

Geomorfología y tectónica de placas

Una imagen de la tierra vista desde el espacio exterior, sin dudas que no nos revela demasiado sobre las inmensas fuerzas internas y procesos cósmicos que modelaron el estado actual de este aparentemente apacible planeta, ni tampoco nada sobre su probable destino a manos de la energía modeladora del Universo, y de la que aún este astro retiene como propia.

La tierra, para llegar a convertirse en el astro con las características adecuadas para sostener el proceso viviente, tuvo que ser sometida una combinación muy particular de sucesos que finalmente derivaron en la conformación de un planeta con las condiciones del nuestro. Diversas explicaciones han sido dadas sobre su origen, y también existen teorías que nos explican su conformación, sus aspectos dinámicos y como se mueven e interactúan sus placas. El conjunto de estas fuerzas y la forma de cómo se han ido combinado, han generado cordilleras, volcanes, cuencas oceánicas, terremotos y maremotos, y modelado mares y continentes a lo largo de 4,5 millones de años, en un planeta de estructura siempre dinámica y cambiante. (Capítulo 6).

Estos diversos procesos tienen también una expresión particular en las zonas que soportan físicamente a los océanos y mares, en donde existe una diversidad de regiones con características geomorfológicas y geodinámicas, que le proporcionan a las aguas circundantes, características propias. Así, en el paisaje de los fondos oceánicos tenemos como estructuras que conforman el borde de los océanos, a la línea de costa, y luego los márgenes continentales con: la plataforma continental, el talud continental, la elevación continental y los cañones submarino; mientras que en las profundidades marinas, las trincheras, llanuras abisales y volcanes submarinos, definen el ambiente para el dominio de los grandes abismos submarinos (Capítulo 7).

CAPITULO 6

TECTÓNICA DE PLACAS

Miroslav Rodríguez

1. Introducción	117
1.1. El origen de la Tierra	117
1.2. Estructura interna de La Tierra	118
1.2.1. Capas que componen la Tierra	118
1.2.2. Capas mecánicas	119
1.3. Tiempo geológico	119
2. La Tierra Dinámica	120
2.1. ¿Que es la tectónica de placas?	120
2.2. Origen de la tectónica de placas	120
2.2. Desarrollo de la teoría	121
2.2.1. Mapeo del fondo oceánico	121
2.2.2. Fajas magnéticas y polaridad inversa	122
2.2.3. Movimiento del fondo oceánico y reciclaje de la corteza oceánica	122
3. Comprendiendo el movimiento de las placas	123
3.1. Fuerzas que explican el movimiento de las placas	123
3.1.1. Corrientes de convección	123
3.1.2. Empuje y arrastre de placas	123
3.1.3. Plumas ascendentes y placas descendentes	124
3.2. Límites de placas	124
3.2.1. Límites divergentes	124
3.2.3. Límites convergentes	124
3.2.4. Límites de fallas transformantes	125
4. Tectónica de placas y desastres naturales	125
5. Lecturas recomendadas	125

CAPITULO 6

TECTONICA DE PLACAS

Miroslav Rodríguez

1. Introducción

Antes de comenzar con el estudio de la tectónica de placas es necesario analizar algunos conceptos que son fundamentales para entender la teoría que explica estos procesos y que permitirán introducir al lector en la terminología y fundamentos de la geología moderna. Estos aspectos se relacionan con el origen y la estructura interna de la tierra, el concepto de tiempo geológico y los procesos de fosilización, entre otras materias.

1.1. El origen de la Tierra

Diversas son las teorías que han sido concebidas para explicar el nacimiento de nuestro planeta y a pesar de los esfuerzos realizados en ello, sin duda que aún no se tiene un entendimiento completo del origen de la tierra¹. Todo parece indicar, sin embargo, que conforme la materia galáctica rotaba alrededor de un centro de rotación, las estrellas comenzaron a formar aglomeraciones de masas individuales debido a la concentración de partículas bajo la fuerza de gravedad. Estas concentraciones de materia pudieron tener sus propios remolinos y a través de los años tener la forma que presentan ahora. Muchas de las estrellas resultantes pudieron haber desarrollado una asociación de planetas que rotaban alrededor de ellas. Tal secuencia pudo haber ocurrido con la formación del sol, que al menos en un principio tuvo el diámetro que tiene el sistema solar hoy día. A medida que esta gran acumulación de gas y polvo espacial comenzó a concentrarse bajo la fuerza de gravedad, un pequeño porcentaje de él quedó fuera. El material

¹ Ver capítulo 4 "El origen del Universo y la Vida"

remanente se aplastó en una forma de disco aumentando su densidad y por ende transformándose en un material inestable desde el punto de vista gravitacional. De esta forma se desarrollan los protoplanetas², los cuales se consolidaron dentro de los que hoy conocemos. Durante esta primera etapa de los protoplanetas, el sol comenzó a brillar debido a la condensación, a altas temperatura, de la materia. Se generaron fuerzas en su interior las que crearon energía a través de un proceso conocido como el ciclo de carbono. A medida que las temperaturas aumentaron, los átomos de hidrógeno, en presencia de carbono, fueron convertidos a helio. Una vez que los protoplanetas comenzaron a ser calentados por el sol, el hidrógeno atmosférico y el helio comenzaron a escaparse. Esto hizo que los planetas se contrajeran, y como consecuencia se calentaran.

Las evidencias geológicas y principalmente sismológicas revelan que la tierra está conformada por un núcleo interno compuesto de hierro y níquel, un manto compuesto principalmente por hierro y una capa externa delgada llamada corteza. La solidificación de la corteza marca el comienzo de la historia geológica cuyos registros geocronológicos indican una edad aproximada de 4.600 millones de años. La gran actividad volcánica existente en los estados iniciales de nuestro planeta contribuyó con una abundante cantidad de gases que darían origen a la atmósfera primitiva, por cierto, de composición muy diferente a la actual. Gran parte de estos gases estaban constituidos por vapor de agua que se mantuvo en ese estado por mucho tiempo, hasta que la tierra comenzó a enfriarse. El progresivo enfriamiento trajo como consecuencia que el vapor de agua precipitara para acumularse en las depresiones de la superficie terrestre dando origen a los océanos primitivos. Estos paleoocéanos eran menos salinos, pero a medida que las rocas primarias comenzaron a ser erosionadas, los componentes lixiviados de estas rocas contribuyeron al cambio gradual de composición de los océanos llegando a la condición actual.

