
ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS Y SUS RECURSOS NATURALES ASOCIADOS

**MÓDULO 1. LAS ROCAS ENDÓGENAS
Y LA TECTÓNICA GLOBAL**

1. Las rocas endógenas y la tectónica global
 - 1.1 La Tierra y su interior
 - 1.1.1 El origen de la Tierra y su diferenciación
 - 1.1.2 La estructura y composición de la Tierra
 - 1.2 La tectónica de placas y la dinámica terrestre
 - 1.2.1 La tectónica de placas
 - 1.2.2 Límites divergentes o constructivos
 - 1.2.3 Límites convergentes o destructivos
 - 1.2.4 Límites transformantes o conservativos
 - 1.3 Bibliografía y referencias

1. LAS ROCAS ENDÓGENAS Y LA TECTÓNICA GLOBAL

1.1 La Tierra y su interior

1.1.1 *El origen de la Tierra y su diferenciación*

La Tierra es uno de los 8 planetas incluidos dentro del Sistema Solar, y más concretamente, el tercero más cercano en la órbita del Sol.

El planeta Tierra es un geoide (esfera achatada por los polos en la cual todos los puntos presentan la misma atracción terrestre) de radio aproximado 6.371 km (radio polar de 6357 km y radio ecuatorial de 6378 km), superficie de 510.000.000 km² y masa de 5.98×10^{24} kg, con una densidad media aproximada de 5.52 g/cm³. Dado que la mayor parte de la Tierra está cubierta por agua (2/3 de su área total), la única información directa que se puede obtener sobre su composición es a través de los afloramientos en superficie y por estudios geotécnicos.

La Geología es la ciencia que se encarga del estudio y caracterización de la Tierra, así como de los procesos naturales que en ella acontecen. La Petrología y Geoquímica son dos ramas de la Geología que se ocupan del estudio de las rocas, incluyendo sus propiedades físico-químicas, su edad (geocronología) y su génesis. Sin embargo, se han desarrollado diversas técnicas indirectas para conocer la composición y dinámica terrestre tanto por debajo de los mares y océanos como en su interior, rama de la Geología denominada Geofísica. Gracias a todos estos métodos de investigación se han podido conocer los materiales procedentes del interior terrestre (rocas endógenas), así como la edad de formación de la Tierra, datándose su origen a unos 4500 M.a (edad de meteoritos condritas), su composición y su comportamiento.

El origen de la Tierra se explica a partir de dos teorías mayoritarias, ambas involucrando la acreción de materia solar indiferenciada de tamaño centimétrico a hectométrico (planetesimales), a partir de la Nébula Solar Primitiva compuesta por partículas sólidas de elementos condensados (Fig. 1):

- Acreción homogénea o en equilibrio de planetesimales en frío (Fig. 1A), a un ritmo lento comparado con el ritmo de enfriamiento de la Nébula Solar Primitiva, de tal manera que existiría un equilibrio químico local entre el planeta en acreción y el polvo o gas que se condensase (Nébula Solar Primitiva). Posteriormente, una vez completado el proceso de condensación, el protoplaneta se iría diferenciando y separando geoquímicamente la densidad de sus elementos formando una estructura en capas (núcleo, manto y corteza).
- Acreción heterogénea (Fig 1B), abogando por la acreción de planetesimales en distintas etapas y temperaturas, debido al enfriamiento rápido de la Nébula Solar Primitiva con respecto al ritmo de acreción planetaria, de tal manera que se formarían condensados estratificados de mayores a menores temperaturas (formando separadamente el núcleo, manto y corteza terrestres), por lo que el planeta estaría dividido en capas sin necesidad de una diferenciación química (ya que habría una diferenciación geoquímica desde el momento de la acreción), aunque es posible que aconteciese algún tipo de reorganización geoquímica posterior. Únicamente las capas más externas estarían en equilibrio con la Nébula Solar Primitiva.

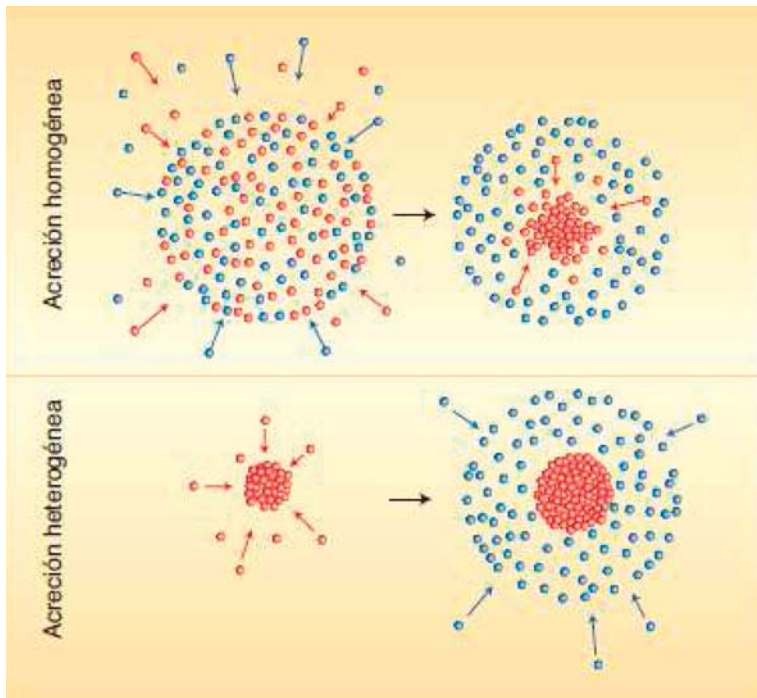


Figura 1. Modelos de formación de la Tierra. A) Acreción homogénea o en equilibrio: los materiales más densos (rojo) y menos densos (azul) se acrecerían y condensarían en equilibrio químico de manera simultánea. Posteriormente, se produciría la Diferenciación Geoquímica Primaria. B) Acreción heterogénea: los materiales más densos y a mayor temperatura (rojo) se acrecerían en primer lugar (núcleo); posteriormente, se acrecerían los materiales más ligeros y fríos (azul), formando una estructura estratificada en capas sin ninguna diferenciación.

Actualmente existe una unanimidad científica de aceptar que todos los planetas del Sistema Solar se formaron al mismo tiempo y por el proceso de acreción homogénea. Dado que la edad del Sol se ha calculado en torno a 5000 M.a. y los datos geocronológicos de meteoritos estiman una edad de entre 4600 y 4500 M.a., el proceso de acreción tendría lugar a una edad similar, puesto que tanto el Sol como los planetas se formarían a partir de la misma nube original (nebulosa). Una vez que estos elementos fueron acrecidos en equilibrio, se produciría una pérdida de elementos gaseosos, tales como el criptón (Kr) y el xenón (Xe). Esto explicaría la alta abundancia de estos gases en el Cosmos con respecto a su concentración en la Tierra.

La energía cinética procedente del movimiento y colisión de las partículas, y la energía procedente de la desintegración nuclear de sus elementos radioactivos provocarían un aumento de temperatura del planeta. El aumento de tamaño y volumen del protoplaneta Tierra, junto con el consiguiente aumento de atracción gravitatoria, permitirían la retención del calor interno y favorecería una separación química de los elementos pesados y ligeros (diferenciación primordial), por los que los elementos más densos se irían hundiendo hacia el interior del protoplaneta, mientras que los más ligeros quedarían en niveles más superiores. Este proceso se denomina Diferenciación Geoquímica Primaria de la Tierra, y pudo tener lugar durante los primeros 1000 M.a. de la historia terrestre (Fig. 2).

El hecho de encontrar rocas graníticas (tonalitas a granodioritas) de 3750 – 3700 M.a. intruyendo rocas sedimentarias metamorfozadas (~3800 M.a.), a su vez intruidas por diques básicos de 3600, 3400 y 3100 M.a., en West Greenland sugiere un paso marcado por la acreción y diferenciación geoquímica primaria a un estadio influenciado por tectónica de placas y magmatismo activo, con las consecuentes diferenciaciones secundarias (ver Nutman y Bridwater, 1986). De esta manera, al cabo de millones de años, el planeta Tierra se habría diferenciado y dividido en tres grandes fases, metálica (núcleo interno), sulfurada (núcleo externo y manto inferior), y silicatada (manto superior y corteza). Dicha diferenciación ha ido progresando lentamente hasta nuestro tiempo actual mediante Diferenciaciones Geoquímicas Secundarias (Fig. 2).

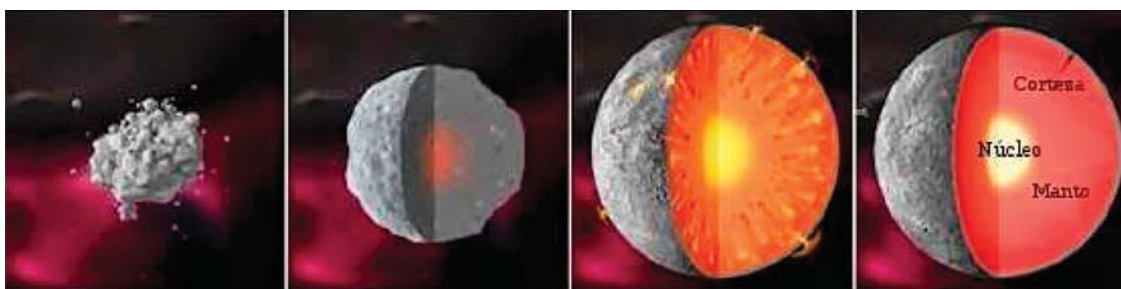


Figura 2. Modelos de acreción homogénea y Diferenciación Geoquímica Primaria, que dieron lugar a la actual estructura interna del planeta Tierra a partir de progresivas Diferenciaciones Geoquímicas Secundarias.

La atmósfera terrestre se formaría a partir de reacciones de desgasificación asociadas al proceso de diferenciación geoquímica. Así, la atmósfera primitiva estaría compuesta por H, He, N, Ne, H₂O, CO₂, NH₃ y CH₄, algunos de los cuales escaparían de la atracción gravitatoria (Ne, H y He) o se disociarían en otros elementos (H, O₂) para conformar una protoatmósfera densa y una protohidrosfera caliente (~ 40°C) y reductora.

La existencia de una corteza terrestre (compuesta mayoritariamente por amplias masas continentales de rocas ígneas) con atmósfera e hidrosfera primitiva, junto con el continuo proceso de diferenciación y movimiento de placas, daría lugar a procesos geológicos similares a los actuales, tales como fenómenos de meteorización, sedimentación y metamorfismo, y tras el tiempo (≥1000 M.a.), al desarrollo de la vida mediante posibles reacciones orgánicas en un sistema propicio para ello (esto es, con una atmósfera e hidrosfera primitivas).

Los distintos elementos químicos de la Tierra se irían distribuyendo progresivamente de acuerdo con las condiciones termodinámicas y según su afinidad geoquímica por la fase metálica (elementos siderófilos), sulfurada (elementos calcófilos), silicatada (elementos litófilos), acuosa (hidrófilos) o gaseosa (atmófilos), configurando la estructura actual del planeta (Fig. 3).

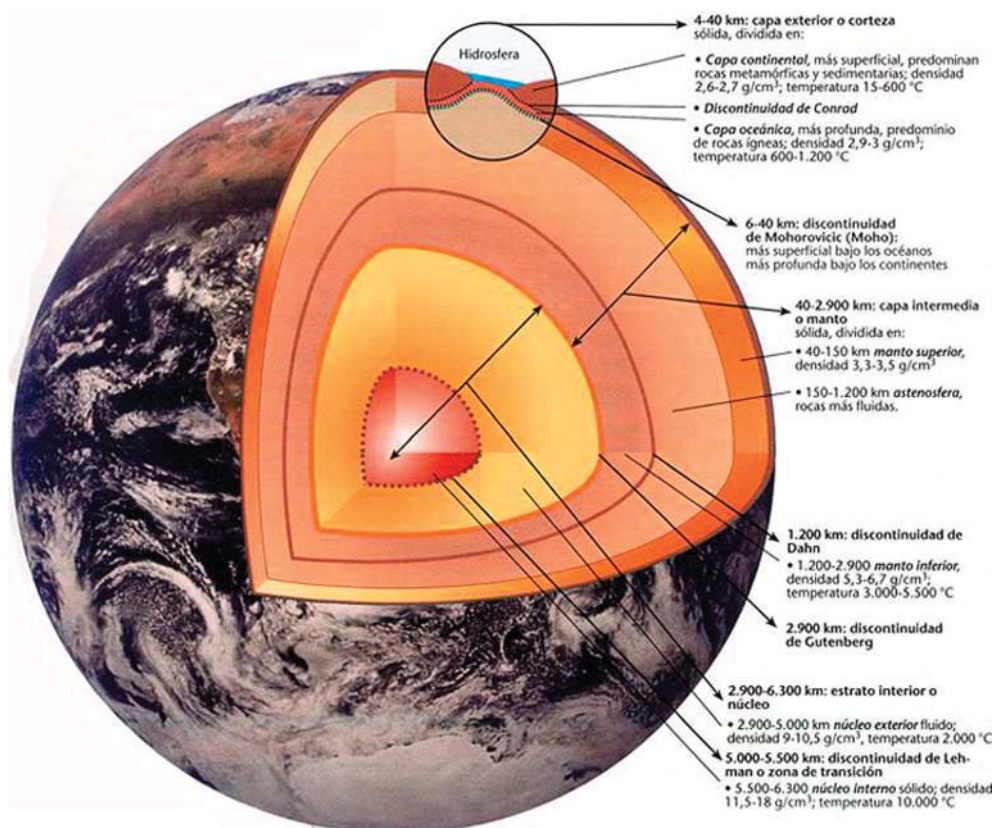


Figura 3. Esquema de la estructura interna de la Tierra, mostrando su división en las principales capas: núcleo (interno y externo), manto y corteza, y sus límites entre ellas (discontinuidades).

