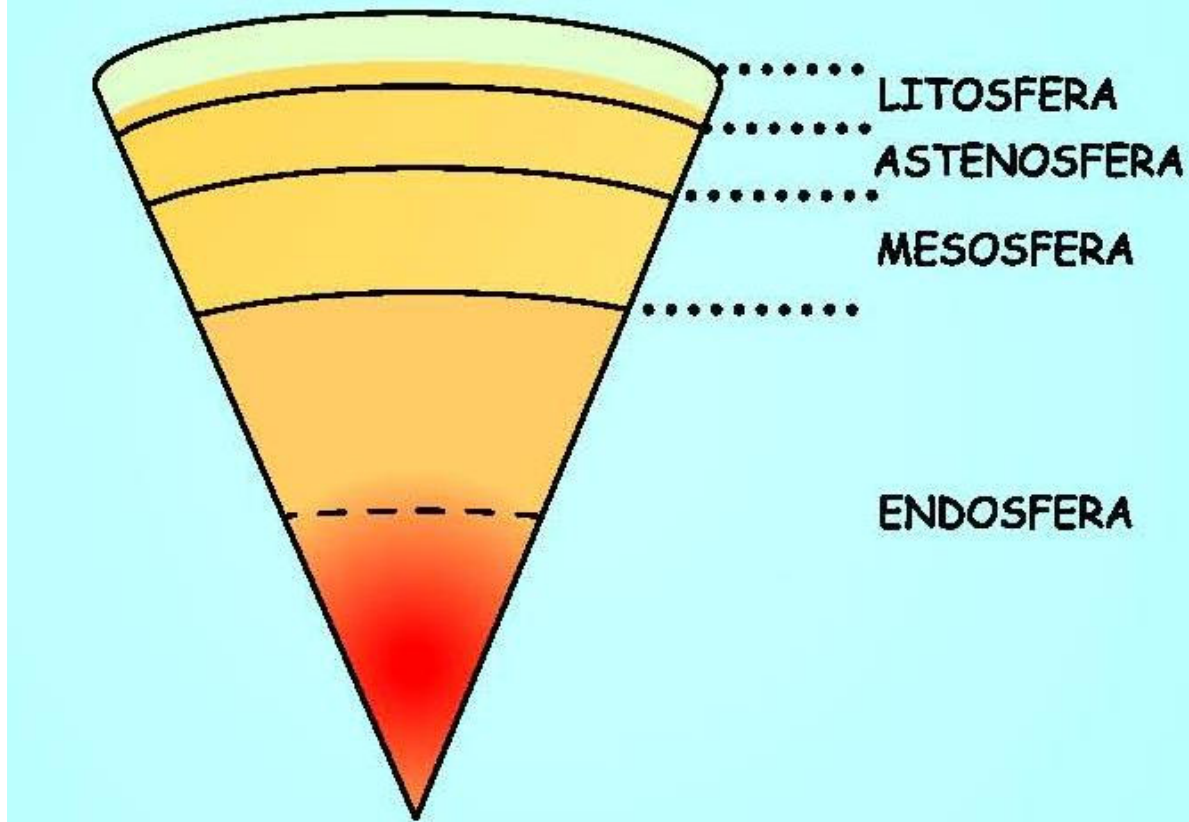


Figura 4: Estructura dinámica de la Tierra.

## LA CORTEZA

Parece bastante claro que la Tierra estuvo muy caliente durante "algún tiempo". Gran parte de la historia de nuestro planeta estaría asociada a procesos de enfriamiento. Durante este enfriamiento se producirían una serie de diferenciaciones químicas, según las propiedades de cada elemento o conjunto de elementos. En primer lugar, los metales más pesados tenderían a acumularse en el Núcleo, mientras que los elementos más ligeros irían hacia zonas más externas, con gran parte de los elementos volátiles en la atmósfera. La diferenciación entre la Corteza y el Manto (con unas composiciones químicas no demasiado diferentes), sería más lenta e intervendrían, además de la gravedad, la temperatura y la presión, otros factores como las reacciones entre los elementos volátiles de la atmósfera y los silicatos que se encontrarían en las zonas más superficiales. Todo ello habría de generar un sistema químico muy especial en el que empezarían a formarse nuevos materiales estables tan sólo en una pequeña zona del planeta y, al mismo tiempo, los materiales procedentes del interior que no "soportarían" estas condiciones tan peculiares, tendrían que evolucionar para adaptarse.

De esta forma, la química de la Corteza se iría diferenciando progresivamente de la del Manto y, naturalmente de la Tierra en su conjunto. La composición general de la Corteza, en los elementos más comunes, se ha estimado de forma reciente tal como aparece en la siguiente tabla y figura:

Composición química de la corteza terrestre							
O	45,40	Mg	2,80	P	0,11	S	0,03
Si	27,30	Na	2,30	Mn	0,11	C	0,02
Al	8,30	K	2,80	F	0,05	Cl	0,01
Fe	6,20	Ti	0,63	Ba	0,04	Cr	0,01
Ca	4,60	H	0,15	Sr	0,04	Ni	0,01
NOTA: Los datos son porcentajes en peso							

Tabla 3: Composición química de la Corteza.

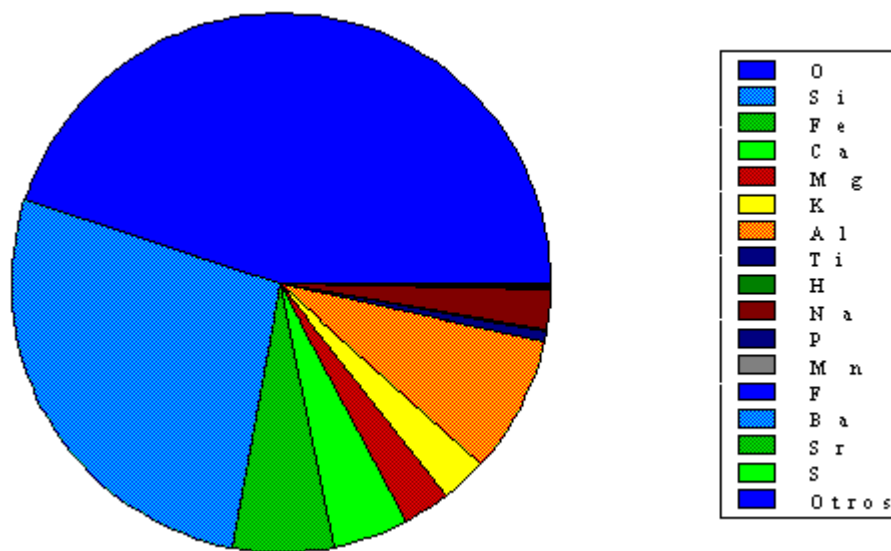


Figura 5: Composición química de la Corteza.

A la vista de estas composiciones, puede decirse que la Corteza se encuentra formada por compuestos oxigenados, fundamentalmente por silicatos (y aluminosilicatos) de Fe, Ca, Mg, Na y K. También son abundantes los óxidos como cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), hematite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), rutilo ( $\text{TiO}_2$ ), etc. No deben olvidarse otras oxisales, como los carbonatos, los sulfatos y los fosfatos, pero su importancia es mucho menor y su existencia se da a nivel muy superficial.

Si se compara la tabla anterior con la referente a la Composición Global de la Tierra de Mason, es interesante notar que tan sólo 8 elementos de la Corteza (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na y K) representan casi el 99% de su peso.

### Las Rocas en la Corteza

#### 1. En los continentes

- ➔ Elevación promedio: 1 km s.n.m.
- ➔ Rocas livianas, tienen baja densidad ( $2.7 \text{ g/cm}^3$ )
- ➔ Ricas en Sílice (Si), Aluminio (Al): SIAL (Siáfico)

## 2. En los océanos

- Elevación promedio: 5 km ( $\Rightarrow$  11 km ) bajo n. m.
- Rocas pesadas, alta densidad ( $3.0 \text{ g/cm}^3$ )
- Ricas en magnesio (Mg), Hierro (Fe): MgFe (Máfico)

### EL MANTO

El manto de la Tierra se puede considerar como una "cascara" sólida, la que separa el núcleo (metálico y parcialmente fundido) de la corteza. Se extiende hasta profundidades de 2900 km y representa el 83% del volumen de la Tierra y el 67% de su masa. Se subdivide en dos principales regiones (sísmicas) ampliamente concéntricas  $\rightarrow$  Manto superior y manto inferior, separados por una discontinuidad sísmica.