1.2. Estructura interna de La Tierra

1.2.1. Capas que componen la Tierra

La segregación de material, que empezó muy pronto en la historia de la tierra, sigue ocurriendo todavía, pero a una escala mucho menor. Debido a esta diferenciación, el interior de la tierra no es homogéneo y consta de tres regiones principales que tienen una composición química notablemente diferentes (Fig. 6.1.):

Corteza: Capa rígida más externa y comparativamente fina de la tierra cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, bajo las dorsales mesoocéánicas, y más de 70 kilómetros debajo de algunos cinturones montañosos como los Andes y los Himalayas. Se divide en corteza oceánica y corteza continental. Las rocas de la corteza oceánicas son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (aproximadamente 3.0 g/cm^3) que las rocas de la corteza continental. Las rocas continentales tienen una densidad media de alrededor de 2.7 g/cm^3 y se han descubierto algunas cuya edad supera los 3800 millones de años.

Manto: Más del 82% del volumen de la Tierra está contenido en el manto, una envoltura de unos 2900 kilómetros de grosor. El límite entre la corteza y el manto refleja un cambio de composición. Aunque el manto se comporta como un sólido cuando transmite las ondas sísmicas, las rocas del manto son capaces de fluir a una velocidad muy lenta. El manto se divide en manto inferior o mesósfera, que se extiende desde el límite núcleo-manto hasta una profundidad de 660 kilómetros, y el manto superior que continúa hasta la base de la corteza.

Núcleo: El núcleo está compuesto fundamentalmente de hierro, con cantidades menores de níquel y otros elementos. Debido a la alta presión existente en el núcleo este material rico en hierro tiene una densidad media de alrededor de 11 g/cm^3 . El núcleo puede a su vez dividirse en núcleo externo, de unos 2270 kilómetros de grosor y un núcleo interno que posee un radio de 1216 kilómetros. El núcleo interno y externo son muy similares en composición y su división se basa sólo en los diferentes estados

² Los protoplanetas fueron una masa tal vez 1000 veces mayor en diámetro de lo que hoy es la tierra y 500 veces más masivos. Los constituyentes más pesados se fueron moviendo hacia el centro en tanto que los más livianos se movieron hacia la periferia.

en que se encuentra el material constituyente. El núcleo externo es líquido y por lo tanto capaz de fluir, mientras que el núcleo interno, a pesar de su temperatura más elevada, se comporta como un sólido. La circulación dentro del núcleo externo, en conjunto con la rotación de nuestro planeta, genera el campo magnético de la Tierra.

1.2.2. Capas mecánicas

La capa externa de la Tierra que comprende la corteza y el manto superior, forman un estrato relativamente rígido y frío. Este estrato está constituido por materiales cuyas composiciones químicas son notablemente diferentes, pero que actúan como una sola unidad y que se comportan de manera frágil frente a la deformación. A esta unidad rígida y externa se le denomina litósfera. Con un grosor medio aproximado de 100 kilómetros, la litósfera puede alcanzar 250 kilómetros o más debajo de las porciones más antiguas (escudos) de los continentes. Debajo de las cordilleras mesoceánicas la litósfera tiene un grosor de unos pocos kilómetros los que pueden alcanzar hasta 100 kilómetros en regiones donde hay corteza más antigua y fría.

Debajo de la litósfera (hasta una profundidad promedio de 660 kilómetros) se encuentra una capa blanda, relativamente plástica, localizada en el manto superior, conocida como astenósfera. La región que abarca los aproximadamente 150 kilómetros de la astenósfera, tiene condiciones de temperatura y presión que permiten la existencia de una pequeña porción de roca fundida. Dentro de esta zona muy dúctil, la litósfera es capaz de moverse con independencia de la astenósfera.

1.3. Tiempo geológico

En las líneas anteriores se ha mencionado que el registro geocronológico demuestra que la Tierra tiene una edad de 4600 millones de años. Pero ¿cómo se determina la edad de las rocas y por ende de la Tierra?. En la actualidad y de la mano de los actuales avances de la ciencia y el descubrimiento de la radioactividad a fines del siglo XIX y sobre todo con el perfeccionamiento de los métodos de datación radiométrica, los geólogos pueden asignar fechas exactas y específicas a las rocas o eventos geológicos. La asignación de edades por métodos radiométricos constituye un método de datación absoluta. Lo que parece sencillo en nuestros tiempos no lo fue tanto en los tiempos anteriores al advenimiento de la datación radiométrica, por lo que para poner edades a los eventos geológicos en esas épocas se desarrolló un método de datación relativa. En términos prácticos este método combina por una parte la *ley de la superposición*, que establece que en una secuencia de rocas no deformadas, cada capa es más antigua que la que tiene encima y más joven que la que tiene debajo y por otra parte la presencia de fósiles (restos o impresiones de organismos que vivieron en un pasado geológico) que llevó a postular el *principio de la sucesión faunística*. Este principio postula que los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y por tanto, cualquier periodo geológico puede reconocerse por su contenido en fósiles. Esto permitió a los geólogos identificar rocas de la misma edad en lugares completamente separados y construir escalas de tiempo geológico (Fig. 6.2.) Es evidente entonces que el mayor y mejor conocimiento de los fósiles son esenciales para desarrollar las escalas relativas de tiempo geológico. La fosilización, proceso por el cual las partes duras de un organismo son preservadas a lo largo del tiempo, no es un proceso simple y existen variados subprocesos por los cuales un organismo puede ser preservado como fósil. No obstante, como una forma de introducir al lector neófito en la paleontología (rama de la geología que estudia los fósiles) se mencionará el proceso más común como es el de permeabilización o reemplazo. Los huesos y conchas de organismos normalmente contienen cavidades que fueron ocupadas por nervios u otro tipo de partes blandas mientras el organismo estaba vivo. Cuando los organismos mueren y son cubiertos por sedimentos, estas partes se descomponen y no se preservan permitiendo que las aguas con contenidos de sílices, carbonato de calcio y otros minerales circulen por estos sedimentos y cavidades las que se van rellenando con los mencionados minerales. El resultado de este proceso es una concha o hueso mucho más duro y resistente y por lo tanto con mayor posibilidad de ser preservada a través del tiempo a medida que sufre un enterramiento progresivo.

2. La Tierra Dinámica

2.1. ¿Que es la tectónica de placas?

En términos geológicos una "placa" es una plancha rígida de roca sólida. La palabra tectónica viene de la raíz griega "construir". Así, uniendo estas dos palabras se da origen al concepto de "tectónica de placas" utilizado para señalar que la superficie de la tierra está construida de placas. De esta forma la teoría de la tectónica de placas señala que la capa más externa de la tierra está fragmentada en una serie de placas que presentan un movimiento relativo una respecto de la otra (Fig. 6.3.) Sin embargo, antes del advenimiento de la tectónica de placas muchas personas creían que los actuales continentes eran fragmentos de grandes masas de tierra (supercontinentes) preexistentes. Esta teoría, conocida como la "teoría de la deriva de los continentes", constituiría la antesala de la teoría de la tectónica de placas. En términos generales la tectónica de placas es un concepto científico relativamente nuevo que fue introducido a comienzo de 1960, pero que ha revolucionado nuestro entendimiento de la dinámica del planeta en que vivimos. Tal vez uno de los logros más relevantes de esta teoría es la de haber incorporado otras ramas de las ciencias de la tierra, tan opuestas como la paleontología y la sismología, en pro de encontrar respuesta a muchas preguntas sobre las que los científicos han especulado durante siglos. Interrogantes como: ¿Porqué los terremotos y las erupciones volcánicas ocurren en áreas específicas alrededor del mundo?, y ¿Como y porqué se han formado grandes cadenas montañosas como los Andes y los Himalayas?, han sido algunas de las grandes incógnitas a las que científicos, filósofos y hasta teólogos han tratado de dar explicación durante siglos. Explicaciones que por cierto no han estado exentas de polémicas y que han dividido al mundo científico a favor de una y otra teoría.