1.1.2 La estructura y composición de la Tierra

Dado que el acceso directo al interior terrestre es limitado (hasta una profundidad de unos 3600 m en las minas más profundas de Sudáfrica y hasta 12 km de profundidad en sondeos excepcionales en la península de Kola), la estructura interna de la Tierra se ha podido conocer gracias al estudio de las ondas sísmicas producidas a través de grandes sismos o terremotos (sismología) y de explosiones controladas (métodos sísmicos).

La energía liberada desde el foco del terremoto (hipocentro) se propaga como ondas elásticas (vibraciones) por el interior del planeta. Estas ondas son medidas con la ayuda de sismógrafos, los cuales determinan la amplitud de las ondas en un rango de frecuencia y orientación determinado. La velocidad de propagación de las ondas sísmicas depende de la naturaleza del medio que atraviesan. Por ello, el estudio de las velocidades de propagación y trayectorias de las ondas sísmicas, junto con las refracciones y reflexiones producidas en profundidad, no sólo permite inferir la estructura del interior terrestre, si no también conocer su estado y

composición. Además, la distinta velocidad de cada tipo de onda se utiliza para determinar la localización del foco del terremoto (superficial o profundo).

Las ondas sísmicas pueden ser internas (ondas P y S), las cuales se propagan por el interior de la Tierra y son las que proporcionan la información en profundidad, o superficiales (ondas R y L), que se transportan en superficie a menor velocidad que las interiores, y son las responsables de generar grandes catástrofes naturales. Los tipos de ondas sísmicas y sus características se detallan a continuación (Fig. 4):

Ondas internas: también llamadas ondas de cuerpo o volumen, sus velocidades están directamente relacionadas con la densidad del medio por el que se propagan. Se distinguen dos tipos:

- **Ondas P:** Son las ondas más rápidas (P = primarias) y, por tanto, las primeras en registrarse en los sismógrafos. Estas ondas atraviesan todos los materiales terrestres de manera longitudinal o compresional, produciendo la vibración de las partículas materiales (comprimiendo o dilatándolas) según la dirección de propagación (Fig. 4). Las ondas P se registran hasta un ángulo de 103° y a partir de 143° desde el punto de su generación (Fig. 5). El área comprendida entre esos ángulos se denomina zona o cono de sombra (Fig. 5), en la cual sólo se detectan ondas débiles que son difractadas sobre la superficie del núcleo y en la base del manto (capa D''); (Fig. 5). A partir de 143° , se detectan ondas P con tiempo anómalo (lentas), las cuales perdieron velocidad al atravesar el núcleo (la densidad de las rocas internas incide directamente en la velocidad de las ondas; a medida que aumenta la presión con la profundidad las fases minerales tienen celdas con empaquetamientos más densos y, por tanto, más difíciles de atravesar por vibración).
- **Ondas S:** Son ondas transversales, más lentas que las anteriores (aproximadamente a una velocidad 1.73 veces menor que las ondas P; S = secundarias) aunque con mayor amplitud (más fuertes), que producen la vibración de las partículas materiales perpendicularmente (90°) con respecto a la dirección de propagación (Fig. 4). Estas ondas tienen la peculiaridad que únicamente se propagan en sustancias sólidas, dado que los líquidos no llegan a soportar esfuerzos de corte (se registran hasta un ángulo de 103° desde el foco del sismo, ya que no se propagan por el núcleo externo; Fig. 5).

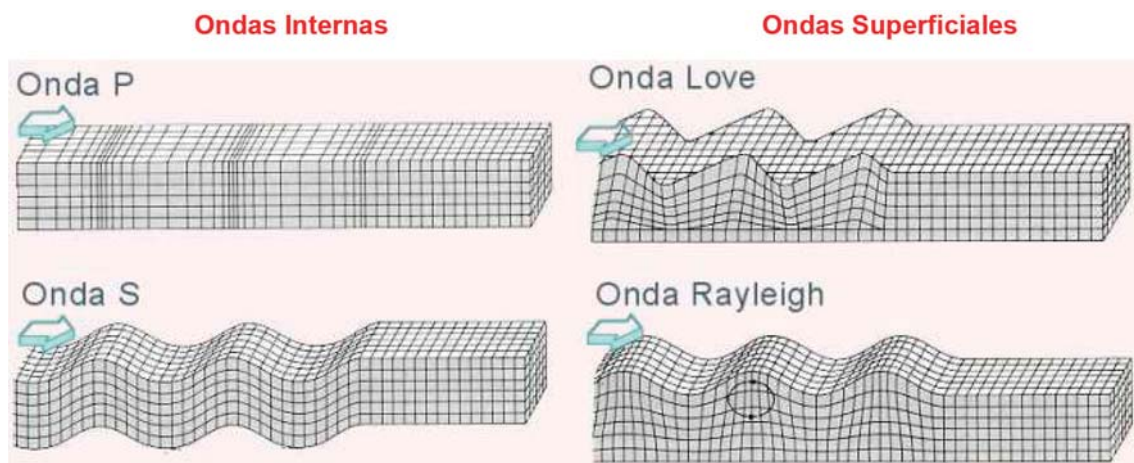


Figura 4. Tipos de ondas sísmicas internas (ondas P y S) y superficiales (ondas Love y Rayleigh), mostrando su forma de propagación en la materia.

Ondas superficiales: son ondas dispersivas, cuya velocidad varía con la frecuencia, generadas por la interferencia de las ondas internas (interacción de ondas P y S en distintas direcciones). Estas ondas se desplazan de manera superficial alrededor de la Tierra, produciendo grandes daños estructurales a raíz de su movimiento (son las más destructivas). Su amplitud en superficie es máxima, mientras que es nula a grandes profundidades.

Estas ondas permiten estimar el momento sísmico, el mecanismo focal y la profundidad del foco de los terremotos. Se distinguen básicamente dos tipos de ondas superficiales, dependiendo del tipo de movimiento en la dirección de propagación:

- **Ondas L (Love):** Su movimiento es perpendicular a la dirección de propagación. Son ondas de cizalla que oscilan en el plano horizontal (no se registran en los sensores verticales) y se originan en la inter-

fase de dos medios con propiedades mecánicas diferentes (medios de menor y mayor rigidez, medios elásticos estratificados, o presencia de vacío). La amplitud de las mismas decrece con la profundidad.

- **Ondas R (Rayleigh):** Su movimiento es elíptico en el plano y dirección de propagación de la onda (Fig. 4). Generan un movimiento de las partículas retrógrado (movimiento contrario a la dirección de propagación). Estas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, decreciendo exponencialmente con la profundidad.

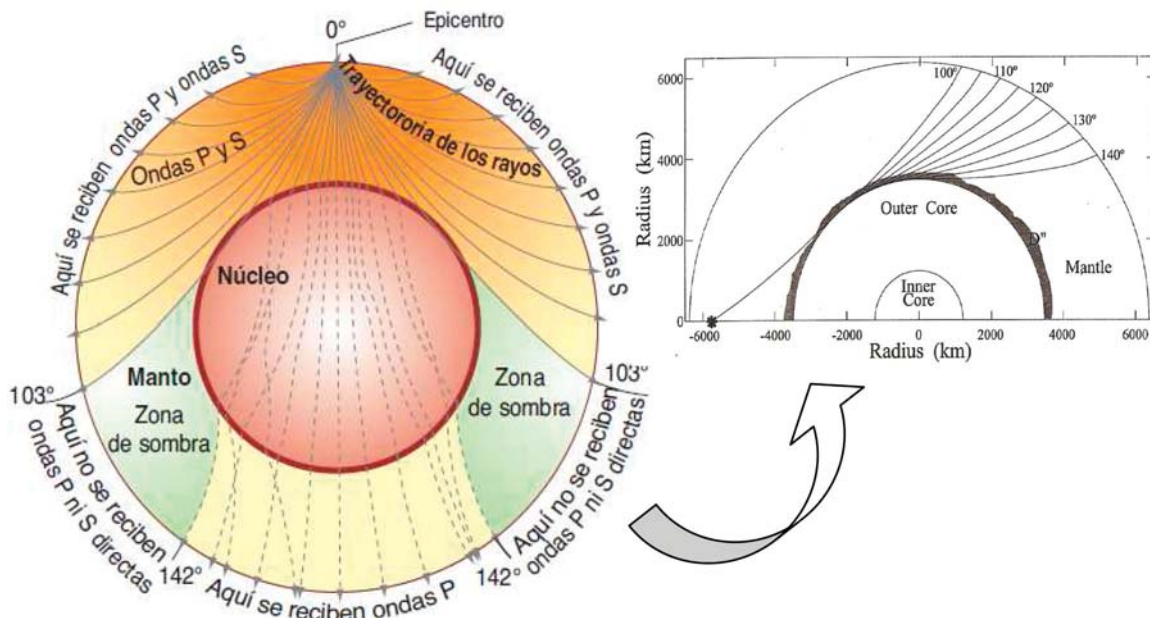


Figura 5. Trayectorias de propagación de las ondas sísmicas internas (izquierda), mostrando las zonas o conos de sombra por ausencia directa de ondas internas (modificado de Read y Watson, 1973). Se muestra también un esquema (derecha) de las trayectorias de las ondas internas difractadas en el manto y en el límite manto-núcleo externo a partir de un terremoto a 600 km de profundidad. Como se observa, gran parte del tiempo de recorrido de las ondas se gasta en la capa D'', por lo que sismógrafos registran ondas difractadas más lentas.

Conociendo la velocidad de las ondas P (V_p) y de las ondas S (V_s) se ha podido inferir como varían los parámetros en el interior de la Tierra, construyéndose modelos de variación de las velocidades con la profundidad, y con ello, estimar la composición, densidad, rigidez (μ) y compresibilidad (K) de las capas internas. Las ondas sísmicas también se utilizan en exploraciones petrolíferas o en ingeniería civil profunda, generadas a partir de pequeños terremotos inducidos y controlados (minisismos) empleando dinamita en pozos, cables explosivos (geoflex) o vehículos vibradores (ver propiedades físicas de las rocas, Módulo VI).

A partir de los modelos de velocidades, se ha establecido la estructura interna del planeta Tierra en capas estratificadas por distinta afinidad fisicoquímica. La Figura 6 muestra las variaciones de velocidad de las ondas de cuerpo en función de la profundidad (Fig. 6A) y la densidad (Fig. 6B), junto la división estratigráfica interna de la Tierra. Los saltos de velocidad observados en las ondas sísmicas indican cambios significativos en el medio, lo que se denominan discontinuidades, y marcan el paso de una capa a otra en la estructura interna terrestre (Fig. 6).

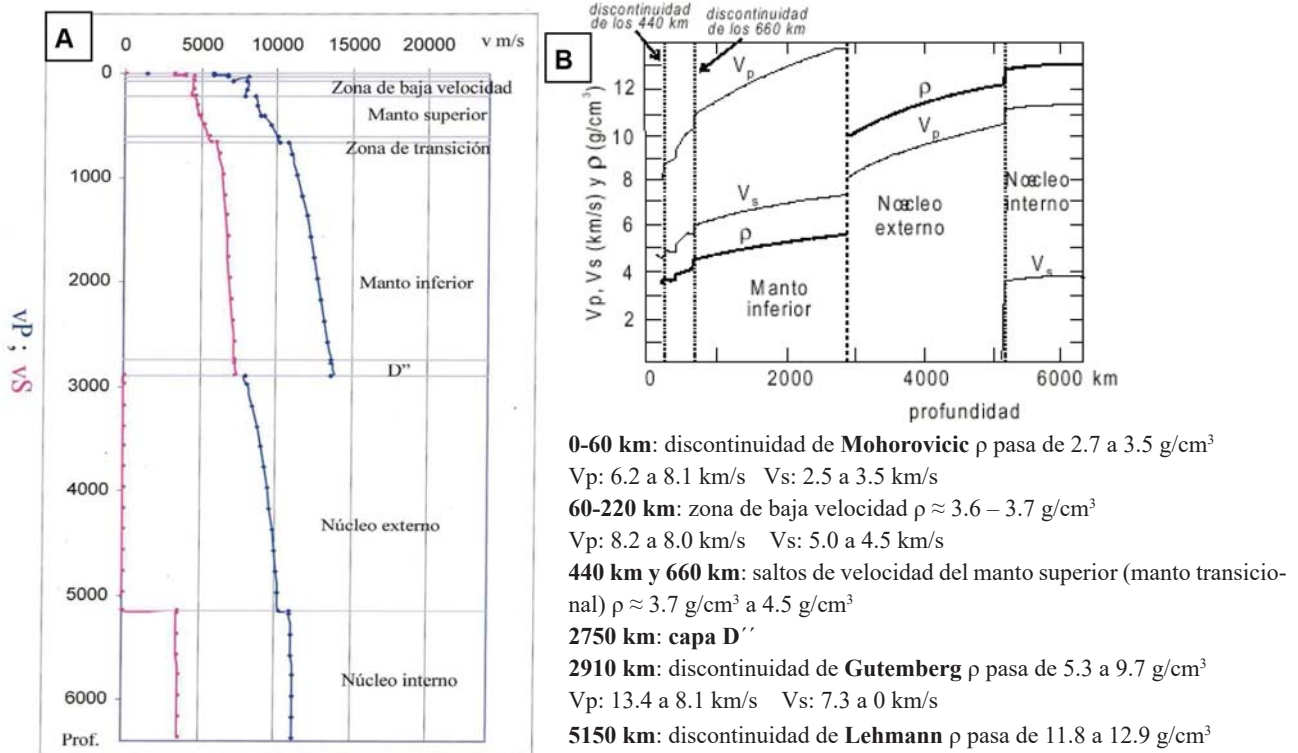


Figura 6. A) Velocidad de propagación de las ondas P y S en función de la profundidad (km). B) Variación de las ondas sísmicas P y S en función de la profundidad (km) y de la densidad (ρ) del interior terrestre (según Dziewonsky y Anderson, 1981). Los distintos tipos de discontinuidades, determinados por variaciones significativas en la velocidad de las ondas, marcan cambios de densidad del medio y separan las distintas capas internas de la Tierra a una profundidad concreta.