En el transcurso del tiempo geológico el manto superior a entrado en un proceso irreversible de diferenciación. Además la subducción de la litosfera oceánica provoca un reciclamiento del material a profundidades mínimas de 670 km (discontinuidad sísmica). Desafortunadamente el conocimiento de la estructura, propiedades físicas y composición química de las partes superiores del manto es limitado, debido a la imposibilidad de un acceso directo. Las ondas sísmicas nos dan información acerca de la densidad y de algunas propiedades físicas de los materiales del manto. El estudio de elementos mayores y trazas, geoquímica de isótopos de basaltos oceánicos, de materiales del manto arraigados en franjas plegadas y complejos ofiolíticos, y principalmente el estudio de xenolitos en basaltos alcalinos continentales - oceánicos y kimberlitas nos acercan al entendimiento de la química y mineralogía de esa zona.

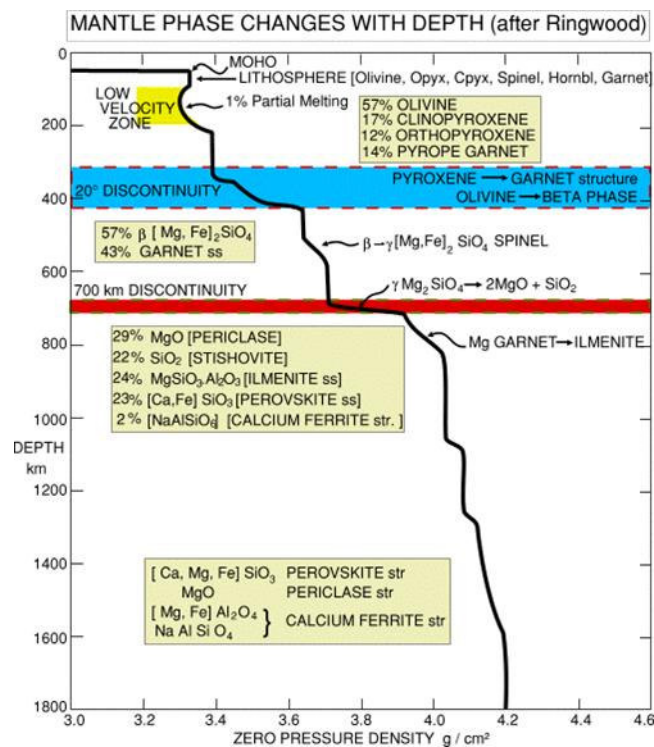


Figura 6: Composición mineralógica y cambios de fase del Manto.

## Las rocas en el Manto

En el manto la velocidad de las ondas sísmicas son coherentes con una composición de las rocas dada por: olivino, piroxeno y una fase aluminosa (Pg, Sp, Gt) –Peridotitas-

Además, la presencia de xenolitos peridotíticos incluidos en basaltos de rápido ascenso a través de la corteza representan un “muestreo” del manto original.

## Estado físico del Manto Superior

Datos sísmicos

Tipos de ondas:

Ondas P (primarias, compresional) y S (secundarias, ondas cortas).

P: se propagan a través de medios sólidos y líquidos.

S: se propagan solo por medios sólidos.

→ Se definen las principales regiones de la Tierra por sobre los 700 km (fig. 3.3).

El Manto Superior → va desde el MOHO hasta cerca de los 670 km e incluye la parte inferior de la litósfera. (50 a 150-200km; reacciona al estrés como un sólido frágil; las ondas sísmicas se propagan rápida y eficientemente; su límite inferior esta dado por una fuerte baja en la velocidad de las ondas sísmicas que puede corresponder a un límite isothermal (1200°C) de bajo de los océanos; el límite continental es más complicado de definir).

Astenósfera → desde la base de la litosfera hasta los 250 km; zona que fácilmente se deforma; zona donde ocurren movimientos convectivos.

## Variación de la temperatura según la profundidad dentro de la Tierra

No hay certeza sobre su variación detallada con la profundidad.

Depende: → De la distribución inicial de la temperatura en el recién formado planeta.

→ De la cantidad de calor generado subsecuentemente como una función de la profundidad y el tiempo.

→ Del proceso de formación del núcleo.

Gradiente termal: 20 - 40°C/km. No puede ser extrapolado por todo el manto.

Los autores se manejan con modelos indirectos para determinar las variaciones de la T con la profundidad. Los que se basan en combinaciones de:

→ Modelos de evolución termal de la Tierra, incluyendo varios modelos de formación del núcleo.

→ Contrastes impuestos por variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas, conductividad eléctrica, conductividad termal y otras propiedades físicas con la profundidad.

→ Modelos de redistribución de las fuentes del calor radioactivo en la Tierra por fusión parcial y procesos convectivos.

De estos modelos se obtiene una T para el límite núcleo - manto de 3000 + 500°C. La mayor fuente de calor surtida de la base de la corteza (el MOHO), se considera que deriva del decaimiento radioactivo del U, Th y K dentro del manto. El gradiente geotermal es esencial



para el entendimiento de los procesos de fusión parcial dentro del manto superior. El problema está en la naturaleza imprecisa de las técnicas de modelación involucradas, por lo que las geotermas solo definen límites anchos para estados tectónicos específicos.

### Convección dentro del manto

La teoría de tectónica de placas requiere de un sistema de fuerzas horizontales que pueda causar la colisión de placas y el quiebre de estas. Ello es posible a través de un mecanismo de CONVECCIÓN. En el manto la convección es principalmente termal, donde las variaciones en densidad son resultado de variaciones de temperatura. Los movimientos verticales de los materiales del manto provocan cambios en la distribución de la temperatura, en profundidad la temperatura se incrementa cuando el material caliente asciende y decrece cuando el material frío desciende. Estos movimientos cambian la forma de la geoterma de lugar en lugar y de tiempo en tiempo. Uno de los mayores puntos de debate, concerniente a la relación geométrica de la circulación convectiva del manto, es si la estructura densa del manto es responsable del conocimiento de las discontinuidades sísmicas (fig. 3.2).

El estudio de los basaltos oceánicos (MORB y OIB) también tiene implicancias relacionadas a la convección del manto. El origen del MORB está fuertemente deprimido de elementos incompatibles, probablemente como consecuencia de la extracción de material cortical continental durante el transcurso del tiempo geológico. En contraste, el origen del OIB está variablemente enriquecido en elementos incompatibles. En general, muchos de los modelos identifican el origen de la depresión del MORB con el manto superior y la porción enriquecida con el manto inferior, bajo la suposición de que la química y las franjas convectivas son paralelas a la densidad estructural del manto.

### Composición química y mineralógica del manto superior

Dado que no se pueden recuperar muestras directamente desde el manto superior de la Tierra, se confían en líneas indirectas para descifrar su composición química y mineralógica. Hay dos formas de acercarse a este problema:

→ El estudio de magmas basálticos terrestres, que parecen ser generados de la fusión parcial del manto superior.

→ El estudio de rocas ultramáficas que presumiblemente se generan en el manto y son expuestas en la superficie terrestre.

(Datos sísmicos y datos químicos de cuerpos extraterrestres proveen información adicional)

En general los basaltos antiguos y los actuales tienen una química similar, por lo que se presume que:

→ El material del manto debe ser capaz de producir magma basáltico por fusión parcial.

→ La composición del manto y la naturaleza de los procesos de fusión parcial no tienen cambios significativos en el tiempo geológico.

### Evidencias de xenolitos en kimberlitas y basaltos alcalinos

Xenolitos ultramáficos (que se presumen son derivados del manto) son extremadamente abundantes en kimberlitas, pero poco comunes en rocas basálticas (del grupo alcalino -> basalto — basanita — nefelina) de los ambientes de placa intra - oceánico e intra - continental. Las lavas alcalinas (del conjunto basalto - nefelina), se cree que son derivadas desde

profundidades menores del manto, en contraste con las kimberlitas y por lo tanto sus xenolitos internos reflejan rasgos un poco más profundos (manto superior).