Hasta el 1700 la mayoría de los europeos pensaban que el "Diluvio Bíblico" era el responsable de la forma de la superficie terrestre. Este pensamiento fue conocido como "catastrofismo" y la geología estuvo basada sobre la creencia de que todos los cambios terrestre habían sido causados por una serie de catástrofes. Sin embargo a mediados del siglo XIX el catastrofismo dio paso al "uniformitarismo", una nueva vía de pensamiento basado en el "Principio Uniformitariano" postulado en 1785 por el geólogo escocés James Hutton³. Este principio postula que: "El presente es la clave del pasado". Este punto de vista asume que las fuerzas y procesos geológicos tanto graduales como catastróficos actúan sobre la Tierra de la misma manera que actuaron en el pasado geológico.

2.2. Origen de la tectónica de placas

La creencia de que los continentes no han estado siempre en la posición actual ha sido una sospecha desde antes del siglo XX. En efecto, esta teoría fue propuesta ya en 1596 por el cartógrafo holandés Abraham Ortelius⁴ quien sugiere que el continente Americano fue separado de Europa y Africa por terremotos y diluvios. No obstante no fue sino hasta 1912 que la idea del movimiento de los continentes fue seriamente considerada como una teoría científica bajo la denominación de "Deriva Continental" y publicada por el meteorólogo alemán Alfred Lothar Wegener⁵. Wegener menciona que hace aproximadamente 225 millones de años existía un gran supercontinente denominado Pangea⁶ y que a los 200 millones de años este supercontinente comienza a fragmentarse y separarse en dos grandes masas continentales denominadas Laurasia en el hemisferio norte y Gondwana en el hemisferio sur (Fig.6.4.) Laurasia y Gondwana han continuado fragmentándose y separándose en varios pequeños continentes

³ Nació en Edimburgo en 1726 y murió en 1797 y es considerado como el padre de la geología. Creó la teoría uniformadora de la geología y resumió sus teorías en su obra publicada en 1795 "Teoría de la Tierra".

⁴ Cartógrafo flamenco nacido en 1527 y muerto en 1598. Inicialmente se hizo famoso como matemático antes de centrar casi toda actividad en la geografía y la cartografía. En 1570 publicó su *Theatrum Orbis Terrarum*, considerada como el primer éxito comercial de este tipo de obras.

⁵ Astrónomo y meteorólogo alemán, nació en Berlín en 1880 y murió en Groenlandia en 1930 posiblemente a causa de un ataque cardíaco. Sus restos fueron encontrados bajo la nieve cinco meses después de su partida. Durante su vida Wegener hizo varias contribuciones muy importantes a la meteorología, fue pionero en el uso de globos para estudiar las corrientes atmosféricas y escribió un libro de texto que se hizo de uso popular en Alemania.

⁶ Término derivado del griego que significa "todas las tierras".

hasta terminar en la conformación que conocemos en la actualidad. *Wegener* observó que existe una gran semejanza en las formas de América del Sur y África (observada por *Ortelius* 3 siglos antes) llamándole notoriamente la atención de que además existía una inusual ocurrencias de estructuras semejantes, tanto geológicas como de plantas y animales fósiles, en las costas de ambos continentes actualmente separadas por el Océano Atlántico (Fig.6.5.). El razonó que existía una imposibilidad física para que estos organismos hubieran podido trasladarse a través de este vasto océano. El descubrimiento de fósiles idénticos en las costas de África y Sudamérica vendría a confirmar aún más la teoría de que los continentes estuvieron unidos en el pasado geológico.

Para *Wegener* la teoría de la deriva de los continentes no sólo explicaba las ocurrencias de fósiles idénticos en zonas alejadas sino que también evidenciaba los cambios climáticos sobre los continentes. En efecto, el descubrimiento de fósiles de plantas tropicales en la Antártica revela que este continente en algún momento tuvo que haber estado situado cerca del ecuador en un área de clima temperado donde estas plantas crecen en un ambiente pantanoso.

La teoría de *Wegener*, a pesar de revolucionaria y lógica, no estuvo exenta de rechazo por parte de la comunidad científica de la época, principalmente porque no pudo dar respuesta a una de las grandes interrogantes que los científicos se hacían: ¿Que clase de fuerza era capaz de mover tales masas continentales?. *Wegener* sugería que los continentes simplemente flotaban sobre el piso oceánico. Esta postura fue rechazada con argumentos sólidos planteados por científicos geofísicos quienes veían una imposibilidad física para tal propuesta. No fue sino hasta después de la muerte del metereólogo alemán en 1930, y principalmente a partir de los resultados de la exploración del fondo oceánico, que esta idea recobró fuerza bajo el nuevo concepto de la teoría de la tectónica de placas.

2.2. Desarrollo de la Teoría

Desde que *Wegener* postuló su teoría de la deriva de los continentes pasaron muchos años antes de que existieran datos científicos que pudieran comprobar los postulados de la misma. Recién a comienzos de 1950 emergieron evidencias que permitieron revivir el debate acerca de las revolucionarias ideas del metereólogo alemán. Agrupados en tres aspectos estas evidencias científica constituyen los pilares en los que sustenta la teoría de la tectónica de placas, los que corresponden a:

2.2.1. Mapeo del fondo oceánico

Aproximadamente dos tercios de la superficie de la tierra se encuentra ocupada por océanos. Antes del siglo XIX las profundidades de los océanos era materia de especulación y discusión. La mayoría de las personas pensaban que el fondo de los océanos era plano y carente de rasgos morfológicos relevantes. Sin embargo, exploraciones oceánicas realizadas durante los tiempos siguientes mejoraron profundamente nuestro conocimiento sobre esta parte del paisaje marino, revelando que la mayoría de los procesos geológicos que ocurren en la tierra están ligados, directa e indirectamente, a la dinámica de los fondos oceánicos. El mayor avance del conocimiento del fondo oceánico se logró en el siglo XIX con las primeras cartas batimétricas del Atlántico y el Caribe, realizadas por el Servicio Naval de Estados Unidos en 1855. Estas cartas revelaron las primeras evidencias de una cadena montañosa submarina en el océano Atlántico (denominada cordillera mesoatlántica). Posteriormente, sismólogos marinos descubrieron una capa de sedimentos cuyo espesor era mucho más fino de lo que se pensaba. Como por aquella época algunos científicos creían que los océanos tenían una edad de 4 billones de años, era de esperar que el espesor de esta capa fuera mucho más gruesa; la gran interrogante entonces era que había ocurrido con el material supuestamente depositado. La respuesta llegaría con las investigaciones futuras que serían la clave de la teoría de la tectónica de placas.