La medida de dispersión de las ondas internas y superficiales permite estimar la variación de velocidad en profundidad en la corteza y manto superior (zonas de baja velocidad entre 60 y 120 km en los océanos y entre 100 y 200 km en los continentes; Fig. 6).

Los saltos de velocidad de las ondas sísmicas observados en el manto superior a profundidades de 410 y 660 km (Fig. 6) corresponden con cambios estructurales de fases minerales polimorfas y marcan incrementos abruptos en la densidad del manto. A 440 km, el olivino- α ($\alpha(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$) se transforma en espinela- β (wadsleyita, $\beta(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$), y el granate ($(\text{Ca,Mg,Fe})_3\text{Si}_3\text{Al}_2\text{O}_{12}$) y ortopiroxeno (MgSiO_3) pasan a granate tipo majorita ($(\text{Mg,Fe})_3(\text{Ca,Fe,Al,Si})_2(\text{SiO}_4)_3$), con un incremento del 5–6.5% de la densidad del manto superior. Entretanto, el olivino- β ($\beta(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$) pasa a ringwoodita (espinela- γ , $\gamma(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$) a unos 520 km de profundidad, sin cambios significativos de densidad.

Por último, a 660 km, tanto este mineral como otras fases minerales (majorita y clinopiroxeno, $(\text{Ca,(-Fe,Mg)SiO}_3)$) se transforman en perovskita ($(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$) (la coordinación de la sílice cambia de IV a VI, formando estructuras más empaquetadas) y magnesiowüstita ($(\text{Mg,Fe})\text{O}$; también llamada ferro-periclasa), aumentando de nuevo la densidad (incremento de 10–12%) al atravesar el límite entre manto superior e inferior (Fig. 7). El paso de olivino a perovskita incrementa un 23% la densidad del manto en profundidad.

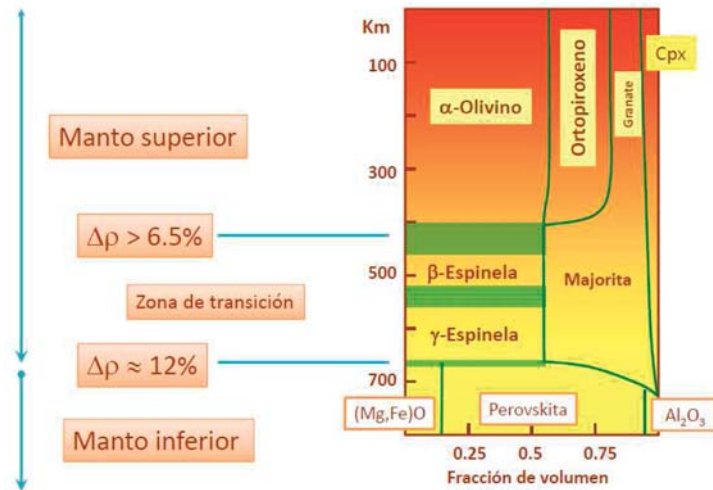


Figura 7. Transformaciones minerales y estabilidad de fases en el manto por incremento de presión y temperatura a medida que se profundiza en el interior.

La velocidad de las ondas disminuye de manera abrupta en el paso del manto inferior al núcleo externo, de tal manera que las ondas S ni siquiera se detectan (Fig. 6). Esto viene a indicar que la densidad de los materiales se duplica y, a su vez, dado que no existe señal de las ondas S, que el núcleo externo es líquido o se comporta como tal (fundido).

En el límite entre el manto y el núcleo (capa D'') se ha detectado experimentalmente (Hirose y Lay, 2008) otra transición de fase mineral de perovskita ($MgSiO_3$) a óxidos ligeramente más densos (postperovskita, $Mg-SiO_3$, estructura más compacta) que, junto con la posible existencia de una mayor proporción de hierro frente a magnesio en los minerales (el núcleo interno se considera estar formado por hierro en estado sólido; Fig. 8), podría explicar el brusco incremento de densidad del manto inferior al núcleo externo.

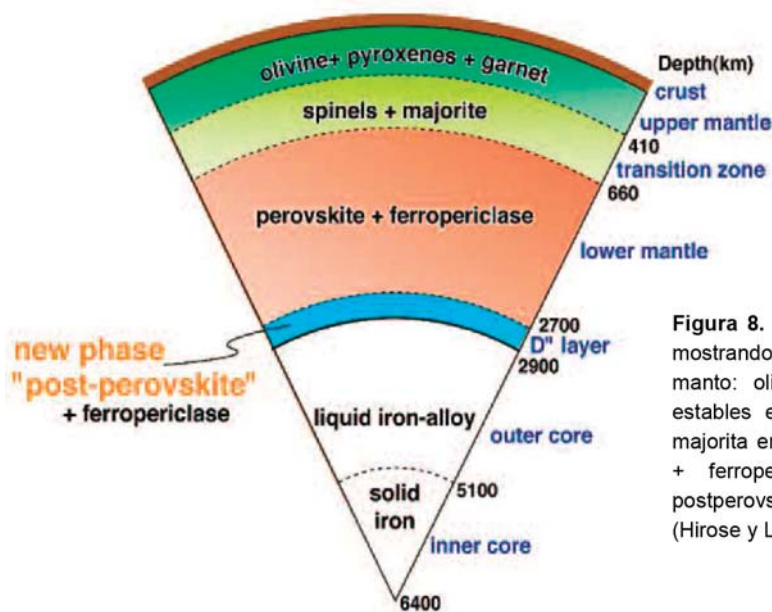


Figura 8. Sección esquemática de la Tierra mostrando los cambios minerales en el manto: olivino + piroxeno + granate son estables en el manto superior; espinela + majorita en la zona de transición; perovskita + ferropericalse en el manto inferior; postperovskita + ferropericalse en la capa D'' (Hirose y Lay, 2008).

Por tanto, la Tierra es un planeta estructurado en capas concéntricas, denominadas geosferas, cuyos materiales se separan a partir de discontinuidades sísmicas que señalan un cambio en el comportamiento físicoquímico y mineralógico. La estructura de la Tierra y la composición de sus materiales se detallan a continuación:

Corteza: Es la capa más externa del planeta, sólida, con una densidad media de 2,8 g/cm³. Su espesor varía de 5–10 km en los océanos a 30–70 km en los continentes. Constituye el 0.5% del peso y el 1.6% del volumen total de la Tierra. Su límite inferior, denominado discontinuidad de Mohorovicic (Moho), separa la corteza del manto superior, y viene marcado por un cambio brusco en el comportamiento de las ondas sísmicas (aumento de velocidad de ondas internas; Fig. 6). Existen dos tipos de corteza:

- **Corteza oceánica:** Esta corteza es relativamente homogénea y muestra una estructura simple y uniforme, sin grandes deformaciones. Presenta una densidad alta (~3.0 g/cm³), ya que está compuesta principalmente por materiales derivados de la fusión parcial del manto superior (composición basáltica o gabroidea; ver Módulo III). La velocidad de las ondas P en la corteza oceánica varía de 6.5 a 7.4 km/s. Por encima de la corteza oceánica se encuentran los mares y océanos, los cuales se expanden o se contraen a medida que la corteza oceánica se construye, o se consume en el manto, respectivamente (ver Tema 1.2). Su promedio de profundidad es de 3700 m, aunque puede llegar hasta los 10912 m en las zonas más profundas (Fosa de las Marianas). Las rocas más antiguas de la corteza oceánica no superan los 180 M.a., dado que se encuentra en proceso de reciclaje continuo. La sección básica de una corteza oceánica se basa en materiales estratificados estructurados en cuatro niveles (denominada secuencia ofiolítica; Fig. 9):

Capa 1: Sedimentos marinos bandeados, espesor de ~0,5 km. $V_p = 1,7-2,0$ km/s.

Capa 2: Rocas magmáticas extrusivas: basaltos (lavas almohadilladas y lavas brechificadas, por interacción con el agua), espesor promedio 0,5 km. $V_p = 2,0-5,6$ km/s.

Capa 3A: Complejo de diques (composición basáltica), conductos de alimentación en profundidad de materiales basálticos superiores, espesor de 1 a 1,5 km. $V_p \approx 6,7$ km/s.

Capa 3B: Gabros masivos a techo (isótropos) y laminados (con texturas de cumulado) a base, representan la cámara magmática que alimenta a los niveles ígneos superiores, espesor de 2 a 5 km. Pueden encontrarse fundidos mantélicos ultramáficos (wehrlitas) en el interior de la cámara procedentes de capas más profundas. Por debajo de esta capa se encuentran materiales mantélicos ultramáficos (peridotitas). $V_p \approx 7,1$ km/s.

Capa 4: A techo, cumulados bandeados máficos-ultramáficos (dunitas, wehrlitas y peridotitas, representando acumulaciones de cristales fraccionados (olivino y piroxeno) en la base de la cámara magmática gabroidea. Rocas ultramáficas (peridotitas, lherzolitas, harzburgitas y dunitas) deformadas (tectonizadas) y variablemente serpentinizadas en profundidad. Espesor de más de 7 km). $V_p \approx 8,1$ km/s.

En ocasiones, se pueden encontrar rocas leucocráticas dentro de la secuencia ofiolítica, denominados plagiogranitos, formando pequeños cuerpos intrusivos o pequeños diques emplazados fundamentalmente dentro del complejo máfico (capas 3A y 3B), y de manera más ocasional, dentro del complejo de rocas ultramáficas metamorizadas (por debajo de la cámara magmática), formando bloques tectónicos o intruyendo a este complejo, representando líquidos mantélicos diferenciados más tardíos.

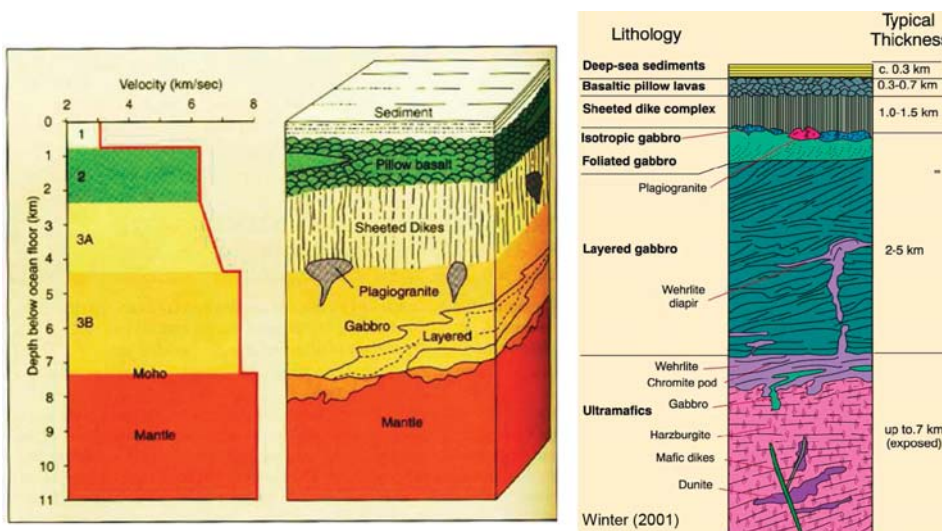


Figura 9. Esquemas de la corteza oceánica en profundidad a partir de la velocidad de las ondas sísmicas, mostrando su espesor y composición.

- **Corteza continental:** Esta corteza, por el contrario, es muy heterogénea, dado que incluye rocas de distintos orígenes (sedimentario, ígneo y metamórfico) con edades más antiguas que la corteza oceánica (hasta 3800 M.a. en rocas graníticas y sedimentos metamorfizados en West Greenland), que han sufrido múltiples procesos orogénicos durante la historia de la Tierra. Su promedio de altitud es de 870 m, siendo el punto más alto de 8848 m (Monte Everest, Cordillera del Himalaya).