Los xenolitos en Kimberlitas tienen diámetros entre 10 - 30 cm (casos de hasta 1 m, como por ejemplo la Lerzolita de granate (olivino — ortopiroxeno — clinopiroxeno — granate)

### Evidencias desde meteoritos

Para obtener una estimación de la composición de la Tierra como un todo, y por lo tanto de su núcleo y manto, es necesario contar con la evidencia química de cuerpos extraterrestres, incluyendo las estrellas, el Sol y meteoritos, asumiendo que tales cuerpos tienen una composición de su masa similar a la de la Tierra.

Hay 2 grupos principales de meteoritos: ➔ los meteoritos de hierro y los condritos (compuestos principalmente por minerales silicatados, además con proporciones variables de aleaciones metálicas y sulfuros de hierro. Sus abundancias relativas en elementos no volátiles (Mg, Si, Al, Ca, Fe), son similares a las del Sol y por lo tanto esto es argumentado de cómo su composición química puede ser usada para estimar la abundancia de los elementos en la Tierra. Un grupo específico de condritos (condritos carbonosos), ricos en C, H<sub>2</sub>O y trazas de elementos volátiles, tienen edades radiométricas de 4.6 Ga, y se presume que reflejan en forma general la composición inicial de la nebulosa solar y en parte de la Tierra primitiva. De tales cálculos es posible realizar las siguientes deducciones sobre la composición primordial del manto:

➔ Sobre el 90% del peso del manto esta compuesto de SiO<sub>2</sub> y FeO. Otros óxidos no exceden el 4%.

➔ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO y Na<sub>2</sub>O total 5-8%.

➔ Sobre el 98% del manto puede ser representado por estos 6 óxidos, con concentraciones de otros no-óxidos, cercanas al 0.6%.

Obviamente, hoy en día el manto presenta una pequeña diferencia en su composición la cual sufre una diferenciación irreversible a través del tiempo geológico la que se refleja en la corteza. Estas diferencias son insignificantes para los elementos mayores. La corteza representa menos del 1% de la masa de la Tierra, comparado con el 68% del manto. De todos los posibles ejemplos de materiales del manto relacionados con la corteza terrestre, solo las lerzolitas sirven para estimar la composición química del manto.

### Estudios experimentales en alta presión y temperatura

Estos proporcionan importante evidencia de la relación entre mineralogía de espínela y lerzolita de granate en rocas de igual composición química y entender así, las condiciones necesarias para el comienzo de la fusión parcial. Por ejemplo, el cambio en la secuencia del grupo de la lerzolita depende del aumento del gradiente geotermal.(fig. 3.14)

### Contenido de volátiles y estado de reducción

Estudios en lerzolitas provenientes del manto sugieren un bajo contenido en volátiles, lo que indicaría un manto más bien seco, lo cual no es correcto ya que la atmósfera y los océanos se generaron desde el manto. La presencia de minerales hidratados (flogopita y anfibolita) en xenolitos de lerzolita, confirma la presencia de agua en el manto (« 0.1%). Por otra parte,

cristales de olivinos y piroxenos de muestras del manto contienen inclusiones fluidas ricas en CO<sub>2</sub>, lo que es una evidencia de su presencia en el manto. Algunos autores piensan que en sus inicios el manto presentaba un estado reductor y que con el tiempo ha pasado a un estado más oxidante, resultando por ello una pérdida de hidrógeno y carbón. Si el manto presenta una "estratificación geoquímica" con una litosfera deprimida sobreyaciendo a una astenosfera más fértil, se puede pensar que los estados redox de ambas zonas son diferentes (fig. 3.15).

### Geoquímica isotópica

La evidencia de la composición isotópica del manto superior se basa en estudios de rocas volcánicas jóvenes, que se creen derivadas por fusión parcial directa de un manto lerzolítico, lo que es respaldado por un limitado grupo de datos geoquímicos en isótopos de xenolitos (lerzolita). La atención se concentra en rocas volcánicas oceánicas por tener una menor contaminación cortical. Las variaciones de isótopos como el Sr, Nd y Pb son consideradas por tener un mayor significado petrogenético.

### Heterogeneidad del manto

Aunque el manto es mineralógica y químicamente complejo, se considera que la composición predominante está dada por 4 fases de lerzolitas, en que la fase aluminosa cambia desde plagioclasa a espínela y a gránate con el incremento de la presión. La introducción (metasomática) de minerales tales como la anfíbola, flogopita, apatito, esfero, perovskita y carbonato parecen ser comunes, y es posible que el manto previamente deprimido por un evento mayor de extracción de magma puede volver a enriquecerse por la adición de fluidos ricos en elementos incompatibles o por fusión parcial. Los procesos de convección tienden a homogeneizar las diferencias en el sub - litosférico manto superior. En contraste, la rígida litosfera parece preservar todas las heterogeneidades impuestas desde que fue formada. Esto es particularmente importante con respecto a la evolución de la litosfera continental, que pudo estar mecánicamente enganchada a la superposición cortical en largos períodos de tiempo geológico (> 1-2 Ga).

## PROCESOS DE FUSIÓN PARCIAL EN EL MANTO

### Estado normal del manto

La fig. 3.19 muestra el solidus de la lerzolita seca, la curva de presión - temperatura marcando las mínimas condiciones necesarias para el inicio de la fusión parcial. También se muestran las típicas geotermas de la corteza oceánica y los escudos. Estas diferencias son notorias a niveles superficiales, pero convergen hacia el gradiente adiabático con profundidades grandes (> 150 km). De aquí se puede deducir que las condiciones normales del manto bajo los continentes y océanos deben ser las de un sólido, esto sí bajo condiciones totalmente secas, debido a que la geoterma nunca intersecta al solidus. Con la adición de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, se provoca una baja en la curva del solidus, provocando pequeños porcentajes de fusión parcial en el manto a profundidades entre 100 y 250 km.

### Diferentes tipos de fusión parcial

→ Fusión en equilibrio: la fusión parcial genera continuas reacciones (en equilibrio) con el residuo cristalino hasta el momento de la segregación. Sobre este punto el resto de la composición del sistema permanece constante.

→ Fusión fraccionada: la fusión parcial es continuamente removida del sistema tan pronto se forma, por lo que ninguna reacción con el residuo es posible. Para este tipo de fusión parcial el resto de la composición del sistema cambia continuamente.

Un objetivo primario del esfuerzo de comprensión de la naturaleza de los procesos de fusión parcial en el manto es para explicar la diversidad de las aparentes composiciones primarias de los magmas expulsados a la superficie terrestre. Para conocer la influencia de los mecanismos de fusión parcial sobre la composición química de los líquidos resultantes, es necesario estudiar las fases en equilibrio de sistemas ternarios y cuaternarios, los que pueden considerarse para analogías con el manto (sistema forsterita-diopsido-enstatita).

### Modelos complejos de fusión parcial y el rol de las fases accesorias

El equilibrio del grupo de ecuaciones de fusión parcial descritas para sistemas ternarios y cuaternarios, bastan para ser usadas en la modelación de la distribución de elementos trazas en rocas ígneas con bajos factores de enriquecimiento de REE. Sin embargo, las ecuaciones aparentemente tienen serias limitaciones para ser aplicadas en muestras con fuerte enriquecimiento de REE livianas, como son las kimberlitas, nefelinas y los basaltos alcalinos. La introducción de elementos incompatibles enriqueciendo fases accesorias, tales como anfíbol, biotita, apatita y esfeno, pueden ser necesarios para la generación de este tipo de magmas. Existen otras ecuaciones más complejas para modelos de fusión parcial en la literatura.