En el siglo XX la exploración del fondo oceánico se expandió considerablemente revelando que las cadenas montañosas no eran exclusivas del océano Atlántico sino que se extendían por el resto del fondo oceánico. Estas inmensas cadenas montañosas submarinas se distribuyen en forma zigzagueante entre los continentes, con más de 800 km de ancho y 50.000 km de largo.

2.2.2. Fajas magnéticas y polaridad inversa

Las exploraciones oceánicas no sólo contemplaron el mapeo del fondo oceánico a través de cartas batimétricas, sino que también se realizaron medidas del magnetismo de las rocas. Estos estudios comenzaron a revelar variaciones magnéticas a través de los fondos oceánicos. Este descubrimiento, hasta ese momento inesperado, no fue del todo sorprendente ya que se sabía que el basalto⁷ contiene un mineral fuertemente magnético y que localmente distorsiona la medida de una brújula. El conocimiento de las propiedades magnéticas de estas rocas permitió generar mapas de anomalías magnéticas de los fondos oceánicos de los que se desprende que estas variaciones magnéticas no eran aleatorias sino que obedecían a patrones determinados. Cuando estos patrones magnéticos forman trazados sobre grandes regiones, el fondo oceánico presenta un patrón de tipo listado de las diferentes bandas magnéticas (Fig.6.6.) en el que curiosamente existía una alternancia de bandas de diferente polaridad magnética. Bandas de polaridad magnética normal, es decir, rocas que presentan la misma polaridad magnética que el campo magnético actual de la Tierra, se disponen en las crestas de las dorsales mesoceánicas y bandas de polaridad magnética inversas, es decir, rocas que presentan distinta polaridad magnética que el campo magnético actual de la Tierra se dispone a ambos flancos de la cresta de las dorsales mesoceánicas. La explicación para tan curioso patrón magnético sólo puede encontrarse en la idea de que las dorsales mesoceánicas son los lugares donde se crea corteza oceánica nueva. En efecto, las crestas de estas dorsales no son otra cosa que grandes fracturas del fondo oceánico por donde asciende magma⁸, el que al enfriarse forman rocas volcánicas sólidas cuyos minerales reflejan el campo magnético imperante. Este proceso ha estado operando durante millones de años generando, en cada evento, corteza oceánica nueva. Las evidencias que confirman esta hipótesis pueden ser resumidas sobre la base de tres aspectos fundamentales: a) Las rocas más nuevas se presentan en las crestas de las cordilleras mesoceánicas haciéndose progresivamente más antiguas hacia los flancos de las mismas, b) las rocas más nuevas tienen siempre una polaridad normal, y c) las rocas de las crestas de estas cordilleras presentan polaridad normal, en tanto que las franjas paralelas de los flancos presentan una alternancia de polaridad (normal-inversa-normal), sugiriendo que el campo magnético de la tierra se invirtió muchas veces.

2.2.3. Movimiento del fondo oceánico y reciclaje de la corteza oceánica

Una consecuencia directa del descubrimiento de las franjas de polaridad magnética es el hecho de que si se genera corteza nueva en las crestas de las cordilleras mesoceánicas, implicaría que el fondo oceánico se estaría moviendo. Lo anterior llevó a los científicos a introducir el término "expansión del fondo oceánico". A pesar de que la teoría de la expansión del fondo oceánico explicaba satisfactoriamente la ocurrencia de las franjas magnéticas, otra interrogante comenzó a rondar en el mundo científico y era que si en las cordilleras mesoceánicas se generaba corteza nueva, ¿porqué la Tierra no aumentaba de tamaño desde su formación?. Intuitivamente se dio respuesta a esta interrogante postulando que si la corteza oceánica se expandía a lo largo de las crestas de las cordilleras mesoceánicas, necesariamente tenía que ser consumida en otros lugares de la Tierra. Aquellos lugares donde la corteza es consumida fueron definidos como fosas marinas y que de acuerdo a *Harry Hess*⁹ corresponderían a grandes y profundos cañones submarinos dispuestos paralelamente al borde de la cuenca del Océano Pacífico. Como la corteza oceánica antigua se consumía bajo estas fosas, nuevos magmas eran generados y erupcionados a través de las crestas de las cordilleras mesoceánicas generando un ciclo de "reciclaje", con la creación de nueva corteza oceánica y la destrucción simultánea de corteza oceánica antigua. Paralelamente, estudios sismológicos revelarían que los terremotos tendían a concentrarse en ciertas áreas, específicamente en las fosas y en las cordilleras mesoceánicas en expansión. Estos estudios también revelaron la

⁷ Roca volcánica rica en hierro y de amplia distribución en el fondo oceánico.

⁸ Roca fundida que contiene minerales y gases

⁹ *Harry Hess* (1906-1969) fue un profesor de geología de la Universidad de Princeton quien se vio fuertemente influenciado por la teoría de la tectónica de placas de *Wegener*, sin embargo tenía una visión muy diferente acerca de la escala de los movimientos que causaban este fenómeno. Fue uno de los pioneros en la exploración del fondo oceánico.

existencia de prominentes zonas de terremotos paralelas a las fosas que presentaban una inclinación de 40°- 60° y que se extendían por varios cientos de kilómetros bajo la Tierra. Estas zonas fueron denominadas, posteriormente, como zona de *Wadati-Benioff* o simplemente zona de Benioff en honor a los sismólogos que primeramente reconocieron este fenómeno. La zona de Benioff correspondería a los lugares de destrucción de corteza oceánica descritas por *Hess* (Fig. 6.7.)

3. Comprendiendo el movimiento de las placas

3.1. Fuerzas que explican el movimiento de las placas

La teoría de la tectónica de placas describe el movimiento de las placas y los efectos de este movimiento. El mecanismo por el cual se produce este movimiento ha sido una interrogante planteada desde los inicios de esta teoría, lo que no es un tema menor a la hora de entender con propiedad el movimiento de los continentes. Si bien la aceptación de este modelo no sólo depende del conocimiento de la (s) fuerza (s) que mueven las placas, este factor ha sido uno sobre los cuales ha descansado la posibilidad de explicar la dinámica de las placas.