El estudio de las ondas sísmicas revela que la corteza continental consta de tres capas de propiedades físicas y composición (Tabla 1) distintas: i) una corteza superior (profundidad <10 km), frágil, con densidad promedio de 2.65 g/cm³ y composición granodiorítica, en la que la velocidad de las ondas P varía de 5.0 a 6.2 km/s; ii) una corteza media (profundidad de 10–25 km), frágil-dúctil, de composición anfibólica y densidad promedio de 2.8 g/cm³, presenta velocidades de ondas P que varían de 6.2 a 6.5 km/s; y iii) una corteza inferior (profundidad >25 km), dúctil, con densidad promedio 3.0 g/cm³ y composición granulítica a anfibólica, incluso eclogítica, en la que la velocidad de las ondas P varía de 6.5 a 7.4 km/s.

En la corteza inferior no parece que exista agua libre, pero sí que se encuentra presente en la estructura de minerales hidratados (anfíboles o micas de tipo biotita y flogopita).

La información sobre la corteza continental inferior a media se ha podido obtener no sólo de manera indirecta por métodos geofísicos (sísmica de reflexión) o geoquímicos (deducciones a partir de química de fundidos ígneos derivados de fuentes corticales profundas), si no también directamente a partir de afloramientos de corteza inferior-media expuestos en superficie dentro de cinturones orogénicos (terrenos granulíticos), y a partir de materiales arrastrados durante el ascenso de magmas desde niveles corticales profundos en distintos periodos de actividad magmática (xenolitos incluidos en diques y materiales volcánicos de diversa afinidad geoquímica).

En la Tabla 1 se muestra un promedio de la composición de los distintos tipos de corteza, junto con un compendio de diversos autores de la composición global de la corteza continental. Como se puede observar, la corteza presenta una afinidad más silicatada (félsica) y menos máfica (menos componentes ferromagnesianos) a medida que es más superficial, debido al hecho que los materiales más máficos se encuentran en las zonas profundas.

Las diferencias observadas en la composición global de la corteza depende de los autores, y se deben a la inclusión de un mayor o menor porcentaje de materiales máficos y félsicos en la estimación composicional.

	CORTEZA			COMPOSICION GLOBAL DE LA CORTEZA		
	inferior	media	superior	Rudnick y Fountain (1995)	Taylor y McLennan (1985)	Wedephol (1995)
SiO ₂	52,3	60,6	66,0	59,1	57,3	61,5
TiO ₂	0,8	0,7	0,5	0,7	0,9	0,7
Al ₂ O ₃	16,6	15,5	15,2	15,8	15,9	15,1
FeO _x	8,4	6,4	4,5	6,6	9,1	5,7
MnO	0,1	0,10	0,08	0,11	0,18	0,1
MgO	7,1	3,4	2,2	4,4	5,3	3,7
CaO	9,4	5,1	4,2	6,4	7,4	5,5
Na ₂ O	2,6	3,2	3,9	3,2	3,1	3,2
K ₂ O	0,6	2,01	3,4	1,88	1,1	2,4
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,4	0,2		0,18
Li	6	7	20	11	13	18
Sc	31	22	11	22	30	16
V	196	118	60	131	230	98
Cr	215	83	35	119	185	126
Co	38	25	10	25	29	24
Ni	88	33	20	51	105	56
Cu	26	20	25	24	75	25
Zn	78	70	71	73	80	65
Ga	13	17	17	16	18	15
Rb	11	62	112	58	32	78
Sr	348	281	350	325	260	333
Y	16	22	22	20	20	24
Zr	68	125	190	123	100	203
Nb	5	8	25	12	11	19
Cs	0,3	2,4	5,6	2,6	1	3,4
Ba	259	402	550	390	250	584
La	8	17	30	18	16	30
Ce	20	45	64	42	33	60
Pr	2,6	5,8	7,1	5	3,9	6,7
Nd	11	24	26	20	16	27
Sm	2,8	4,4	4,5	3,9	3,5	5,3
Eu	1,1	1,5	0,9	1,2	1,1	1,3
Gd	3,1	4,0	3,8	3,6	3,3	4,0
Tb	0,48	0,58	0,64	0,56	0,6	0,65
Dy	3,1	3,8	3,5	3,5	3,7	3,8
Ho	0,68	0,82	0,8	0,76	0,78	0,8
Er	1,9	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1
Yb	1,5	2,3	2,2	2	2,2	2
Lu	0,25	0,41	0,32	0,33	0,3	0,35
Hf	1,9	4	5,8	3,7	3	4,9
Ta	0,6	0,6	2,2	1,1	1	1,1
Pb	4,2	15,3	20	12,6	8	14,80
Th	1,2	6,1	10,7	5,6	3,5	8,50
U	0,2	1,6	2,8	1,42	0,9	1,70
Producción de calor					0,58 $\mu\text{W}/\text{m}^2$	1,25 $\mu\text{W}/\text{m}^2$

Tabla 1. Estimación de la composición de la corteza inferior, medio (transicional) y superior (Rudnick y Fountain, 1995) y de la composición promedio de la corteza según diversos autores.

Manto: Presenta un espesor de ~2890 km y comprende aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra (Figs. 3 y 8).

Las temperaturas en el manto pueden oscilar entre 1280 °C a 3500 y 4500 °C, con presiones de 10 kbar hasta 14 20 kbar. El acceso directo a los materiales que componen el manto ha dado lugar a intentos fallidos en diversos proyectos. Sin embargo, al igual que ocurre con la corteza inferior, se ha podido obtener información directa de su composición a partir de fragmentos del mismo (xenolitos peridotíticos) ascendidos a la superficie por diques y lavas.

El manto está compuesto predominantemente por silicatos de magnesio y hierro (olivino, piroxeno, granate). Cuando la composición del manto es deficiente en elementos traza incompatibles (los cuales migran preferentemente hacia el fundido a través de procesos de fusión parcial y ascenso de magma), se denomina manto empobrecido (depleted mantle), el cual se encuentra en los niveles inferiores del manto y ascendería por medio de las corrientes convectivas. Los basaltos de tipo MORB de dorsales oceánicas presentan características químicas que sugieren su origen en el manto empobrecido. El manto enriquecido, por el contrario, presenta una concentración mayor de elementos incompatibles, probablemente debido a procesos de metasomatismo causados por migración de fluidos procedentes de la deshidratación de corteza oceánica subducida (ver Tema 1.2). La geoquímica de basaltos de islas oceánicas (OIB) sugiere un origen del manto enriquecido. El manto limita en superficie con la corteza mediante la discontinuidad de Mohorovicic, y en profundidad con el núcleo mediante la discontinuidad de Weichert-Gutenberg (Fig. 3), aunque dentro del manto se encuentran diversas discontinuidades sísmicas que separan capas con diferencias en las propiedades físicas.

La capa más superficial (manto superior s.s.), entre 60 y 220 km, se denomina zona de baja velocidad, y presenta ondas sísmicas con velocidades más bajas que las capas adyacentes (Figs. 7 y 8), atribuido a la fusión parcial de hasta un 10% del material del manto (este fundido probablemente forma una delgada película discontinua que permite un comportamiento más dúctil). Por debajo esta zona, a 410 km de profundidad, se encuentra la zona de transición (manto de transición dentro del manto superior), resultado del cambio de estructura de olivino a espinela (Figs. 7 y 8). A 660 km de profundidad, la estructura de la espinela y otros minerales cambia a estructura de tipo perovskita, marcando cambios abruptos en la densidad del manto, y separando en manto superior del inferior (Figs. 7 y 8). Según su composición y densidad, se distinguen dos capas dentro del manto:

- **Manto superior:** Se extiende desde la base de la corteza hasta 660 km de profundidad (discontinuidad de Repetti). La parte superior del manto está constituida por rocas ultramáficas (peridotitas), compuestas principalmente por olivino y piroxeno, y una escasa proporción de plagioclasa, con lentes de rocas máficas y de eclogitas. En menor proporción se encontrarían algunos minerales hidratados, tal como anfíboles y flogopita (ya que a altas presiones y temperaturas el agua no puede encontrarse libre en el manto, pero sí dentro de la estructura de algunos minerales, lo que contribuye a disminuir el punto de fusión del manto). Su densidad promedio es de 3.3 g/cm³. Las rocas peridotíticas que conforman el manto superior son estables hasta los 410 km de profundidad; por debajo de esa profundidad, los minerales (piroxeno, olivino, granate) cambian su estructura a estructuras más compactas y densas, como la espinela y granate tipo majorita (Figs. 7 y 8). En el manto superior se origina la mayor parte de los fundidos magmáticos que llegan hasta la corteza (de composición basáltica).
- **Manto inferior:** Se extiende desde 660 km de profundidad hasta el límite con el núcleo (~2900 km). Es más rígido y denso que el manto superior, aunque muy viscoso, y está compuesto principalmente por perovskita y magnesiowüstita, con densidades de entre 4.1 y 3.6-3.7 g/cm³. En la parte más profunda del manto inferior, entre 100 y 300 km por encima del límite manto-núcleo (discontinuidad de Gutenberg), se encuentra la capa D'', en la que las ondas sísmicas poseen baja velocidad debido a un cambio de fase en los minerales y a variaciones en la temperatura y en la composición. En esta capa se considera que se forman las plumas o penachos térmicos, flujos convectivos ascendentes que atraviesan el manto y generan los denominados puntos calientes (hot spots), y hasta donde pueden llegar los materiales de las zonas de subducción, debido a los terremotos detectados a esa profundidad (Fig. 10).

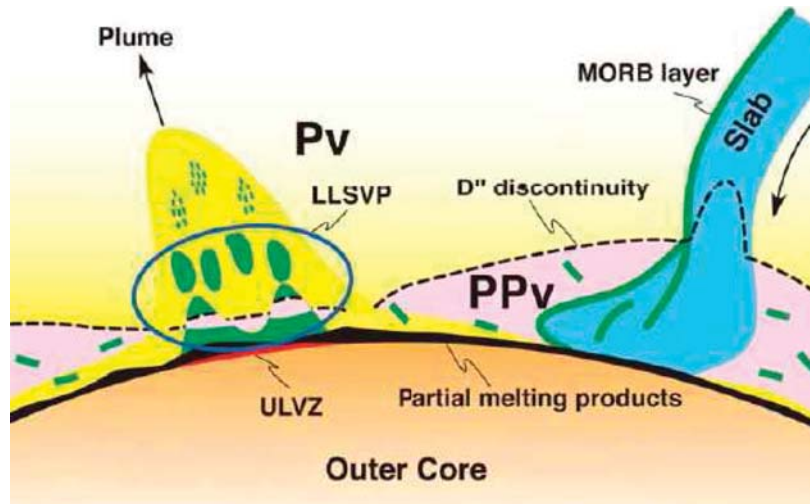


Figura 10. Esquema mostrando la parte más profunda del manto inferior y los procesos que acontecen en la región D''. La discontinuidad sísmica D'' es producida por la transición de fase perovskita (Pv) a postperovskita (PPv). Las zonas de ultra baja velocidad (ULVZ) por debajo de las plumas mantélicas probablemente representen amplias acumulaciones de materiales enriquecidos de tipo MORB (tomado de Hirose y Lay, 2008)

Núcleo: Es la capa más interna de la Tierra, presentando un radio de de 3485 km (~16% volumen total del planeta y 31% de su masa) y densidades entre 10 y 13 g/cm³. Las temperaturas y presiones en esta región son muy elevadas (T = 5000 – 6000 °C y P = 3500 – 3650 kbar). La densidad también es muy alta, de tal manera que su composición sería parecida a la de los meteoritos de tipo siderito (meteoritos de hierro). Según las trayectorias de velocidad de las ondas sísmicas, se distinguen dos capas:

- **Núcleo externo:** Con un espesor de unos 2265 km y densidad de 9.6 g/cm³. Dado que las ondas P pierden velocidad y las ondas S no se transmiten, se infiere que es líquido. Su composición debe estar constituida por diferentes aleaciones de hierro y otros elementos pesados con oxígeno, el cual se comporta como metal debido a las altas presiones y temperaturas, y hasta un 10% de azufre en forma de sulfuros. En esta capa se producen células convectivas que generan el campo magnético terrestre y transmiten flujos de calor elevados que favorecen las corrientes convectivas en el manto, lo cual influye en la dinámica de tectónica de placas (Fig. 11).
- **Núcleo interno:** Presenta un espesor de 1220 km y densidad de hasta 13 g/cm³. El núcleo interno es sólido y está compuesto por una aleación de hierro y níquel, muy similar a la del núcleo externo. El aumento de presión con la profundidad produce la transición a estado sólido desde el núcleo externo al interno. El núcleo interno es muy anisotrópico, lo que provoca que las ondas sísmicas en sentido N-S viajen más rápido que aquellas en la dirección perpendicular. Este hecho dio lugar a identificar que el núcleo interno rota más rápido que el manto (una vuelta cada 400 años) y 2°±1 más rápido que la Tierra, además de que su eje se encuentra inclinado ~10° respecto al eje de rotación de la misma.