### ¿Qué causa la fusión parcial en el manto?

La fig. 3.25 el intervalo de fusión de una típica lerzolita. En el solidus aparecen las primeras trazas de fusión parcial, mientras que en el liquidus el sistema está completamente fundido. El intervalo entre el solidus y el liquidus puede ser trazado por el grado de fusión, como se muestra en el diagrama. El grado de fusión necesario para generar el espectro de magmas basálticos es entre un 5 - 30%. Para lograr tales grados de fusión la geoterma debe intersectar la traza de un 5 - 30% de fusión de la lerzolita. Hay varias formas de lograr esto:

- Perturbaciones termales anómalas de la geoterma.
- Bajas del solidus (y liquidus) por suma de volátiles al sistema.
- Descompresión adiabática (fundido liberado por presión) del manto lerzolítico.

Todos estos mecanismos son posibles, pero el más probable es el último, en la generación de grandes volúmenes de magma, como por ejemplo en las dorsales oceánicas, en centros de extensión de tras arco y como en algunos centros volcánico de intra placa. En ambientes de zonas de subducción el principal "gatillo" de la fusión parcial puede ser una baja del solidus del manto por la adición de volátiles desde la corteza oceánica subductada.

### Segregación y ascenso del magma

Durante los estados iniciales de la fusión parcial, el fundido puede formar una red interconectada dentro de la matriz cristalina. Casi todos los estados en la génesis del magma son influenciados en algún grado por el contraste de densidad entre los líquidos silicatados y los residuos cristalinos. La fig. 3.30 nos muestra el contraste de densidad entre líquidos basálticos y el grupo principal de minerales del manto, en función de la presión. Así con el aumento de la profundidad de una cierta región que provoca fusión parcial, se observa un pequeño contraste de densidad entre el fundido y el residuo. Como el rango de densidad se aproxima a cero la segregación del fundido puede incrementarse con dificultad. Esto sugiere que esto puede ser una aproximación natural al límite desde cuan profundos pueden ser derivados los magmas basálticos húmedos.

Fundidos generados a grandes profundidades, en regiones de mínimo contraste de densidad, pueden permanecer en aquellas regiones. Esto puede explicarse por que regiones del manto permanecen constantes desde tiempos geológicos.

Durante el ascenso por flujo en los poros, la matriz es deformada y compactada. La extracción de fundido es controlada por la razón de deformación de la matriz y también puede ser controlada por su permeabilidad y la viscosidad del fundido. McKenzie ha demostrado que en fundidos fraccionados sobre un 10%, las velocidades alcanzan a 1 m/año. Nicolas (1987) sugiere que en fracciones menores a 7% un fundido es estable y por sobre este nivel se inicia la extracción de fundido desde el sistema. El flujo entre poros en la extracción de fundido es un estado particularmente importante con respecto a las características químicas del magma, por que el fundido está en contacto con la matriz desde comienza a fluir y puede por lo tanto reaccionar químicamente con ella.

### EL NÚCLEO

Los principales elementos constitutivos del núcleo terrestre son dos metales: hierro y níquel.

A partir del límite marcado por la discontinuidad de Gutenberg, la densidad experimenta un súbito aumento, desde 6 a 10 kg/dm<sup>3</sup>, aproximadamente. Por otra parte, la velocidad de las ondas sísmicas primarias experimenta un rápido descenso —se pasa de 13 km/s a 8 km/s—, al tiempo que no se registra propagación de ondas secundarias hasta profundidades de 5.080 km.

En este último punto, conocido como discontinuidad de Lehmann, la velocidad de las ondas primarias vuelve a incrementarse, situándose en torno a los 14 km/s en el centro del globo terrestre.

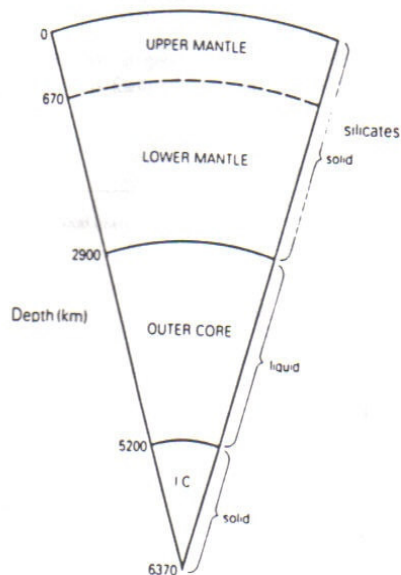
Existe un núcleo superior y un núcleo inferior; el primero, con ausencia de ondas secundarias, aparece fundido, mientras que el segundo se encuentra en estado sólido.

A la presión extrema del núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de alrededor de 11 g/cm<sup>3</sup> y se aproxima a 14 veces la densidad del agua en el centro de la Tierra. El núcleo interno y el externo son muy similares desde el punto de vista de su composición; su división se basa en sus diferentes estados. El núcleo externo es líquido capaz de fluir. El núcleo interno, a pesar de su temperatura más elevada, se comporta como un sólido.

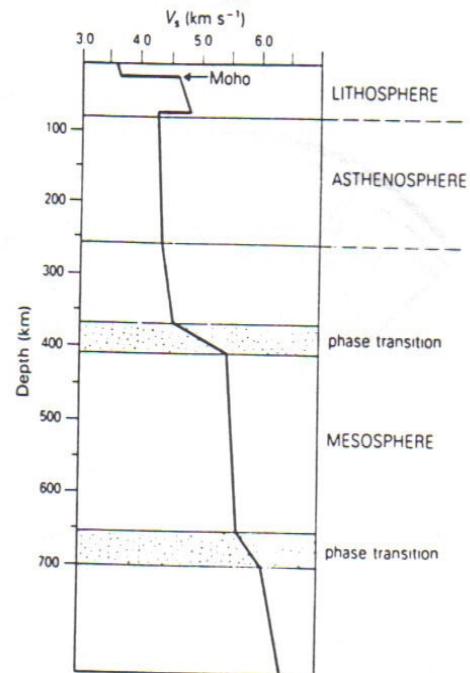
➔ Núcleo externo: muy denso y en estado líquido, lo que sabemos porque las "ondas s" desaparecen a partir de él. Compuesto básicamente por hierro, níquel y azufre, similar a un tipo de material (roca) denominado troilita, encontrado en algunos meteoritos que han caído a la Tierra (siderolitos) y cuyas propiedades físicas coinciden con las medidas para esta capa terrestre. Su límite, situado a 5100 km, se denomina discontinuidad de Wiechert.

➔ Núcleo interno: la capa más densa de la Tierra. Suponemos que sólida y de carácter metálico. Predominan el hierro y el níquel. Forma la parte central del planeta.

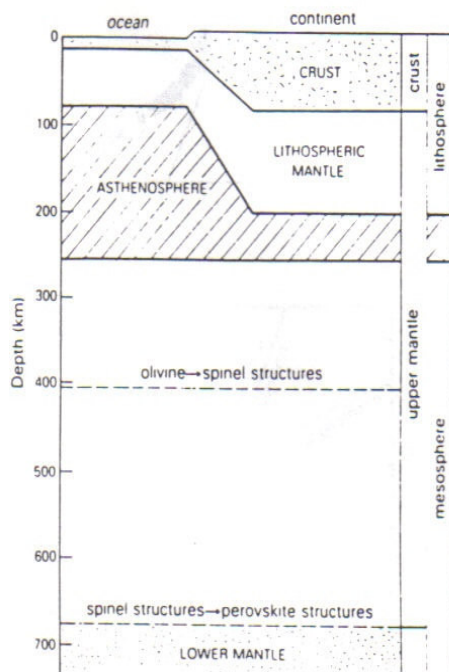
# Partial melting processes in the Earth's upper mantle



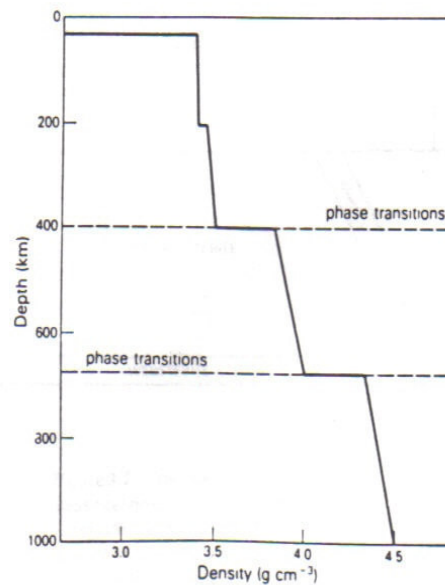
**Figure 3.1** A sector through the Earth, showing its layered structure. I. C. = inner core.