No obstante que ninguno de los mecanismos conductores hasta ahora propuestos puede explicar todas las principales variantes del movimiento de las placas, está claro que la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra es la fuerza motriz subyacente al movimiento de las estructuras. Los mecanismos propuestos para explicar este movimiento pueden ser resumidos en tres procesos relacionados entre sí:

3.1.1. Corrientes de convección

Uno de los primeros modelos para explicar el eventual mecanismo impulsor para los movimientos de las placas y la deriva continental, fue el propuesto por el geólogo inglés *Arthur Holmes*¹⁰. Esta hipótesis, adaptada a la tectónica de placas, sugiere que grandes corrientes de convección del manto (en las cuales la roca caliente, menos densa, asciende y el material más frío y denso se hunde) impulsan el movimiento de las placas (Fig.6.8.) Según esta propuesta, el material caliente menos denso del manto inferior asciende muy despacio en las regiones de las dorsales oceánicas. A medida que el material se expande lateralmente, arrastra a la litósfera a lo largo, tal como los paquetes en una cinta transportadora. Al final, el material se enfría y empieza a hundirse en el manto inferior, donde vuelve a calentarse. Este modelo simple puede ser comparado con el fenómeno que ocurre al calentar agua en un recipiente, en el que el agua más cercana a la fuente de calor asciende por diferencia de temperatura, ciclo que se produce en forma continua produciendo una corriente de convección. Por su simpleza este modelo es aceptado en forma muy general. Sin embargo, en la actualidad, los investigadores saben, gracias a las técnicas de investigación moderna, que el flujo de material en el manto es bastante más complejo que el de simple células de convección. Por otro lado se sabe también que las placas litosféricas no son sólo pasajeros transportados por corrientes de convección, sino que muy por el contrario, forman parte de esa circulación.

3.1.2. Empuje y arrastre de placas

El primero de estos procesos se basa en el hecho de que a medida que una placa recién formada de corteza oceánica se separa de la cresta de la dorsal, se enfría de manera gradual y aumenta su densidad. De esta manera la placa oceánica fría se hace más densa que la astenosfera subyacente y comienza a hundirse, y cuando esto ocurre, la placa fría que se hunde empuja consigo a la litósfera que tiene detrás. El arrastre de placas se produciría en la posición más elevada de una dorsal oceánica que provoca que la litósfera se deslice bajo la influencia de la gravedad.

¹⁰ *Arthur Holmes* fue un geólogo inglés que tiene el mérito de haber sido el primero en explicar, satisfactoriamente, la causa del movimiento de las placas a través del mecanismos de las corrientes de convección.

3.1.3. Plumas ascendentes y placas descendentes

Una variación del modelo de convección térmica sugiere que bajo las placas y en forma localizada, existen fuentes de alta energía calórica denominadas plumas calientes (hotspots). Estas plumas calientes y flotantes de rocas constituirían las ramas de flujo ascendentes del mecanismo convectivo que actúa en el manto. Se supone que estas plumas calientes se extienden hacia arriba desde la proximidad del límite manto-núcleo. Tras alcanzar la litósfera, se expanden lateralmente y facilitan la separación de las placas sobre la zona de ascenso. Estas plumas del manto se revelan como áreas volcánicas de larga duración (hotspots). Algunas de estas áreas se ubican a lo largo de los sistemas de dorsales, sin embargo, también se localizan al interior de las placas, en zonas donde no existen dorsales, tal es el caso de los hotspots que generaron la cadena volcánica de Hawai.

Es evidente que queda mucho por aprender sobre los mecanismos que causan el movimiento de las placas, no obstante algunas cosas son claras. La distribución desigual del calor de la Tierra genera algún tipo de convección térmica en el manto que, en último término, impulsa el movimiento de las placas. Por otro lado, las placas litosféricas descendentes son componentes activos del descenso y sirven para transportar material frío al manto.

3.2. Límites de Placas

Cada placa se mueve como una unidad coherente con respecto a otras placas. Aunque el interior de las placas puede deformarse, todas las interacciones entre ellas -y por lo tanto la mayor parte de la deformación- se produce a lo largo de sus límites. En términos generales se ha demostrado que las placas están unidas por tres tipos distintos de límites, que se diferencian entre sí por el tipo de movimiento que exhiben (Fig. 6.9.)

3.2.1. Límites divergentes

Se refiere a aquellos lugares donde las placas se separan, lo que produce la ascensión del material del manto para crear nuevo suelo oceánico. La expansión de las placas o divergencia, se produce en las dorsales oceánicas. Conforme las placas se separan, las fracturas creadas se rellenan inmediatamente con roca fundida que sube desde la astenósfera inferior. Este material caliente se enfría lentamente hasta formar roca dura, produciendo nuevas franjas de fondo oceánico. Esto ha sucedido una y otra vez a lo largo de miles de millones de años, formándose así millares de kilómetros cuadrados de nuevo fondo oceánico. Una velocidad típica de expansión del fondo oceánico es de 5 cm por año, aunque varía de un centro de expansión a otro. Conforme se va formando nueva litosfera a lo largo de la dorsal oceánica, esta litosfera se aleja lentamente del eje de la dorsal y por lo tanto empieza a enfriarse y contraerse, incrementando con ello su densidad. El enfriamiento, por otra parte, hace que aumente la resistencia mecánica de las rocas del manto situadas debajo de la corteza oceánica, con lo que aumenta el grosor de la placa litosférica.

3.2.3. Límites convergentes

Aunque se está añadiendo constantemente nueva litosfera a las dorsales oceánicas, el planeta no aumenta de tamaño -es decir, el área de su superficie se mantiene constante-, por consiguiente y para acomodar la litosfera recién creada, las placas oceánicas más antiguas vuelven al manto a lo largo de los límites convergentes. Conforme dos placas convergen lentamente, el borde anterior de una placa se dobla hacia abajo, lo que permite que se deslice por debajo del otro. La expresión superficial producida por una placa descendente es una fosa submarina, como la fosa Perú-Chile. Las regiones donde la corteza oceánica está siendo consumida se denominan zonas de subducción. En ellas, conforme la placa que se hunde se desplaza hacia abajo, entra en un ambiente de presión y temperatura elevadas de manera que algunos materiales subducidos, así como cantidades más voluminosas de la astenósfera se funden y migran hacia arriba. De acuerdo al tipo de litósfera que convergen se distinguen tres tipos de límites convergentes: a) convergencia corteza oceánica-corteza continental, situación que ocurre a lo largo de la costa de Sudamérica en la que la Placa de Nazca se subduce bajo la Placa Sudamericana; b)

convergencia corteza oceánica-corteza oceánica; c) Convergencia corteza continental-corteza continental, tal como ocurre en la zona de convergencia de la Placa India y la Placa Euroasiática y que da origen a la cadena montañosa de los Himalayas.