La estructura de la Tierra anteriormente descrita (corteza, manto y núcleo) corresponde a subdivisiones composicionales del interior del planeta. Sin embargo, a la hora de explicar la tectónica de placas, también es necesario dividir las capas según su comportamiento y propiedades físicas. Por ello, el interior de la Tierra se divide a su vez según su dinámica y comportamiento reológico, distinguiéndose las siguientes capas (Fig. 11):

- **Litosfera:** es la estructura frágil de la corteza, la cual se comporta como material rígido. Comprende la totalidad de la corteza y la parte superior del manto (denominado manto litosférico; Fig. 11). La litosfera puede ser oceánica o continental, dependiendo el tipo de corteza que incluya. El espesor de la litosfera oceánica es menor que la continental. La litosfera oceánica presenta su espesor mínimo (pocos km) en las dorsales oceánicas, que es donde se genera la corteza oceánica, y aumenta en las zonas donde la corteza oceánica es más antigua (~100 km en corteza oceánica de hasta 180 M.a.). El espesor de la litosfera continental varía de 120 a 200 km, siendo más profunda en escudos precámbricos y cinturones orogénicos (hasta 400 km de profundidad), dado que la altitud de la corteza continental suele ser proporcional en profundidad, debido al principio de equilibrio isostático o isostasia (la masa

de una columna vertical de área basal unitaria debe ser la misma en cualquier punto del mundo, independientemente de la altura de la superficie topográfica). Sin embargo, la litosfera tiende a delaminarse en profundidad, desprendiéndose y hundiéndose por densidad en la capa inferior, la astenósfera, y adelgazándose. Este proceso daría lugar a otros sucesos importantes en la tectónica de placas, como podrían ser la generación y ascenso de magmas máficos por adelgazamiento de la corteza y el paso de un régimen tectónico compresional a extensional (ver Tema 1.2).

- **Astenosfera:** es la porción dúctil del interior terrestre, cuyos materiales fluyen dúctilmente como un sólido blando. Contiene un bajo porcentaje de fundido ($< 2\%$). Comprende parte del manto superior, sin llegar hasta su límite inferior (Fig. 11). Es estado dúctil de la astenósfera y sus lentos movimientos convectivos permiten los fenómenos de deriva continental e isostasia, aunque actualmente existe un debate abierto sobre la existencia de un flujo convectivo en la astenósfera o un flujo convectivo en la totalidad del manto, sin separar esta capa. De cualquier manera, la presencia de un manto astenosférico se explica por la pérdida de velocidad de las ondas sísmicas al atravesar esta capa (zona de baja velocidad), interpretándose como una zona con presencia de fluidos (o fundidos), de comportamiento distinto a la litosfera y a su capa subyacente, la mesosfera.
- **Mesosfera:** comprende la parte inferior del manto superior y la totalidad del manto inferior, hasta el límite con el núcleo externo (Fig. 11). En la mesosfera se producen los fenómenos de convección del manto que fluyen desde el límite con el núcleo hasta la parte superior del manto (Fig. 11), transportando calor y generando celdas convectivas. Existen dos alternativas de convección, la primera incluye a las celdas convectivas abarcando la totalidad del manto o restringidas al manto inferior; la segunda, sugiere la existencia de celdas convectivas independientes en el manto inferior y en el superior. La detección de losas oceánicas subducidas hasta la base de la mesosfera y de la generación de plumas mantélicas que ascienden desde el límite del manto-núcleo sugiere la existencia de un solo sistema de corrientes convectivas en el manto, el cual atraviesa la discontinuidad de 660 km en la que los minerales que ascienden o descienden cambiarían de fase y continuarían su transporte con las nuevas estructuras estables a una presión y temperatura determinadas.
- **Endosfera:** es la parte más interna de la Tierra, comprendiendo la totalidad del núcleo (externo+interno; Fig. 11). Tal como se ha explicado anteriormente, la parte superior de la endosfera, correspondiente con el núcleo externo, es líquida, y se producen los fenómenos de convección que dan lugar al campo magnético terrestre; por el contrario, la parte inferior (núcleo interno), es sólido, compuesto por una aleación de hierro y níquel.

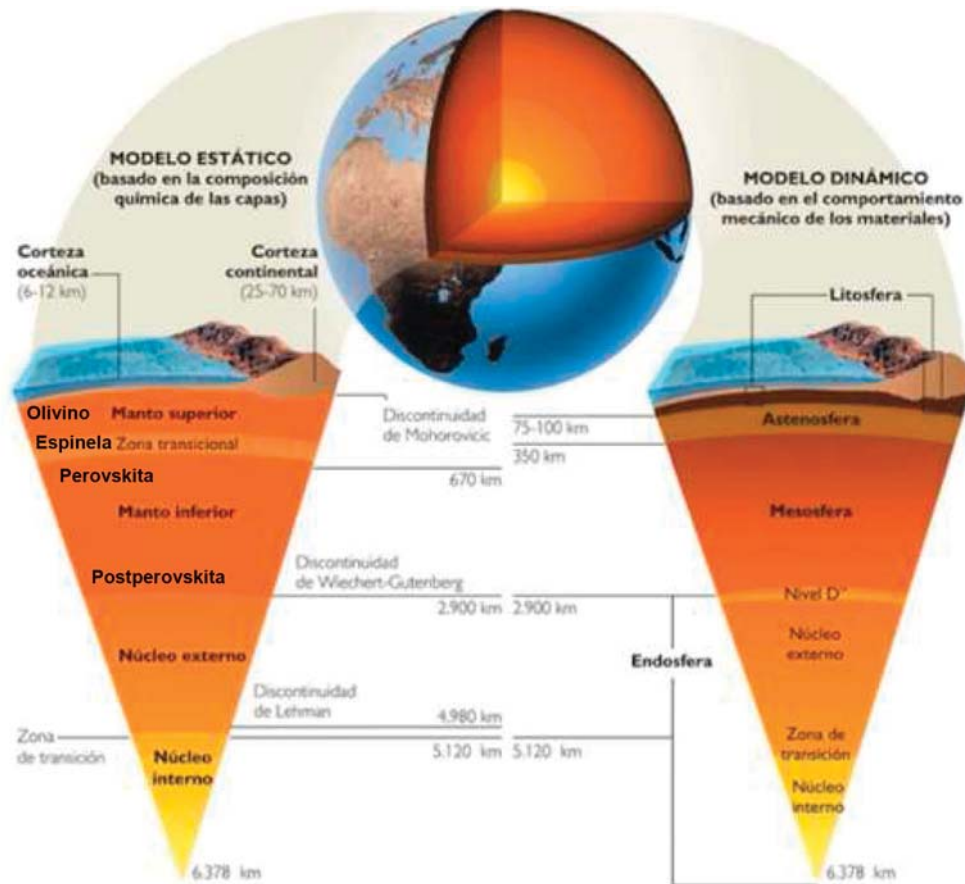


Figura 11. Modelos de estructuración interior de la Tierra. El modelo estático (izquierda, también llamado modelo PREM: Preliminary Reference Earth Model) se basa en la estructuración de las capas internas debido a cambios en su composición. En el modelo dinámico (derecha), por el contrario, la estructuración se delimita a partir del comportamiento físico de los materiales.

1.2 La tectónica de placas y la dinámica terrestre

1.2.1 La tectónica de placas

El conocimiento del interior del planeta, tanto de su composición química como de su estado físico, es muy importante para comprender el comportamiento de la Tierra en superficie y explicar la Tectónica Global y el modelo de Tectónica de Placas.

El modelo de tectónica de placas fue inicialmente sustentado por Alfred Wegener (1912) en su teoría de la Deriva de los Continentes, que defendía la fragmentación y dispersión de los continentes basado en la similitud de los materiales y la morfología de éstos (África, Sudamérica, India, Australia y Antártida).

Este modelo no tuvo aceptación en su época debido a la falta de explicación de los mecanismos y fuerzas que favoreciesen el movimiento de los continentes. Sin embargo hoy en día, gracias a los diversos métodos geofísicos y geoquímicos anteriormente descritos, se ha podido conocer el interior terrestre y los mecanismos que promueven este movimiento. De ello, se ha podido determinar que la Tierra es un planeta geológicamente activo cuyo interior está dominado por procesos gravitatorios y corrientes de convección, promoviendo la apertura de la litosfera, la creación de océanos y el empuje de los continentes (Fig. 12).

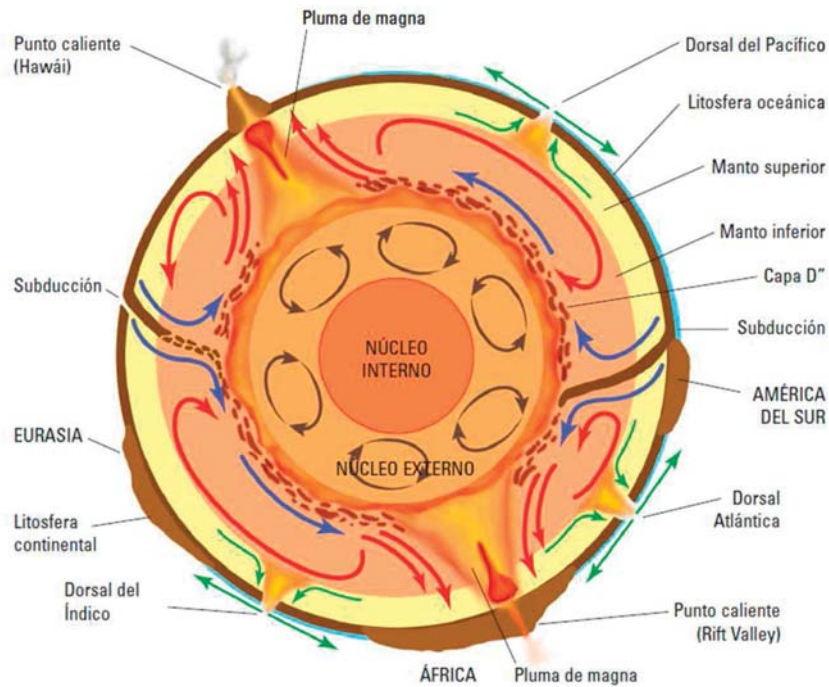


Figura 12. Esquema del interior terrestre mostrando los sistemas de convección en el núcleo externo y en el manto, así como la distribución de puntos calientes, plumas mantélicas, zonas de subducción y dorsales oceánicas.

La Tectónica de Placas trata de explicar la estructura de la litosfera y los desplazamientos e interacciones que en ella acontecen. La litosfera se encuentra dividida por límites tectónicos y estructurales: divergentes, convergentes y transformantes (Fig. 13), conformando 15 placas mayores y alrededor de 43 placas menores (microplacas), denominadas placas litosféricas (Fig. 14). El movimiento de las placas litosféricas es el responsable de los procesos orogénicos y los terremotos, tanto superficiales como profundos. Además, como se va a explicar más adelante, el régimen tectónico dará lugar a los distintos tipos rocosos dominantes en la corteza terrestre, las rocas endógenas ígneas y metamórficas.

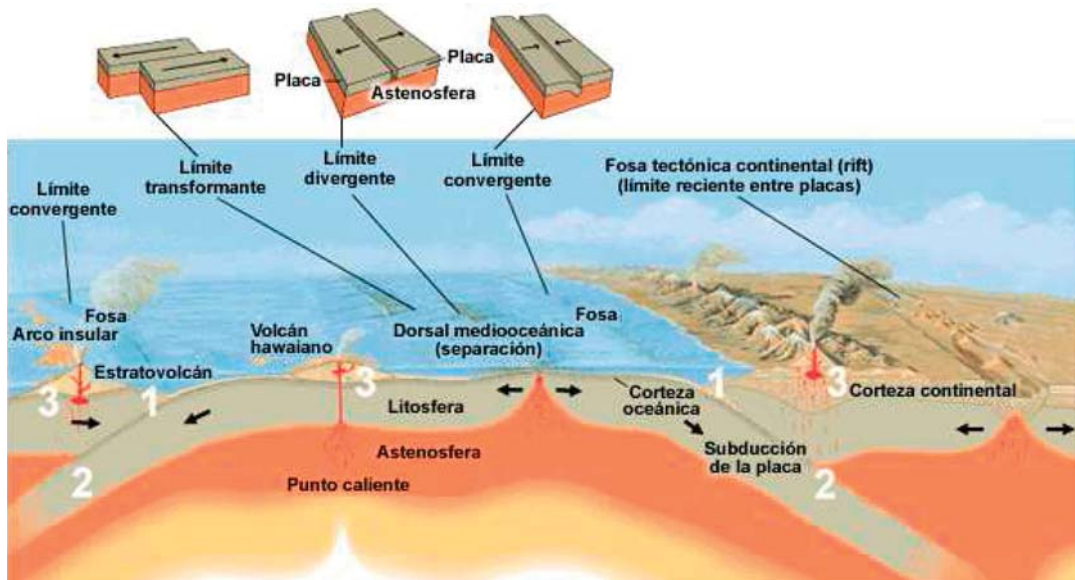


Figura 13. Tipos de límites tectónicos y su distribución en la litosfera.