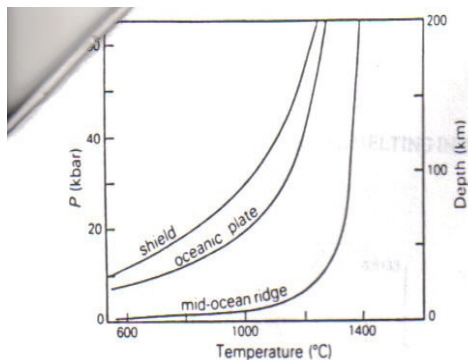
**Figure 3.2** The structure of the outermost 700 km of the Earth, showing the variation of S-wave velocity ( $V_s$ ) with depth. Stippled bands represent major velocity changes associated with high-pressure phase transitions.



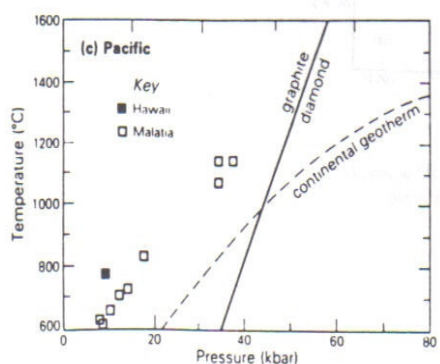
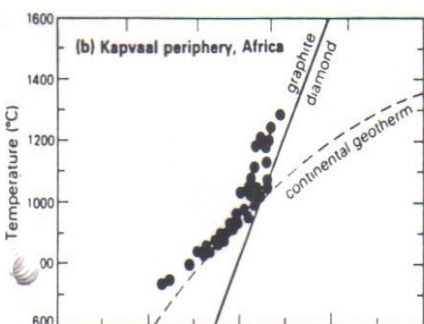
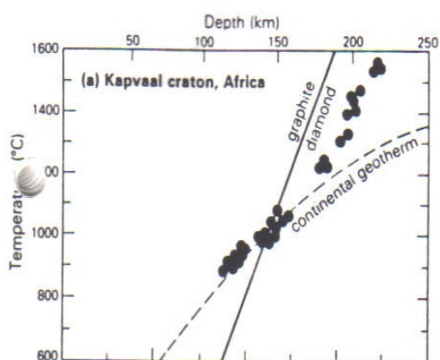
**Figure 3.3** The major regions of the upper 700 km of the Earth.



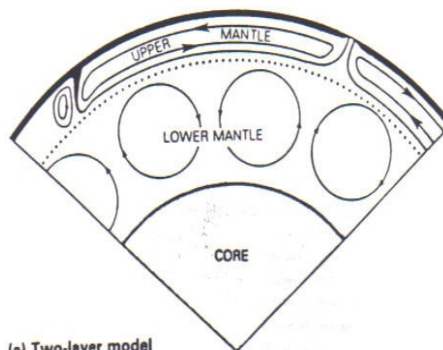
**Figure 3.4** Density distribution in the outer 1000 km of the Earth (after Dziewonski & Anderson 1981).



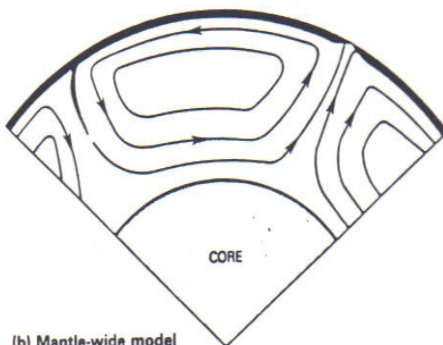
**Figure 3.5** Variations in geothermal gradient within the upper 200 km of the Earth (after Wyllie 1981, Fig 1).



**Figure 3.9** Calculated equilibration pressures and temperatures for garnite lherzolite xenoliths from kimberlites (after Finnerty & Boyd 1987, Figs 197, 198 & 200). The continental geotherm is from Pollack & Chapman (1977)