3.2.4. Límites de fallas transformantes

Los límites de falla transformante se localizan donde las placas se deslizan una con respecto a la otra, sin generar litosfera nueva y sin consumir litosfera antigua. Estas fallas son paralelas a la dirección de movimiento de las placas y fueron descubiertas asociadas a cordilleras mesoceánicas. Algunas de estas fallas atraviesan los continentes, como es el caso de la Falla de San Andrés, en California, Estados Unidos. A lo largo de esta falla la Placa del Pacífico se mueve hacia el noroeste, más allá de la Placa Norteamericana. Conforme estas placas se deslizan una al lado de la otra, la tensión se acumula en las rocas situadas en lados opuestos de la falla. Cuando esta tensión es máxima las rocas se rompen, liberando energía en forma de terremoto.

4. Tectónica de placas y desastres naturales

A lo largo del tiempo geológico la tectónica de placas, en conjunto con otros procesos geológicos tales como la erosión de los hielos y ríos, han ido moldeando la superficie de nuestro planeta creando formas y escenarios de magnífica belleza. La Cordillera de los Andes, los Himalayas y los Alpes por ejemplo, son consecuencia directa de estos procesos. Así como la tectónica de placas juega un papel importante en el modelado de la superficie terrestre, también es causante de terremotos y erupciones volcánicas que causan grandes desastres, afectando directamente al hombre y su entorno. La mayoría de los terremotos y erupciones volcánicas ocurren en áreas específicas, a lo largo de límites de placas. Una de las áreas sísmológica y volcánicamente más activa del mundo la constituye el llamado "Cinturón de Fuego del Pacífico" donde la Placa Pacífica se encuentra rodeada por varias placas (Fig. 6.10.)

Evidentemente que las ciudades y países emplazados en estas zonas o cerca de ellas están más propensos a recibir los embates de la naturaleza, con el consiguiente daño en la población. Tal es el caso, por ejemplo, del borde oeste de Sudamérica en que países como Chile y Perú, entre otros, son afectados constantemente por movimientos telúricos que en ocasiones llegan a ser grandes terremotos. En efecto, el registro histórico demuestra que a lo largo de la historia geológica de esta porción de Sudamérica se han suscitado, casi con una periodicidad sorprendente, una serie de sismos de gran intensidad. Notables, por las consecuencias devastadoras, son los terremotos de Concepción y Valdivia en la década de 1960, y particularmente el terremoto de Valdivia que alcanzó una intensidad superior al grado 8 en la escala de Richter, lo que constituye la máxima intensidad alcanzada por un sismo del que se tiene registro en el mundo. La configuración tectónica del borde oeste de Sudamérica revela la existencia de un límite convergente de placas del tipo placa oceánica-placa continental, en el que la Placa de Nazca es subducida bajo la Placa Sudamericana. Tal convergencia es la causante de la focalización de terremotos y de la configuración de una cadena volcánica (Cordillera de Los Andes) con la mayor concentración de volcanes activos del mundo.

5. Lecturas recomendadas

Anguita, F. & Moreno, F. 1991. Procesos geológicos internos. Editorial Rueda, Madrid, España. 232 pp.

Kious, J. & Tilling, R., 1999. This Dynamic Earth: the story of Plate Tectonic. Edit. U.S. Geological Survey. 77 pp.

Strahler, A. 1992. Geología Física. Editorial Omega, Barcelona. 629 pp.

Tarback, E. & Lutgens, F. 1999. Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física. Editorial Prentice Hall, Madrid, España. 616 pp.

Thompson, G. & Turk, J. 1993. Modern Physical Geology. Edited by Saunders College Publishing, Londres, Inglaterra. 608 pp.

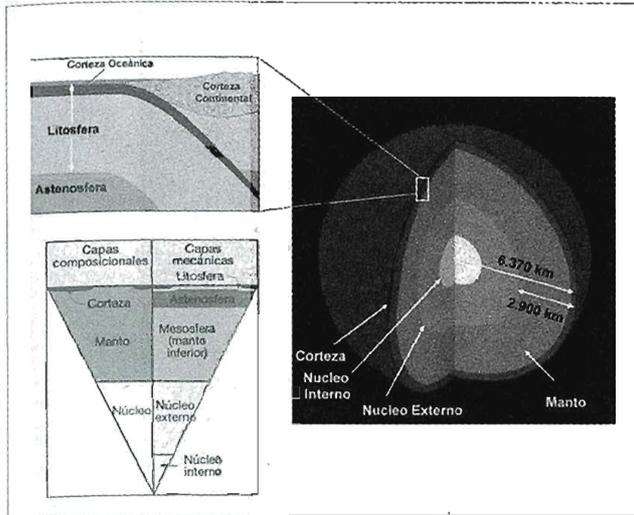


Figura 6.1. Esquema del interior de la Tierra mostrando las diferentes capas que la conforman (Modificado de Tarbuck y Lutgens y Thompson/Turk).

Unidades de tiempo de la escala de tiempo geológico				PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS				
Eon	Era	Periodo	Epoca					
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	0,01	Desarrollo de los seres humanos "Edad de los mamíferos"			
			Pleistoceno	1,6				
		Terciario	Plioceno	5,3				
			Mioceno	23,7				
			Oligoceno	36,6				
			Eoceno	57,8				
	Mesozoico	Cretácico	144	"Edad de los reptiles"	Extinción de los dinosaurios y otras muchas especies Primeras plantas con flores Primeras aves Dinosaurios dominantes			
			Jurásico			208		
			Triásico			245		
		Paleozoico	Carbonífero		Permiano	286	"Edad de los anfibios"	Extinción de los trilobites y muchos otros animales marinos Primeros reptiles Grandes pantanos carboníferos Anfibios abundantes
					Pensilvaniano	320		
			Misipiense		360			
			Devónico		408	"Edad de los peces"		
Siluriano	438							
Ordoviciano	505	"Edad de los invertebrados"	Primeros peces Trilobites dominantes Primeros organismos con concha					
Cámbrico	570							
Proterozoico	2500	Denominado colectivamente precámbrico, abarca alrededor del 87% de la escala de tiempo geológico		Primeros organismos pluricelulares				
Arcaico	3800			Primeros organismos unicelulares				
Hádico	4600			Edad de las rocas antiguas Origen de la tierra				

Figura 6.2. Tabla geológica indicando la edad en millones de años y los principales acontecimientos acaecidos en los diferentes periodos. (Tomado de Tarbuck y Lutgens)