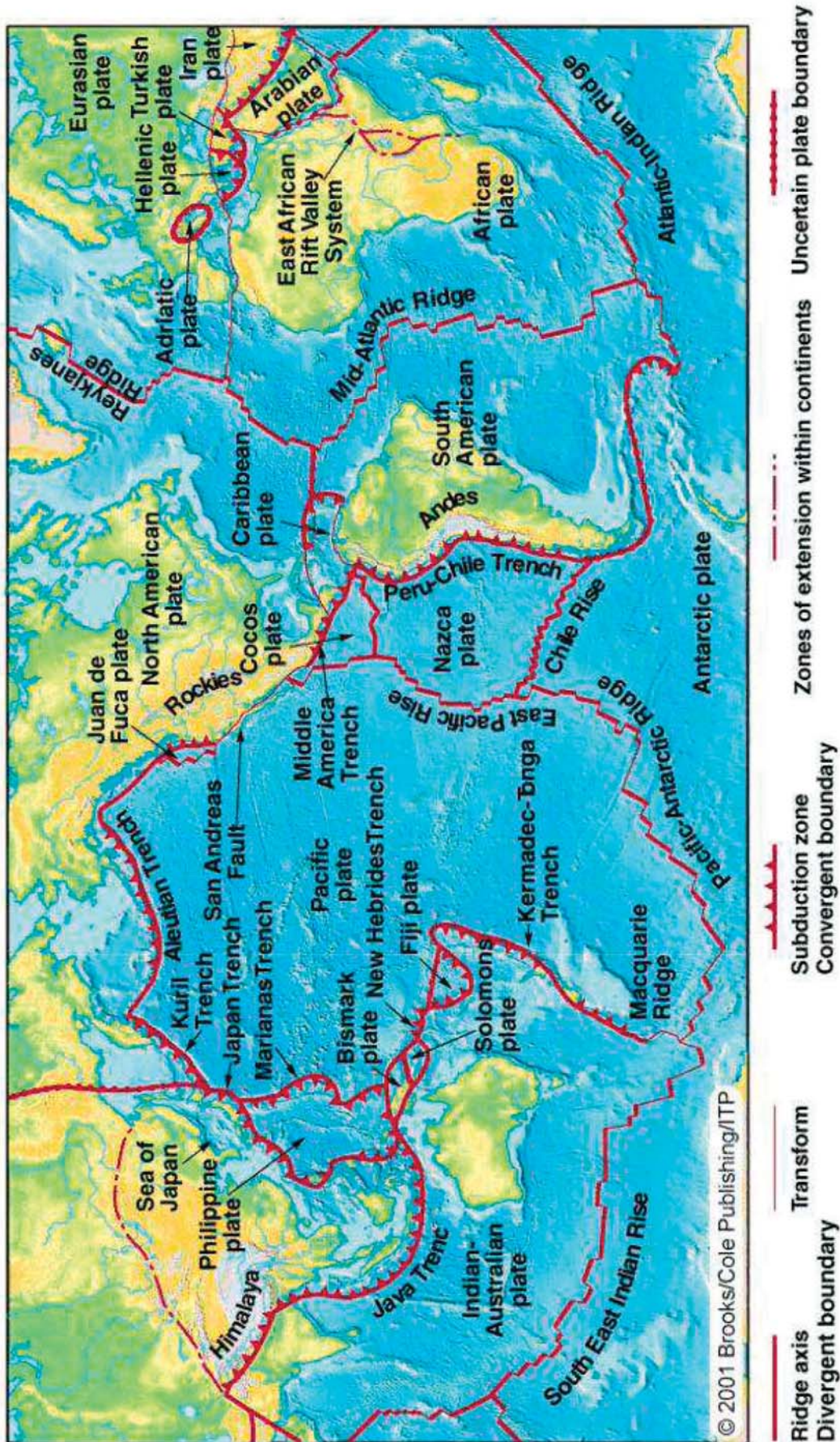


Figura 14. Distribución global esquematizada de las placas tectónicas de acuerdo con los límites tectónicos divergentes, convergentes y transformantes.

1.2.2 Límites divergentes o constructivos

Los límites divergentes son zonas de separación de placas litosféricas. Se generan por el ascenso de fundidos procedentes del manto a partir de corrientes convectivas, produciendo la fracturación de la litosfera y su empuje lateral por la intrusión de material fundido. A partir de los límites divergentes se crea corteza oceánica (de ahí el nombre de límites constructivos), la cual al expandirse lateralmente da lugar a la formación de océanos.

La mayoría de estos límites se encuentran como estructuras lineales en forma de dorsales medio-oceánicas, aunque también se pueden encontrar en la litosfera continental en forma de valles de rift (rift-valleys). De hecho, es a partir de estos últimos por lo que se comienzan a abrir los continentes y a formar las dorsales oceánicas. Las dorsales oceánicas pueden presentar una altitud de 1000 a 3000 m, en algunos casos elevándose por encima del nivel del mar, como es el caso de Islandia. El origen y evolución de un límite divergente se detalla a continuación (Fig. 15):

1. El ascenso de material mantélico (astenosférico o procedente de plumas mantélicas más profundas) produce que la litosfera continental se debilite y se rompa para formar una fosa tectónica, es decir, una cuenca extensional fracturada compuesta por grabens, por lo que el su interior está deprimido con respecto a sus laterales. Dado el contraste topográfico, la cuenca comienza a llenarse de agua procedente de ríos. El ascenso de material astenosférico podría estar ligado a procesos de adelgazamiento cortical por delaminación de la litosfera continental. Ejemplos de valles de Rift y evolución de éstos se pueden encontrar en la región de los grandes lagos (el Gran Valle del Rift africano; Fig. 15), o en Río Grande (Nuevo México, USA).
2. La litosfera continental, muy adelgazada, se termina de abrir por el empuje del material ascendente, formando la proto-dorsal oceánica, y comienzan a expulsarse lentamente fundidos mantélicos (corteza oceánica juvenil) que provocan el empuje lateral de la litosfera, en dirección perpendicular a la dorsal. El Mar Rojo es un ejemplo de rotura de litosfera continental y formación de una estrecha dorsal oceánica, que separó el continente africano de la Península Arábiga e irá distanciándolos progresivamente hasta formar un océano (Fig. 15). La apertura de la litosfera se va expandiendo longitudinalmente, tal como continuó la Dorsal Medio-Atlántica hacia el norte, formando Islandia, y separando progresivamente África y Eurasia de América.
3. La litosfera continental se separa progresivamente a medida que se expulsa material mantélico y se genera nueva litosfera oceánica en un proceso continuo de expansión del fondo oceánico (Fig. 15), a velocidades de 1 a 10 cm/año. A ambos lados de la dorsal se pueden originar grandes elevaciones que dar lugar a islas volcánicas, como ocurre con las Islas Azores. En este momento se habrán formado dos placas litosféricas separadas por una dorsal (límite divergente), las cuales seguirán historias geológicas independientes (Fig. 15). La actividad magmática se encuentra en el centro de la dorsal, por lo que en los márgenes de los nuevos continentes no suele haber asociado ningún tipo de vulcanismo activo (se denominan márgenes pasivos), si no acumulación de materiales procedentes de la meteorización y la erosión continental, formando grandes acumulaciones de sedimentos.

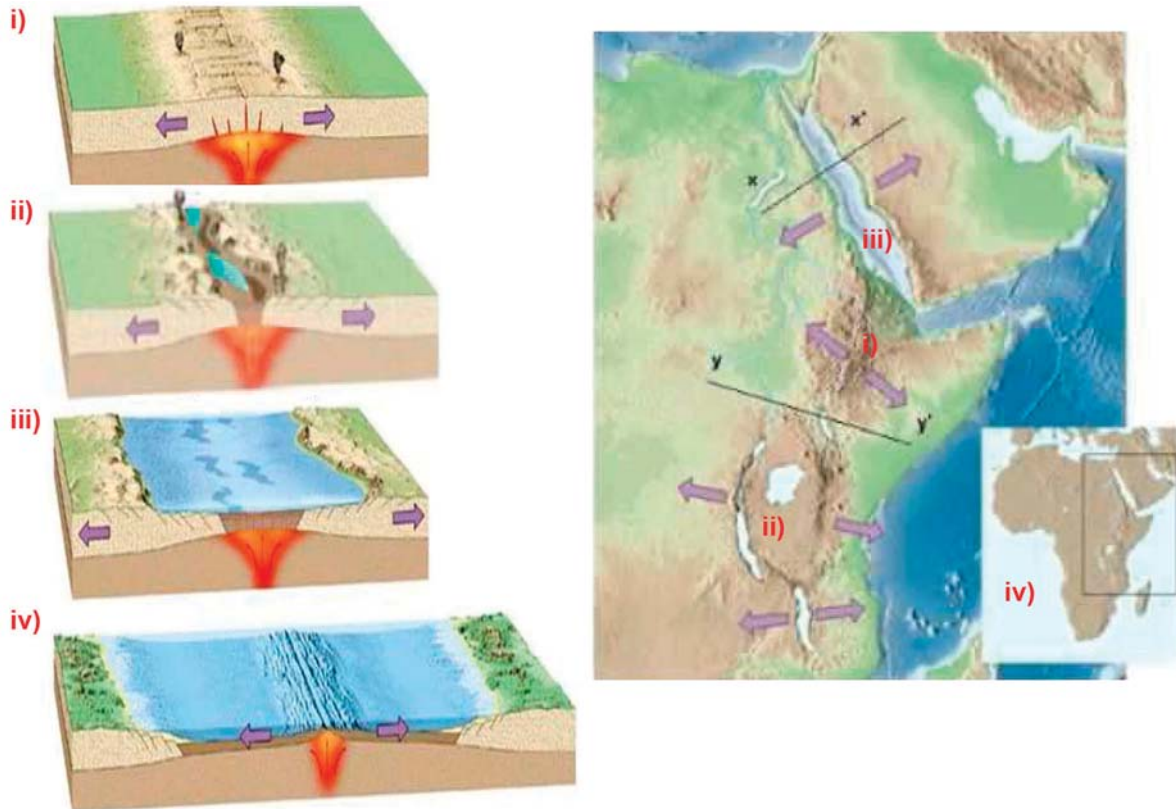


Figura 15. Esquema de formación de un límite divergente (izquierda): i) Fracturación y adelgazamiento de la litosfera continental; ii) Formación de cuenca de rift (rift valley) y protodorsal; iii) Formación de la dorsal y progresiva separación de litosfera continental; iv) Expansión oceánica, con la formación de dos placas litosféricas con distinto comportamiento y márgenes pasivos. A la derecha se muestra como ejemplo para cada caso el Gran Valle del Rift Africano (i y ii), el Mar Rojo (iii) y el Océano Atlántico (iv).

Los materiales expulsados por la dorsal son principalmente materiales basálticos (MORB: Mid Ocean Ridge Basalts; Módulo III), con una menor proporción de materiales riolíticos. De hecho, los basaltos oceánicos ocupan el 60% de la superficie terrestre. Estos fundidos, al erupcionar bajo el agua, toman formas características, ovaladas, globosas y fracturadas, por lo que se les denomina lavas almohadilladas (pillow lavas). Además, la percolación de agua en las rocas basálticas, las enfría y produce una intensa alteración o metamorfismo del fondo oceánico.

Por debajo de éstos, se encuentra una cámara magmática masiva de afinidad gabroidea, que conecta con los basaltos por medio de conductos de alimentación (diques de diabasas y de basaltos). Los gabros masivos se vuelven bandeados en profundidad gradando a cumulos ultramáficos (peridotíticos) bandeados. Subyacente a la cámara magmática y a estos cumulos, se encuentran rocas ultramáficas (harzburgitas y lherzolitas) procedentes de la fusión parcial del manto. Todos estos materiales, junto con los sedimentos oceánicos que los cubrirían en superficie, conforman la estructura de la corteza oceánica, o la denominada secuencia ofiolítica (Fig. 9), cuando han sido acrecionados a cinturones orogénicos.

El magma emitido a través de la dorsal oceánica presenta minerales susceptibles magnéticamente, por lo que al cristalizar se orientan según la polaridad del campo magnético terrestre. El estudio de las alineaciones magnéticas de los fondos oceánicos ha desvelado que la polaridad del campo magnético de la Tierra ha ido cambiando a lo largo de su historia, invirtiendo su dirección periódicamente. El patrón de anomalías magnéticas muestra que la velocidad de expansión del fondo oceánico no es constante, varía con el tiempo y el lugar. Esto permitió proponer el modelo de generación de corteza oceánica y apertura del fondo oceánico, el que se el magma inyectado por la dorsal oceánica se emplaza de manera simétrica a ambos lados del eje de la dorsal, y es magnetizado antes de su cristalización. El ascenso de nuevos pulsos magmáticos extiende lateralmente la corteza oceánica, adquiriendo alternativamente una polaridad normal al campo terrestre, similar a la actual, o inversa, en el cual queda constancia que el campo magnético terrestre era contrario al actual (polos magnéticos N-S invertidos; Fig. 16).

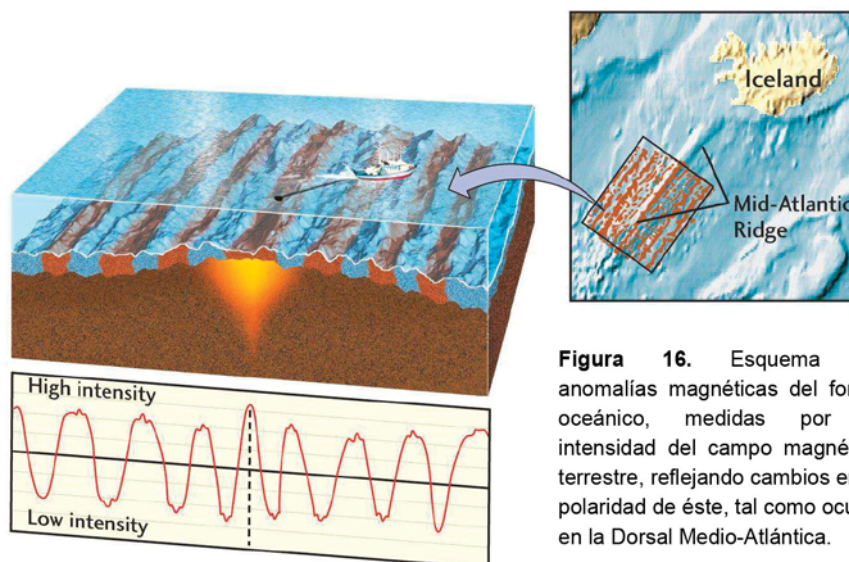


Figura 16. Esquema de anomalías magnéticas del fondo oceánico, medidas por la intensidad del campo magnético terrestre, reflejando cambios en la polaridad de éste, tal como ocurre en la Dorsal Medio-Atlántica.