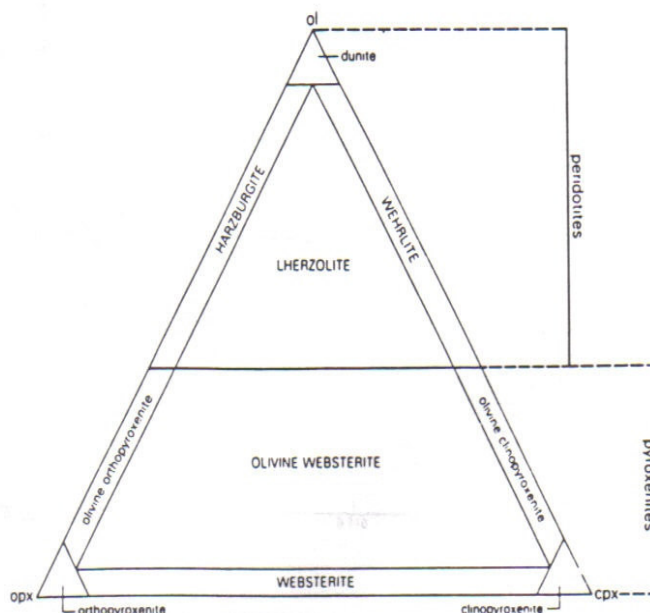


**(a) Two-layer model**



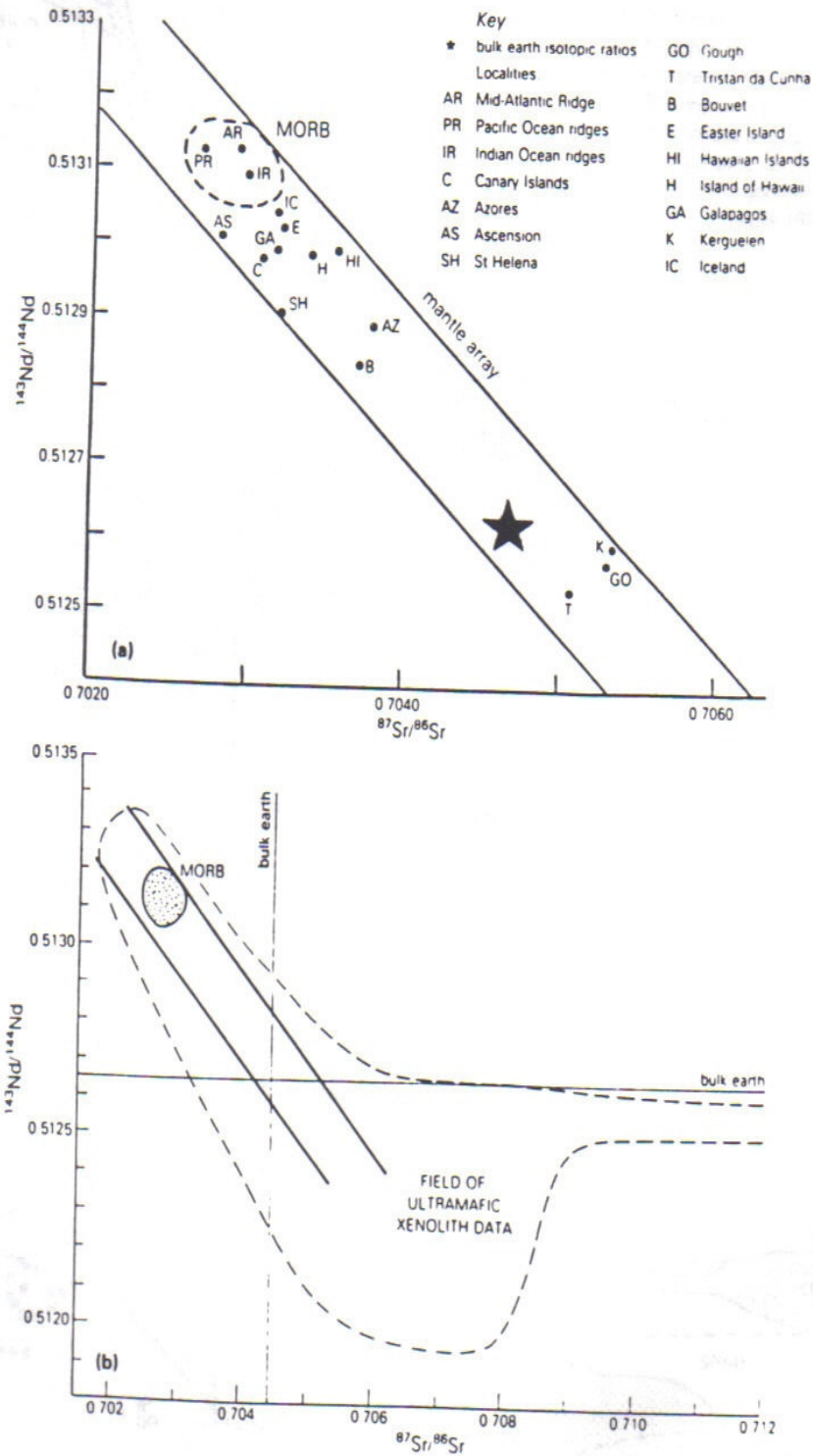
**(b) Mantle-wide model**

**Figure 3.6** Models of convection in the mantle (after Basaltic Volcanism Study Project 1981).

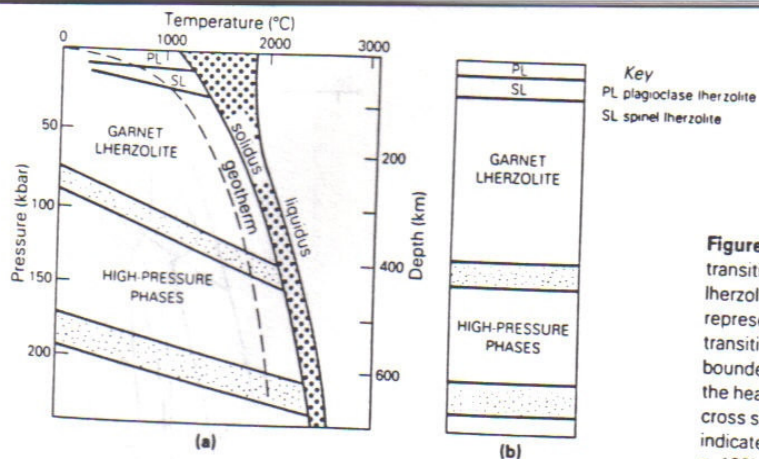


**Figure 3.7** The modal classification of ultramafic rocks. Within the peridotite field the addition of spinel or garnet to the assemblage yields the following additional rock types: garnite lherzolite – garnite harzburgite, and spinel lherzolite – spinel harzburgite (after Harte 1983)

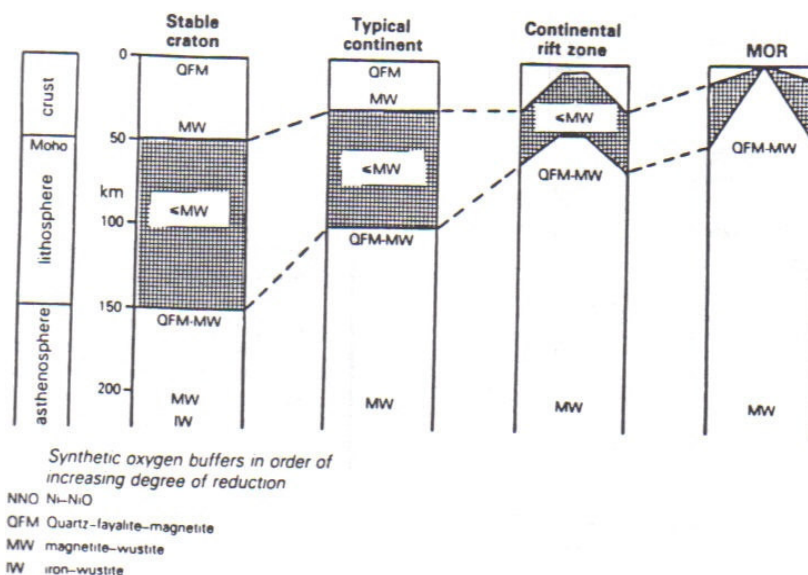




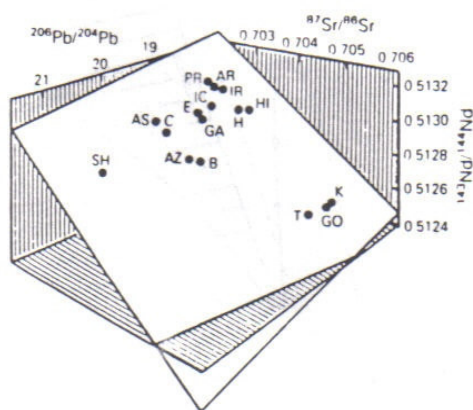
**Figure 3.16**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for (a) basalts from oceanic islands and mid-oceanic ridges (data from Zindler *et al* 1982), and (b) ultramafic xenoliths from the subcontinental lithosphere (data from Menzies 1983)



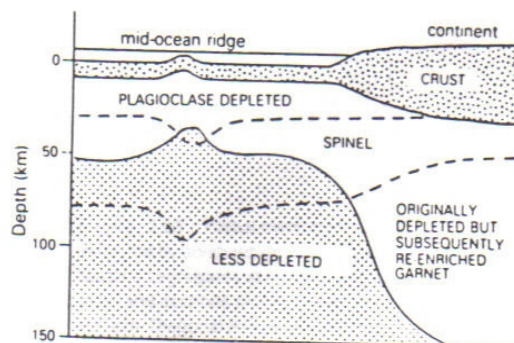
**Figure 3.14** (a) Subsolidus phase transitions in anhydrous mantle lherzolite. The lightly stippled bands represent high-pressure phase transitions. The region of partial melting, bounded by the solidus and liquidus, is the heavily stippled band. (b) Mantle cross section along the geotherm indicated in (a). (After Wyllie 1981, Fig 2, p. 133).



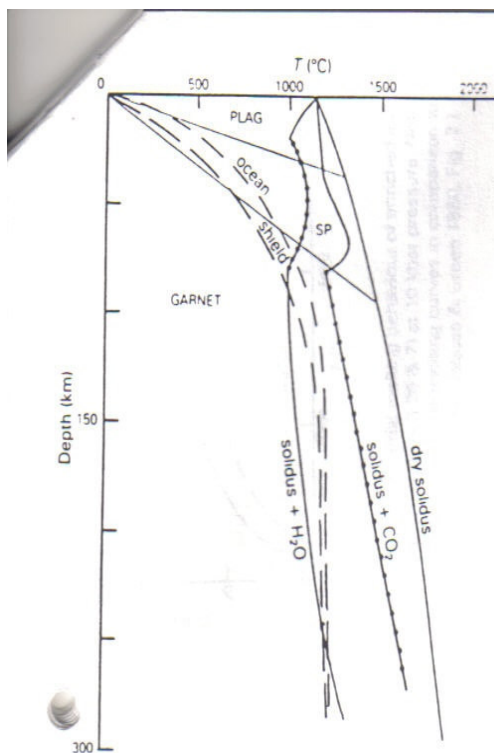
**Figure 3.15** Redox state of the crust and mantle (after Haggerty & Tompkins 1983).