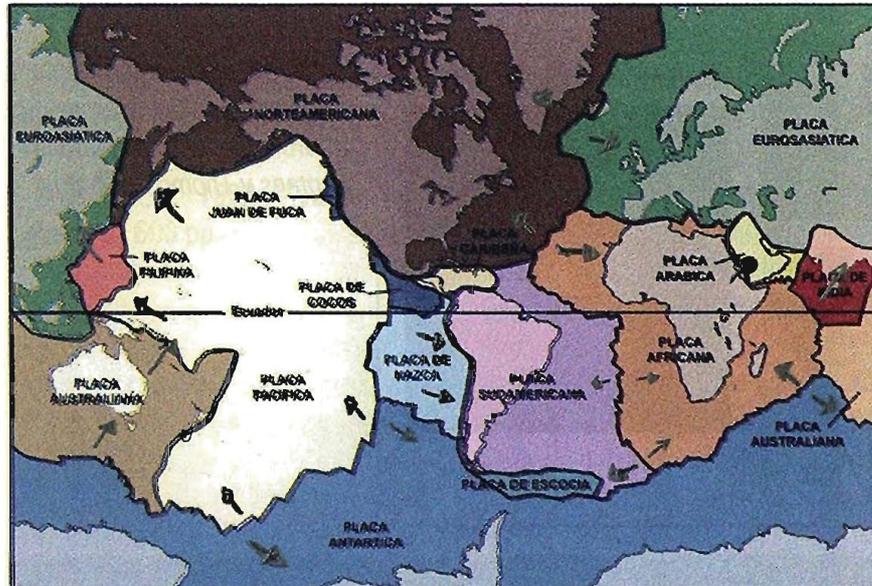


Figura 6.3. Mapa que muestra las diferentes placas tectónicas y su relación con la ubicación actual de los continentes (Modificado de *This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics*).

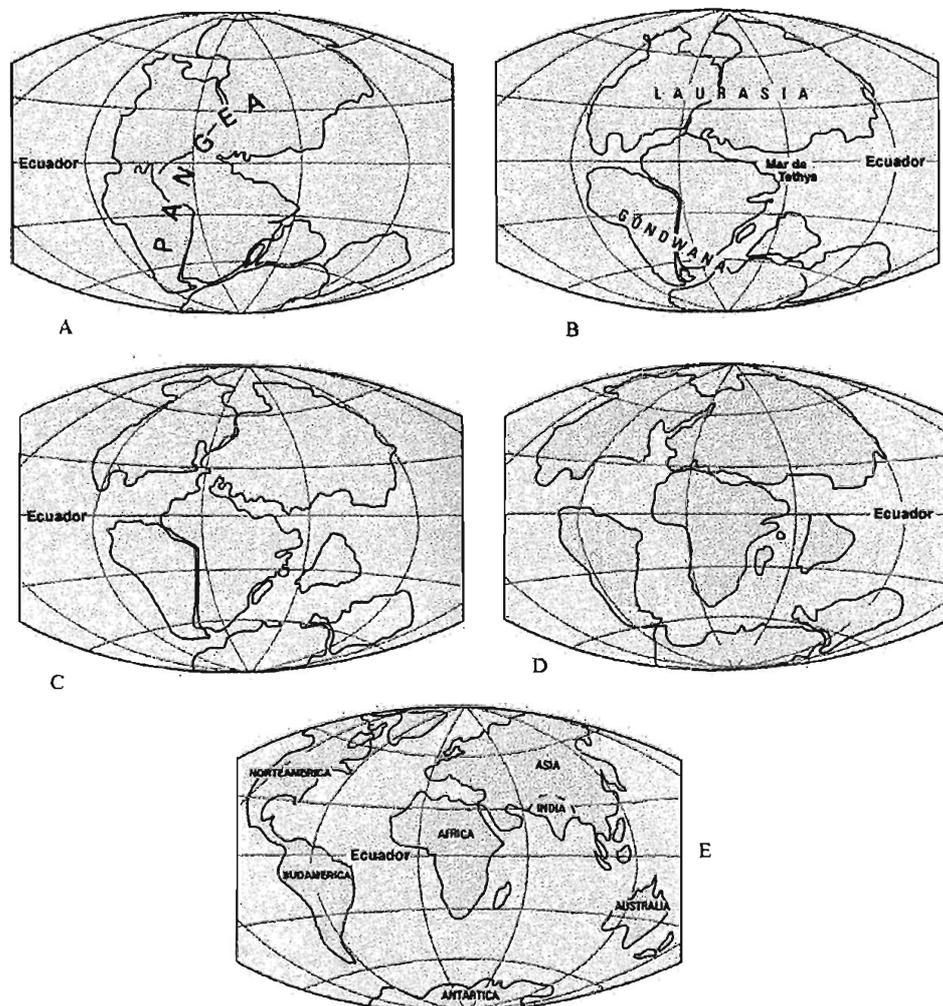


Figura 6.4. Representación esquemática del movimiento de los continentes de acuerdo a la deriva de los continentes. (A) 225 millones de años; (B) 200 millones de años; (C) 135 millones de años; (D) 65 millones de años; (E) Reciente. (Modificado de *This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics*)

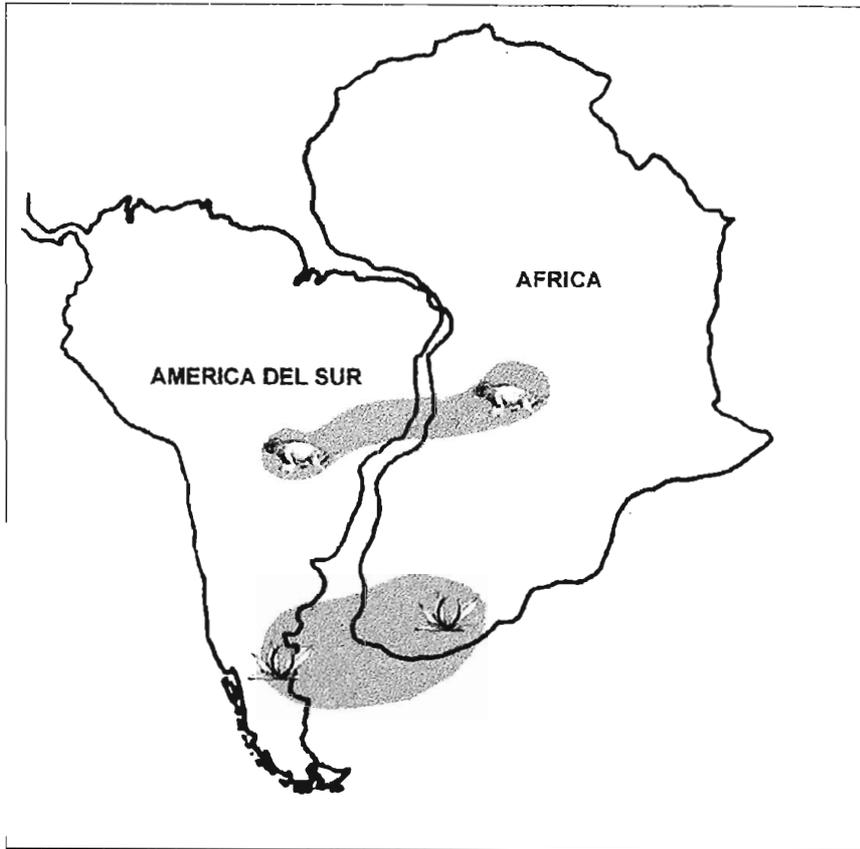


Figura 6.5. Semejanza entre las formas de América del Sur y Africa y la ocurrencia de fósiles idénticos en ambos continentes.