A partir de los estudios gravimétricos, geofísicos y geocronológicos de la corteza oceánica han permitido conocer la estructura, edad y el espesor del fondo oceánico.

Con ello, como se muestra en la Figura 17, se puede observar que la edad más joven de los materiales oceánicos corresponde con los más cercanos a la dorsal, dado que por esa estructura asciende el material fundido.

Por el contrario, en las zonas más alejadas de la dorsal es donde se encuentran los materiales más antiguos, teniendo una edad máxima de 180 M.a. al oeste del Océano Pacífico y a ambos extremos de la Dorsal Medio-Atlántica, en los márgenes de América y África. En estas zonas es donde la corteza oceánica alcanza su máximo espesor (hasta 10 km), ya que la litosfera oceánica se enfría y engrosa progresivamente a lo largo del tiempo a medida que se aleja del eje de la dorsal, mientras que en la apertura de la dorsal el espesor es menor a 1 km. El hecho de que no se encuentren rocas tan antiguas en el margen suroeste del Océano Pacífico implica que la litosfera oceánica de esta región, más gruesa y densa, subdujo bajo la litosfera continental de la placa de Sudamérica (pasó de ser un margen pasivo a un límite convergente).

Por el contrario, la inexistencia de rocas de edad Jurásica en el Atlántico sur implica que la apertura de este océano empezó por el norte, y que la separación de los continentes Sudamérica y África fue más tardía (aproximadamente hace 125 M.a.) que la de Norteamérica con África y Eurasia (180 M.a.).

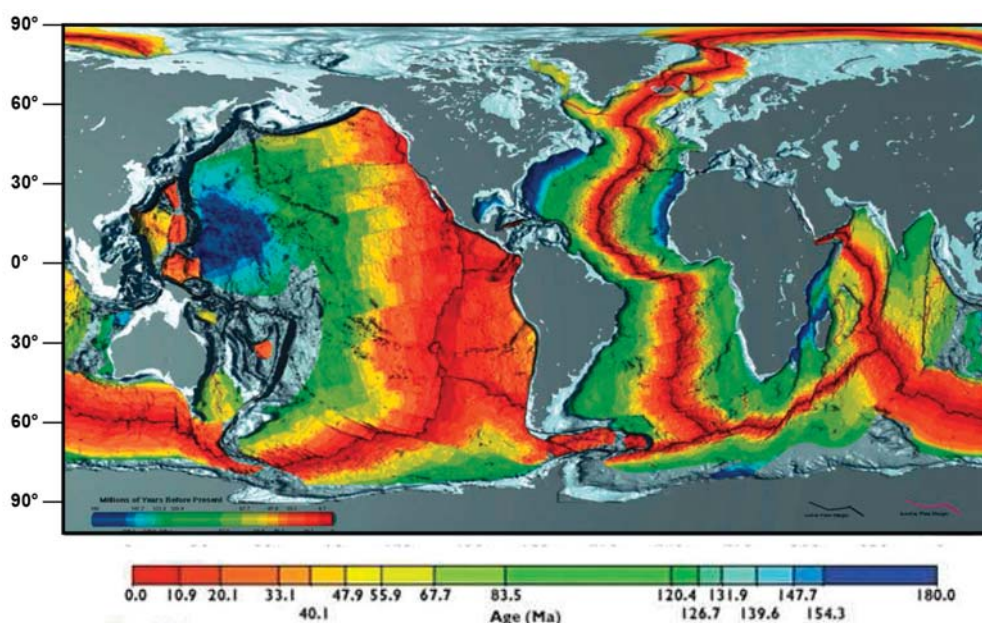


Figura 17. Edad de la litosfera oceánica basada en las alineaciones magnéticas de sus materiales (basaltos)

Actualmente, las principales dorsales medio-oceánicas (Índica, Pacífica y Atlántica), presentan una variación en su velocidad de crecimiento y expansión oceánica, tanto entre ellas como dentro de ellas.

La dorsal Pacífica es la más rápida, expandiéndose a una velocidad de entre 3 a 8 cm/año, siendo los mayores valores observados entre las latitudes 21°S y 9°N (Fig. 17). Las dorsales Índica y Atlántica presentan una expansión más lenta, mostrando velocidades de 0,9 a 3,7 cm/año y 0,6 a 2,2 cm/año, respectivamente. La dorsal Índica se expande más rápidamente en su segmento SE, mientras que la dorsal Atlántica presenta los mayores valores de velocidad a 36°N y 48°S, esto es, separando más rápidamente Eurasia de Norteamérica y el sur de África del sur de Sudamérica (Fig. 17). A medida que la corteza oceánica se separa de la dorsal, junto con el manto superior inmediatamente debajo de ella, se va enfriando. Este enfriamiento hace que la litosfera se contraiga e incremente su densidad, lo que promueve el aumento de su espesor. Cuando esta litosfera oceánica se ha enfriado lo suficiente durante millones de años (~100 M.a.), se convierte más densa que el manto astenosférico subyacente, promoviendo el hundimiento de la litosfera en el manto, proceso que se conoce como subducción, y generando un nuevo límite tectónico (límite convergente, ver Tema 1.2).

1.2.3 Límites convergentes o destructivos

Los límites convergentes son el resultado de la colisión de dos placas tectónicas, produciendo el hundimiento (subducción) de una bajo la otra, debido a su movimiento en direcciones opuestas, y el reciclaje de la litosfera en el manto. Dependiendo del tipo de litosfera (oceánica/continental) que colisione, se distinguen tres tipos de márgenes convergentes, los cuales darán lugar a tipos rocosos ígneos y metamórficos distintos.

Cuando la litosfera oceánica se enfría y aumenta de densidad, puede generar la rotura y el hundimiento de la litosfera oceánica densa en el manto astenosférico. A medida que la litosfera oceánica se hunde, se genera una fosa oceánica profunda, denominada zona de subducción, marcando el límite de la colisión entre placas oceánicas. La subducción de la litosfera oceánica, más fría, progresa a medida que se expulsa material de la dorsal y la empuja, promoviendo la convergencia entre litosfera oceánica y litosfera oceánica, y formando parte del proceso de convección del manto. El agua liberada en profundidad de la corteza oceánica que subduce produce la fusión parcial de la litosfera y del manto astenosférico, y una actividad volcánica asociada en superficie que genera arcos de islas o archipiélagos, tal como el caso de las islas Marianas y Aleutianas, o Japón y Tonga.

En otras ocasiones, también debido al aumento de densidad de litosfera oceánica, la subducción se puede producir entre litosfera oceánica y litosfera continental. Dado que la densidad de la corteza continental es siempre más baja que la del manto y que la de la corteza oceánica, independientemente del grado de enfriamiento cortical, el resultado es que ésta no puede subducir en el manto. Por ello, la litosfera oceánica es la que se hunde en el manto por debajo del margen continental (subduce bajo la litosfera continental por su mayor densidad).

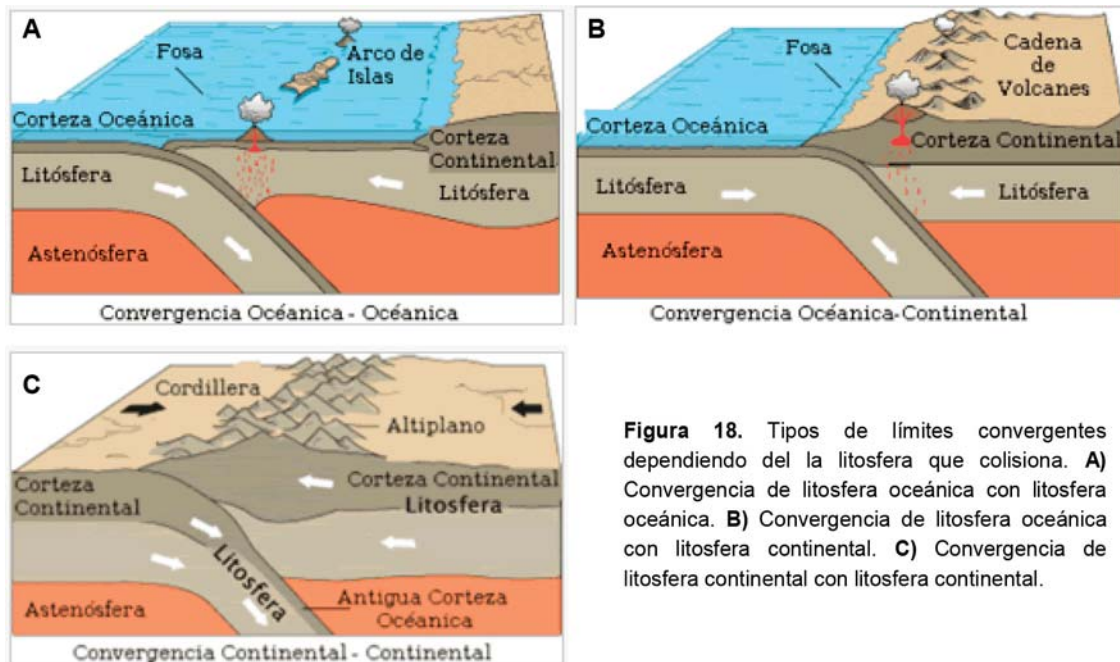
La generación de nuevos materiales las dorsales junto con el flujo convectivo del manto por diferencias de temperaturas en la zona de subducción favorece el empuje de la litosfera oceánica y promueve la colisión entre ambos tipos de litosferas (oceánica y continental), generando un margen continental activo. La placa que subduce se introduce progresivamente en el manto, asimilándose a medida que profundiza, y generando fundidos mantélicos, a partir de la deshidratación de la corteza oceánica en profundidad, que ascienden hacia la placa continental. El resultado del flujo ascendente de material fundido astenosférico es la formación de arco magmáticos o volcánicos continentales paralelos a la línea de colisión. El empuje de la litosfera oceánica, además, produce un engrosamiento de la litosfera continental debido al proceso de contracción cortical y a la adición sucesiva de magmas, acompañado de un metamorfismo en los materiales existentes en la corteza.

Un ejemplo de límite convergente de litosfera oceánica y continental es el margen de Sudamérica, en el cual la litosfera oceánica de la Placa de Nazca subduce bajo la Placa de Sudamérica, generando la Cordillera de los Andes.

A medida que progresa el acortamiento de la litosfera oceánica, esto puede dar lugar al cierre del océano y a la colisión de dos litosferas continentales, previamente separadas por litosfera oceánica. Como se ha explicado anteriormente, la baja densidad de la corteza continental no permite su subducción por el manto, por lo que el choque de ambas litosferas continentales produce su compresión y el hundimiento de una bajo la otra, dependiendo de la densidad de cada una.

La convergencia de las dos placas continentales no sólo genera el levantamiento topográfico de la corteza continental, si no también un engrosamiento cortical en profundidad, pudiendo alcanzar espesores de hasta 100 km (más o menos 3 veces el espesor medio de la corteza). Las rocas existentes dentro de esa corteza continental engrosada experimentan altos incrementos de presión y de temperatura, dando lugar a procesos de metamorfismo de diferente grado (ver Módulo IV), produciendo la generación de nuevos minerales a partir de otros inestables en dichas condiciones. Además, en la parte inferior a media de la corteza engrosada se produce la fusión parcial de materiales corticales que da lugar al ascenso de fundidos graníticos que se emplazan progresivamente en la corteza media a superior.

La Cordillera del Himalaya es un ejemplo de cadena montañosa generada por el cierre de un océano (Tethys) y la colisión de dos litosferas continentales, la placa Índica y la Euroasiática, en el Cretácico Superior.



La interacción de placas y formación de cadenas montañosas es un proceso que se denomina orogenia.

Los ambientes orogénicos descritos se caracterizan por altos gradientes de presión y temperatura debido al engrosamiento cortical, lo cual suele ir acompañado de metamorfismo de rocas preexistentes, generación y adición de fundidos corticales y mantélicos, además de una importante actividad sísmica. Las montañas que se forman en las orogenias están expuestas a un alto grado de erosión. A medida que se produce la erosión, se reduce progresivamente la masa de corteza que desplaza hacia abajo a la astenósfera subyacente, produciéndose el levantamiento cortical por isostasia. La erosión no está limitada a la superficie, si no también en profundidad.

La erosión de la base de la litósfera se denomina delaminación, y puede ser producida por el desprendimiento de litósfera densa, que por el aumento de presión y temperatura en el engrosamiento cortical los materiales han alcanzado la facies de eclogitas (rocas metamórficas de alto grado con densidades de 3300 kg/m³; ver Módulo IV), o por la densificación cortical debido al emplazamiento de material mantélico fundido de alta densidad en la corteza inferior.