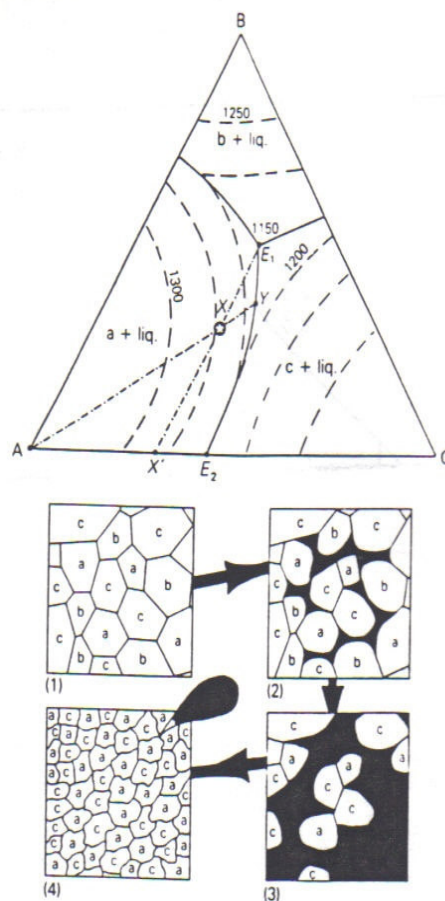
**Figure 3.17** Three-dimensional plot of average  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{141}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for basalts from oceanic islands and mid-ocean ridges, showing the best-fit plane to the data, localities as in Figure 3.16 (after Zindler *et al.* 1982, Fig. 2)



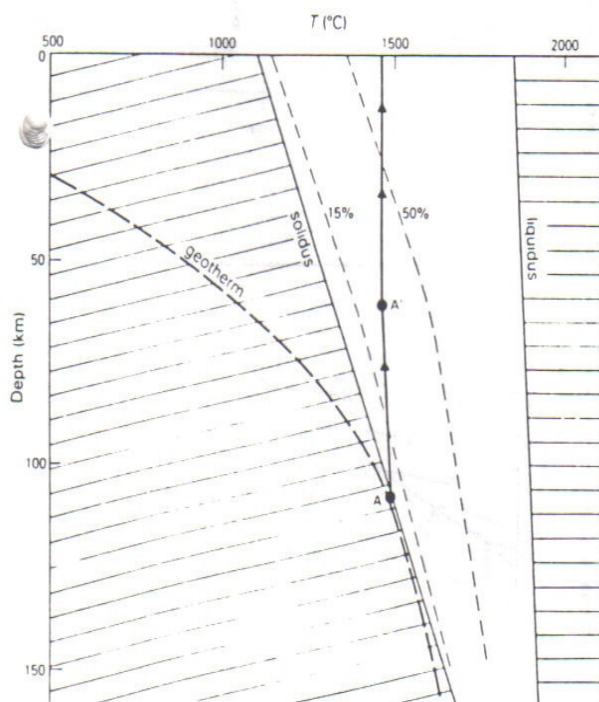
**Figure 3.18** Schematic cross section through the top 150 km of mantle beneath oceanic and continental regions, ignoring the complications of a subduction zone (after Brown & Mussett 1981, Fig 7.10, p.122)



**Figure 3.19** Minimum conditions necessary for partial melting of mantle lherzolite under anhydrous conditions and in the presence of small amounts of  $H_2O$  (<0.4%) and  $CO_2$  (<5 wt %). The dotted segments of the solidus are those along which a free vapor phase does not exist, all the  $H_2O$  and  $CO_2$  being contained in amphibole and carbonate respectively. The intersection of the geothermal gradients — with the water present solidus may account for the low-velocity zone (after Wyllie 1981, Fig. 3).

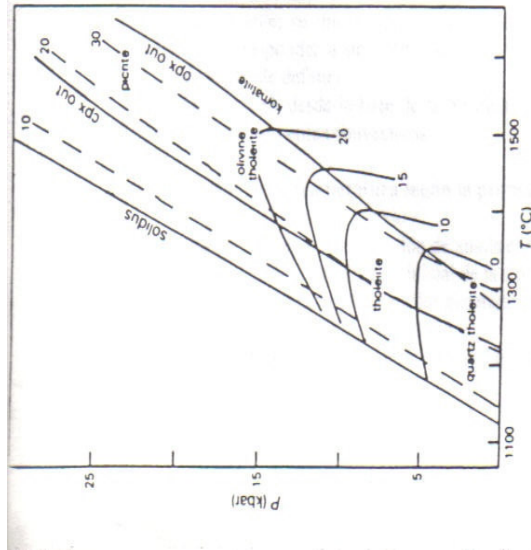


**Figure 3.20** Partial fusion in a model ternary system A-B-C, in which the solid phases a, b and c are pure A, B and C respectively (after Barker 1983, Fig. 7.1, p 125): (1) Appearance of bulk composition X at a temperature below that of the ternary eutectic  $E_1$ , i.e. the subsolidus assemblage. (2) Partial fusion has begun to produce liquid (black) with a composition  $E_1$  at those points where the three phases a, b and c are in mutual contact. (3) More advanced melting, still at  $E_1$ , at the point at which all of the phase b is used up. (4) Liquid escapes as b is consumed, leaving a crystalline residue of a and c of bulk composition  $X'$ . This residue will only be able to melt further if the temperature is raised to that of the binary eutectic  $E_2$ .

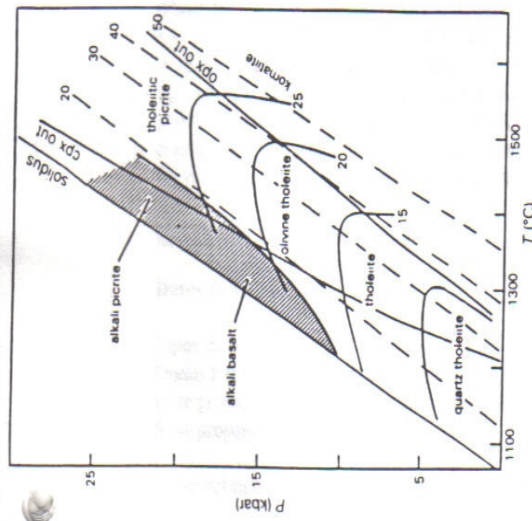


**Figure 3.25** Partial melting of mantle lherzolite by adiabatic decompression. Magma segregates at A' (20% partial melt) and ascends rapidly towards the surface. Diagonal shading marks the subsolidus field and horizontal shading the completely molten field (which can never be achieved under present geothermal gradients). The interval between the solidus and the liquidus is contoured for the degree of melting.

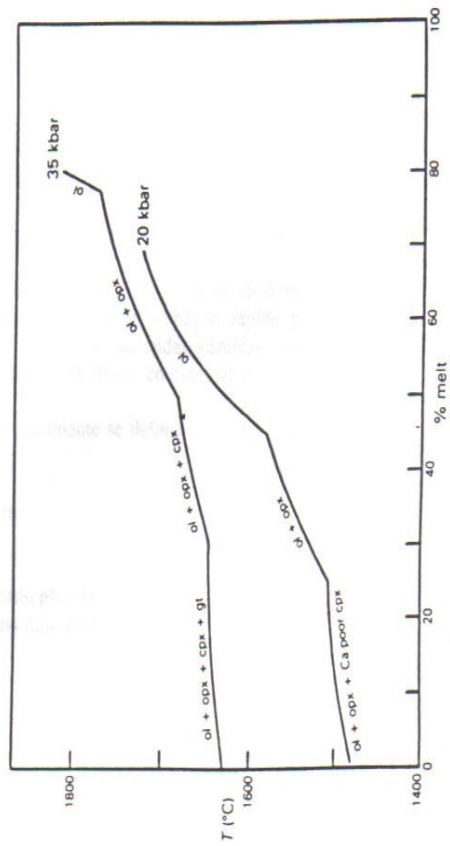




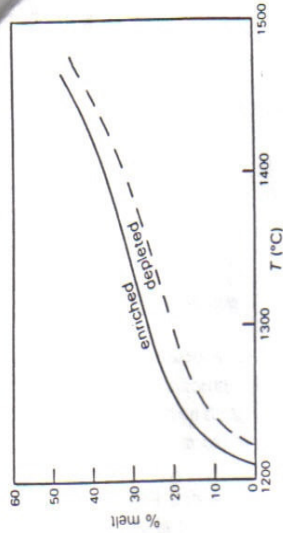
**Figure 3.26** Experimentally determined partial melting characteristics of a depleted mantle source. Solid lines are partial melting contours for 10, 20 and 30% partial melting. Cpx-out and opx-out lines mark the degree of melting at which cpx and opx respectively are completely consumed into the melt. The strongly curved contours indicate the normative content of olivine in the melt (after Jaques & Green 1980).