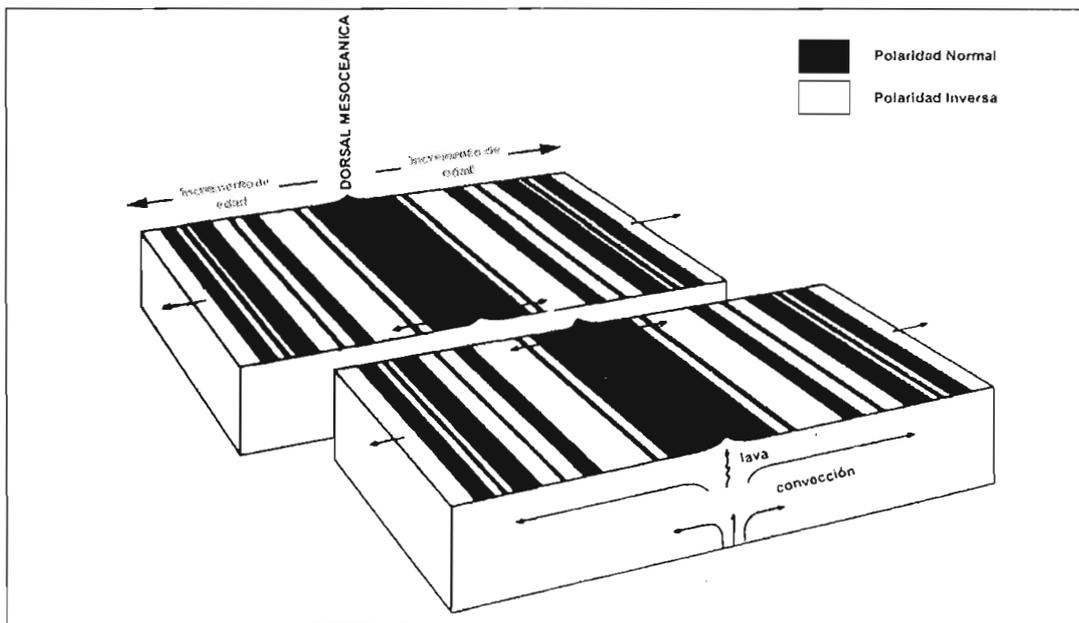


Figura 6.6. Mapeos del fondo oceánico revelan la existencia de rocas de diferente polaridad magnética a ambos lados de las dorsales mesoceánicas.

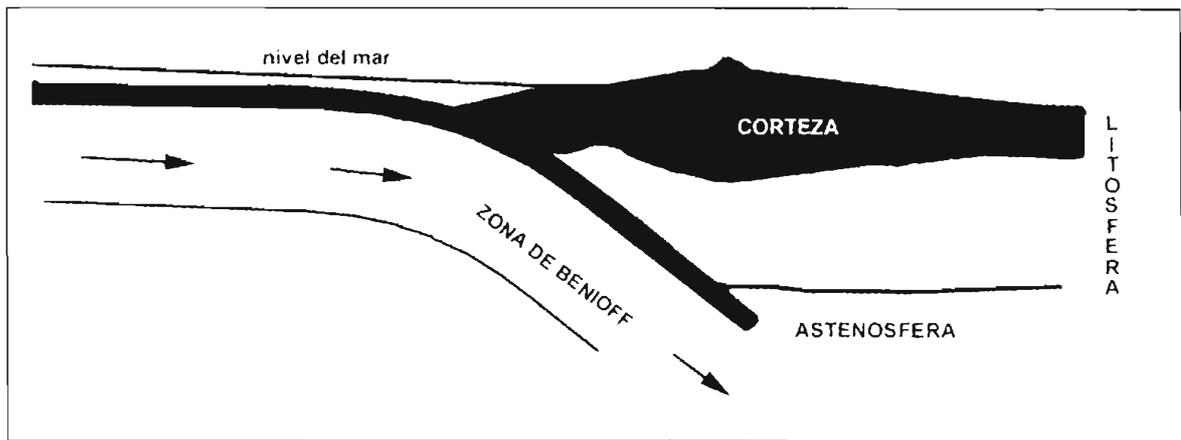


Figura 6.7. Sección transversal mostrando las capas superficiales de la Tierra y la zona de Benioff en un sistema de límite convergente de placas.

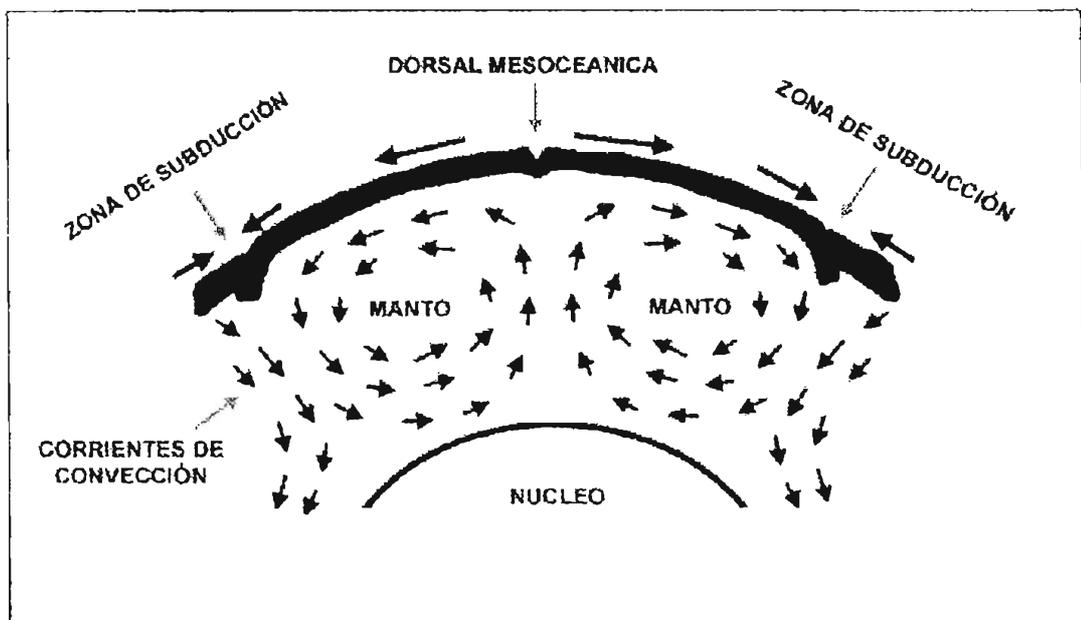


Figura 6.8. Esquema que representa las celdas de convección causante del movimiento de las placas.