El ascenso de nuevos fundidos mantélicos puede producir un mayor adelgazamiento cortical, y su progreso daría lugar a cuencas extensionales (Rift valleys) que favorecerían la fragmentación de la corteza, la aparición de nuevas dorsales y la generación de nueva corteza oceánica, con la consiguiente separación de la litósfera continental (Fig. 15), completando así el llamado Ciclo de Wilson (Fig. 19).

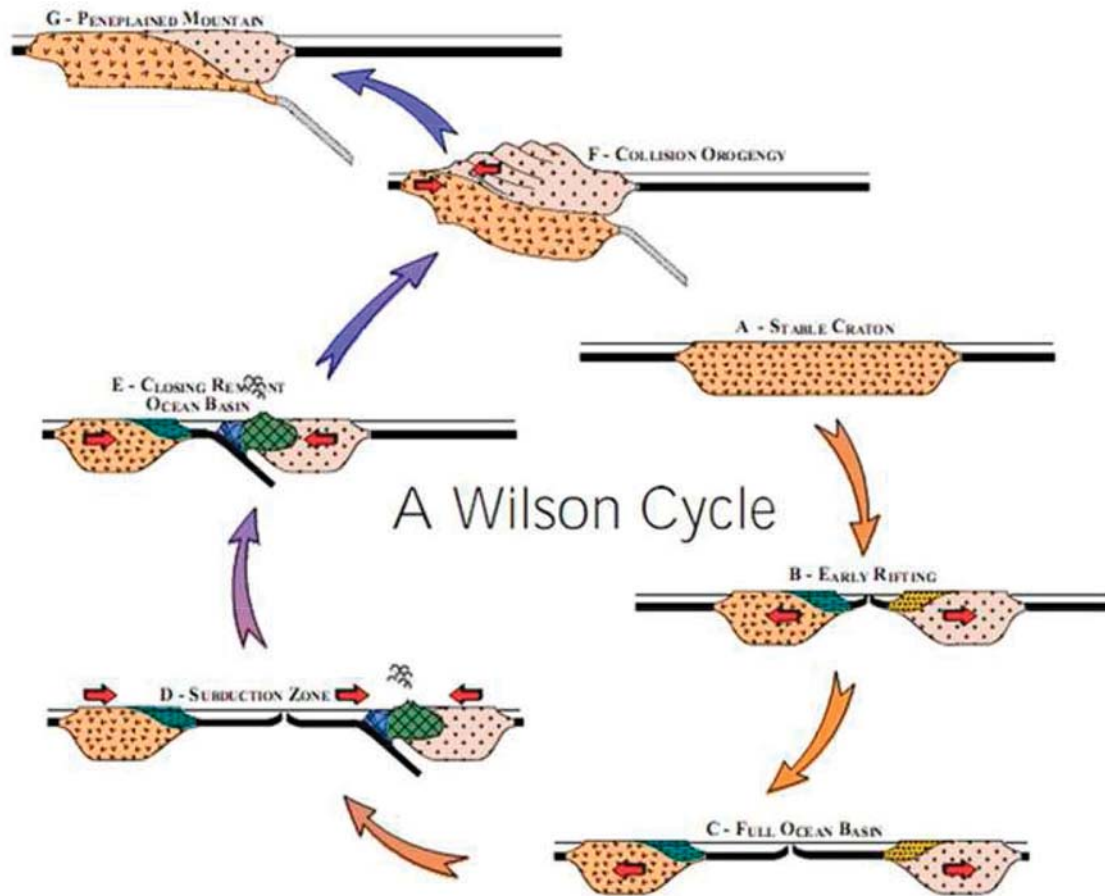


Figura 19. Esquema simplificado mostrando el Ciclo de Wilson, consistente en la fragmentación de la litosfera continental a través de un proceso de rifting (A, B), generación de litosfera oceánica por ascenso de material mantélico y separación de continentes (C), formación de una zona de subducción de litosfera oceánica bajo litosfera continental y cierre del océano (D y E), y colisión continental por el cierre total del océano, con la generación de cadenas montañosas (F) y posterior erosión superficial y delaminación inferior de la litosfera (G). A partir de este momento, se repetiría el mismo proceso, dando lugar a nuevos océanos y continentes.

1.2.4 Límites transformantes o conservativos

Los límites transformantes ocurren cuando dos placas litosféricas se deslizan lateralmente una con respecto a otra en sentido horizontal por medio de fallas transformantes. El movimiento de placas no es continuo, sino que se acumula energía hasta sobrepasar su límite elástico, produciéndose una liberación brusca de energía en forma de grandes terremotos y un desplazamiento lateral de la corteza. Dado que no se genera ni se destruye litosfera, se denominan límites conservativos. Las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos suelen ser desplazadas por fallas de transformación, formando series subparalelas a la dirección de desplazamiento (Fig. 20).

Estas zonas de fractura suelen ser notablemente continuas y extenderse grandes distancias desde la dorsal por el fondo oceánico y hasta en ocasiones alcanzar los márgenes continentales, por lo que pueden formar parte de un límite entre dos placas o conectando tramos activos de una dorsal.

Este tipo de límites tectónicos no suele conllevar actividad volcánica asociada, aunque en ocasiones existe un volcanismo cerca de las dorsales en el cual los basaltos generados son algo más fraccionados que los MORB. Además, existe un metamorfismo de bajo grado asociado a su desplazamiento, encontrándose esquistos verdes, serpentinitas y escasas anfíbolitas tectonizadas en los límites de fallas transformantes.

Los extremos de los límites conservativos suelen acabar en los otros tipos de límites tectónicos (divergentes y/o convergentes).

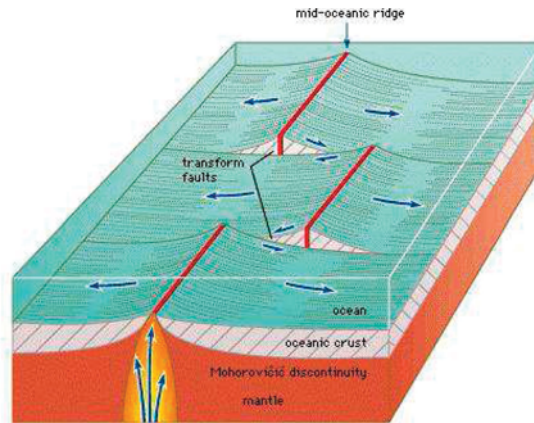


Figura 20. Sistemas de fallas transformantes asociados a la apertura y empuje de una dorsal oceánica

Ejemplos de límites transformantes son la falla de San Andrés, en California, en la que la placa del Pacífico se desliza en dirección NW con respecto a la placa norteamericana, generando una falla transformante que atraviesa el margen continental conectando en sus extremos dorsales y zonas de subducción (Fig. 20A); el límite noroeste del Caribe, el cual presenta un sistema de fallas transformantes (Polochic-Motagua, Oriente y Swan) con un movimiento transcurrente siniestro, el cual conecta un límite convergente con la litosfera oceánica del Atlántico en su parte oriental, y con otros dos límites convergentes en la zona occidental (convergencia de las Placas de Cocos y de Nazca con la del Caribe; Fig. 20B); o la falla de Azores-Gibraltar, en la que se conecta la dorsal de las Azores con un límite convergente en la placa de Alborán, separando la Placa Euroasiática de la de África (Fig 20C).

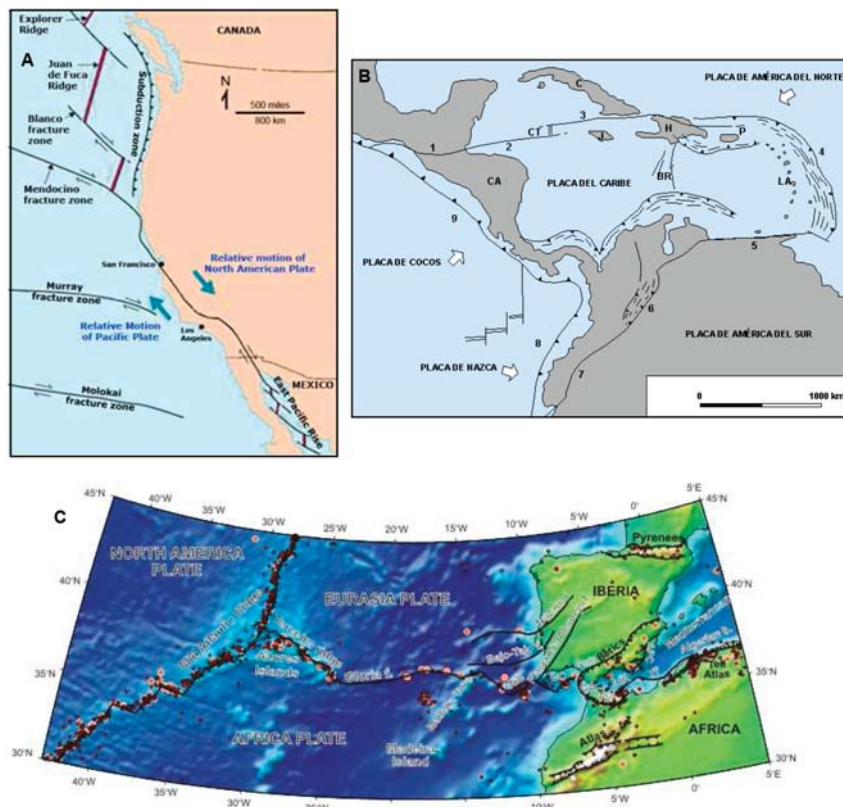


Figura 20. Ejemplos de límites transformantes. A) La falla transformante de San Andrés, producida por un movimiento sinistral de la Placa Pacífica con respecto a la de Norteamérica, B) Sistema de fallas de la Placa del Caribe el cual la engloba en sus extremos con diversos límites convergentes. C) Cuba; J: Jamaica; P: Puerto Rico; H: La Española; LA: Antillas Menores; CA: Centroamérica; CT: Fosa Caimán; BR: Cresta de Beata; 1: Zona de fallas Polochic-Motagua; 2: Falla transformante Swan; 3: Falla transformante Oriente; 4: Zona de subducción de las Antillas Menores; 5: Zona de fallas El Pilar; 6: Cordillera Oriental de Colombia; 7: Zona de fallas Dolores-Guayaquil; 8: zona de subducción de Colombia; 9: Zona de subducción de América Central (modificado de Proenza, 1997). C) Falla transformante de las Azores-Gibraltar, separando la Placa Euroasiática y la Africana, y conectando un límite divergente con uno convergente.

1.3 Bibliografía

- Anguita Virella, F., 1988. Origen e historia de la Tierra. 525 p, Ed. Rueda, Madrid.
- Anguita Virella, F., 2002. Biografía de la Tierra. Aguilar, 350 pp.
- Anguita, F., Moreno, F., 1991. Procesos geológicos internos. Ed. Rueda. 232 pp.
- Brown, G.C., Hawkesworth, C.J., Wilson, R.C.L., 1992. Understanding the Earth a new synthesis. Cambridge University Press. 551 pp.
- Bryson, B., 2003. A Short History of Nearly Everything. Varias ediciones en diferentes idiomas.
- Cooper, J. D., Miller, R. H., Patterson, J., 1990. A Trip Through Time: Principles of Historical Geology (2ª Ed.). 544 pp., Merrill Publ. Co., Columbus.
- Dziewonsky, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25, 297-356.
- Elmi, S., Babin, C., 2006. Histoire de la Terre. Dunod, 239 pp.
- Grotzinger, J., Jordan, T.H., Press, F., Siever, R., 2007. Understanding Earth. 5ª Edición. Ed. W.H. Freeman and Company. 600 pp.
- Hefferan, K., O'Brien, J., 2010. Earth Materials. Wiley-Blackwell. 608 pp.
- Hirose, K., Lay, T., 2008. Discovery of Post-Perovskite and New Views on the Core-Mantle Boundary Region. Elements 4, 183-189.
- Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009. Global Tectonics (3ª ed.). Wiley-Blackwell.
- Lille, R.J., 1999. Whole Earth Geophysics. Prentice Hall.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P., Haines, E., 1974. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 36, 541-576.
- Nutman, A.P., Bridwater, D., 1986. Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Isukia area, southern West Greenland: development of the oldest-known sial. Contributions to Mineralogy and Petrology 94, 137-148.
- Proenza, J., 1997. Mineralizaciones de cromita en la faja ofiolítica Mayarí- Baracoa, Cuba. Ejemplo del Yacimiento Mercedesitas, Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, España, 227 pp.
- Read, H.H., Watson, J., 1973. Introduction to Geology. Volume I Principles. Second Edition. The Macmillan Press Ltd. London. 693 pp.
- Rollinson H. R., 2007. Early Earth Systems. Blackwell Publishing.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews of Geophysics 33, 267-309.
- Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R., 2005. Encyclopedia of Geology. Ed. Elsevier.
- Shearer, P.M., 1999. Introduction to Seismology. Cambridge Univ. Press (1st Ed.).
- Stüwe, K., 2007. Geodynamics of the lithosphere (2nd Ed.). Springer. 493 pp.s
- Varela, R., 2014. Manual de Geología. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO. Miscelánea 21. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. ISSN 1514 - 4836 / ISSN 1668 - 3242 en línea.
- Winter, 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.