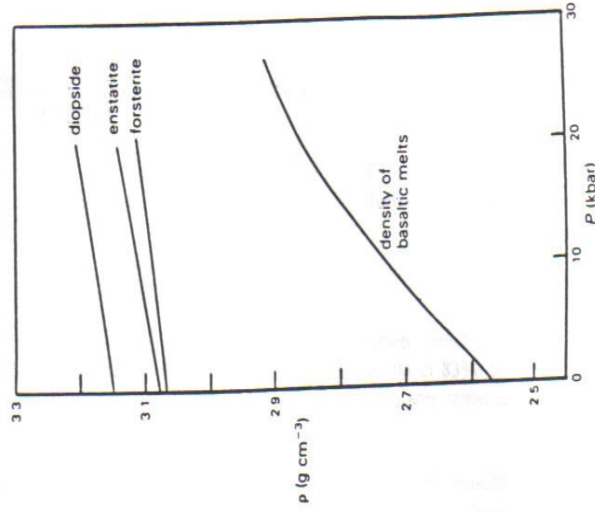
**Figure 3.27** Experimentally determined partial melting characteristics of an enriched source. Solid lines are partial melting contours for 20, 30, 40 and 50% partial melting. The shaded area represents the conditions necessary for the generation of alkalic basalts. Other symbols as Figure 3.26 (after Jaques & Green 1980).



**Figure 3.28** Batch partial melting behaviour of a natural fertile tholeiite at 20 and 35 kbar. The phases marked on each segment of the curve indicate the mineral assemblages coexisting with liquid. Note the segmented nature of the melting curve which might be considered analogous to that shown for the model ternary system in Figure 3.21 (after Mysen & Kushiro 1977, Fig 3, p 848).

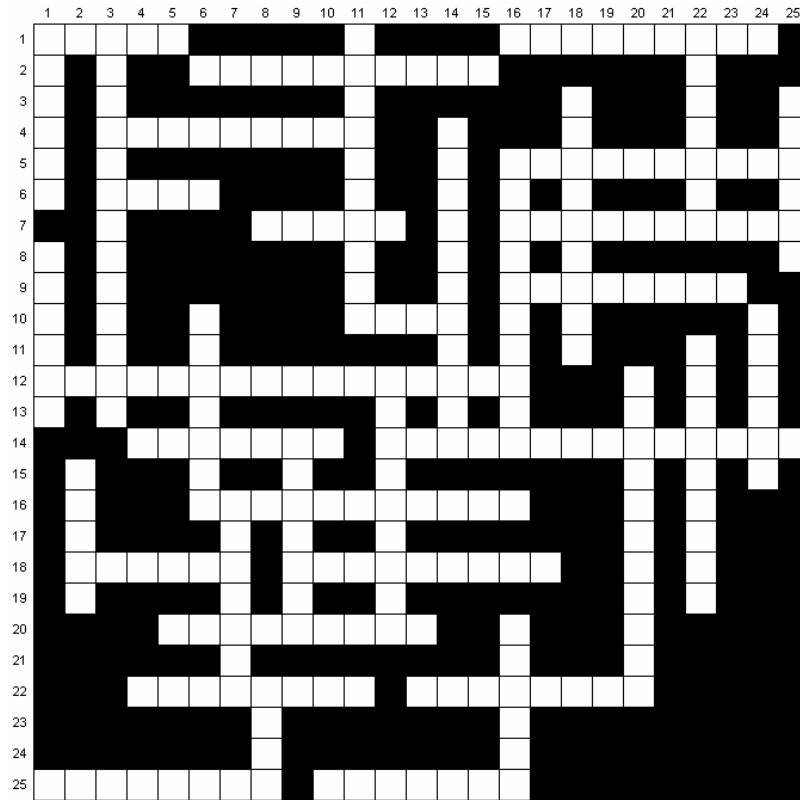


**Figure 3.29** Batch partial melting behaviour of enriched and depleted tholeiites (Figs 3.26 & 7) at 10 kbar pressure. Note the smooth character of the melting curves in comparison to that shown in Fig. 3.28 (after Jaques & Green 1980, Fig. 2.).



**Figure 3.30** Variation of the density of basaltic magma and the major mantle minerals as a function of pressure (after Stöpler *et al.* 1981, Fig 3, p. 6265).

## Estructura interna de la Tierra



### HORIZONTALES.

- 1.1.- Movimiento brusco de la corteza terrestre. 1.16.- Según el modelo dinámico corresponde a la capa exterior sólida de la Tierra.
- 2.6.- Basándonos en la composición química de la Tierra para la comprensión de su estructura interna se ha generado el modelo de diferenciación...
- 4.3.- Es el lugar de la superficie terrestre donde se producen los mayores daños y que se sitúa encima del foco del terremoto.
- 5.16.- Es un gráfico que representa las ondas producidas por el terremoto.
- 6.3.- Sinónimo de hipocentro. Lugar interno de la corteza en el que se produce la fractura del terremoto.
- 7.8.- Tras la fractura los labios de la falla resbalan a lo largo del XXXXX de falla. 7.16.- Es la ciencia que estudia los terremotos.
- 9.16.- Es la corteza más densa sobre la que flota la corteza continental.
- 10.11.- La energía produce una vibración que conocemos como...
- 12.1.- Tipo de onda que para transmitirse no necesita atravesar la materia y por tanto puede transmitirse por el vacío (luz, radio, etc.)
- 14.4.- Junto con Lehman comparte el nombre de la discontinuidad que separa núcleo externo e interno. 14.12.- Variación brusca en la velocidad de las ondas sísmicas que delata un cambio de capa en el interior de la Tierra.
- 16.6.- Capa plástica que según el modelo dinámico se mueve y rompe la corteza en placas.
- 18.2.- El plano de falla divide a la falla en dos... 18.9 Discontinuidad situada a 2900 Km de profundidad que separa manto y núcleo.
- 20.5.- Las ondas sísmicas que se transmiten más rápidamente y son captadas antes en los sismógrafos son las...
- 22.4.- Se basa en el funcionamiento del interior de la Tierra, es el modelo... 22.13.- Tipo de

onda que necesita la materia para transmitirse (sísmica, acústica)

25.1.- Metal que abunda en los silicatos del manto y que le produce una mayor densidad que a la corteza. 25.10.- Es la zona del núcleo que es sólida y más interna se llama núcleo...

## VERTICALES

1.1.- Cuando se produce un terremoto hay una zona en forma de cinturón a la que no llegan las ondas, se llama cinturón de... 1.8.- Metal que forma parte del núcleo terrestre.

2.15.- Es una fractura de la corteza seguida de desplazamiento.

3.1.- Ondas sísmicas responsables de los efectos desastrosos de los terremotos.

6.10.- Parte externa de la Tierra según el modelo de diferenciación geoquímica

7.16.- Tipo de onda material que producen los terremotos.

8.22.- Abreviatura de la discontinuidad que separa la corteza del manto (2 primeras sílabas) situada a 30 km de profundidad.

9.14.- Al atravesar el espacio produce las vibraciones llamadas ondas.

11.1.- Punto de fractura situado debajo del epicentro.

12.12.- Según el modelo dinámico de la estructura interna de la Tierra es la parte más interna.

14.4.- Ondas sísmicas que se registran en segundo lugar en los sismógrafos y que no pueden atravesar los líquidos.

16.5.- Aparato que capta y dibuja las ondas sísmicas. 16.20.- Metal denso que forma parte en estado puro del núcleo terrestre y de los silicatos del manto.

18.3.- Según el modelo dinámico de la estructura interna de la Tierra es la parte media.

20.12.- Capa de la corteza más ligera que flota sobre la corteza oceánica.

22.1.- Las ondas secundarias no lo atraviesan por eso decimos de él que es líquido. Se trata del núcleo... 22.11.- Se trata de sales formadas por silicio, oxígeno y metales que son muy abundantes en la corteza y el manto terrestre.

24.10.- Comparte con Wiecher el nombre de la discontinuidad que separa núcleo externo e interno.

25.3.- Debido a la energía interna de la Tierra la litosfera se encuentra partida en trozos llamados...