

La Tectónica de Placas

Generación del fondo oceánico y una introducción a las rocas volcánicas. Los rifts intracontinentales y el nacimiento de los fondos oceánicos. Las zonas de subducción y las fuerzas que provocan el desplazamiento de las masas continentales y los fondos oceánicos. Los arcos volcánicos. Las fajas plegadas y corridas. Las zonas de colisión. Las plumas y la dinámica del manto. Movimientos verticales vs movimientos horizontales. La formación de supercontinentes y su fragmentación.

Apertura

La configuración actual de los continentes es una imagen instantánea de un proceso continuo que comenzó, prácticamente, con la formación de la Tierra. Hay evidencias que desde hace 3.800 millones de años los continentes se desplazan y mueven uno con respecto a otro acercándose y separándose entre sí. Hoy se entiende este proceso gracias a la teoría de la Tectónica de Placas. Los planetas tienen varias opciones para liberar su calor interno. La Tierra eligió la tectónica de placas. El calor asciende desde el interior en forma de material caliente que es disipado en sitios llamados 'dorsales', luego se enfría y vuelve a hundirse en el interior en las llamadas 'zonas de subducción'. Así la mayor parte del calor interno de la Tierra es liberado a través de este mecanismo cíclico.

Primer Acto

El Problema

Las observaciones que conllevarían al desarrollo de la Teoría de Tectónica de Placas datan de al menos 500 años. A finales del siglo XVI, Sir Francis Bacon observó que las líneas de las costas del continente americano y africano tenían formas similares que se podían hacer encajar. Sin embargo, no fue sino hasta principios del siglo XX que Alfred Wegener, naturalista alemán, presentó una síntesis de esas similitudes y otros caracteres comunes entre ambas márgenes, en una teoría del movimiento de los continentes. Además de la similitud entre las costas, Wegener mostró evidencias geológicas y paleontológicas, como la aparición de fósiles similares en ambos continentes. Sin embargo su teoría no fue bien recibida por la comunidad científica de entonces. Pocos apoyaban su idea, Alexander Du Toit de Sudáfrica y Arthur Holmes en Inglaterra fueron algunos y ambos aportaron evidencias paleon-



*Alfred Wegener
(1880-1930).*

tológicas y geodinámicas complementarias. Holmes, por ejemplo propuso que la convección en el manto era la fuerza motora de las placas. El principal problema que enfrentaba la teoría de Wegener era que en ella se suponía que los continentes se desplazaban sobre el fondo oceánico. Esto era físicamente imposible debido a la fuerza de rozamiento que se desarrollaría entre las dos placas. El quiebre a favor de la teoría de la deriva de los continentes llegó a mediados del siglo XX con las primeras exploraciones batimétricas de detalle llevadas a cabo en el Océano Atlántico, que tenían como objeto el estudio de la edad y la profundidad del fondo oceánico. En esas investigaciones se conoció la topografía del fondo oceánico en detalle descubriéndose enormes cordilleras sumergidas en el centro del océano que, hoy en día, se conocen con el nombre de dorsales centrooceánicas. La comprensión moderna de la teoría de la Tectónica de Placas esta basada en gran medida en cuatro datos u observaciones del suelo oceánico surgidas en aquella instancia:

- la batimetría (profundidad de fondo oceánico),
- la edad del suelo oceánico,
- la información magnética del suelo oceánico,
- los terremotos.

A continuación veremos qué información aporta cada uno de ellos.

1.- La ausencia de uniformidad del fondo oceánico

Como ya se mencionó anteriormente, los fondos de los océanos, lejos de ser uniformes, presentan variaciones de alturas de hasta 6 kilómetros. Sin embargo, existe una cierta regularidad en cuanto a cómo están distribuidas estas distintas alturas. En general en el centro de los océanos se ubican altas cordilleras submarinas que alcanzan 2 km de altura, denominadas las dorsales centrooceánicas. Por otra parte, las zonas más profundas del océano se encuentran alejadas de las dorsales y, en ciertos casos, cerca del borde de los continentes (Figura 3.1).

En la década del 80, gracias al submarino de investigación Alvin, se comprobó que estas cordilleras submarinas ubicadas en las zonas centrales de los océanos eran lugares muy activos desde puntos de vista

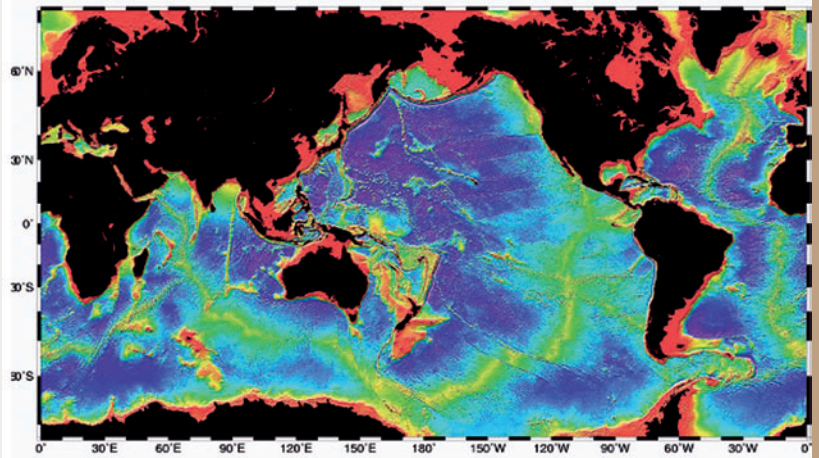


Figura 3.1. Mapa batimétrico del fondo oceánico (relieve del fondo oceánico). Las zonas rosadas a verdes son las más elevadas mientras que las zonas azul violáceo representan profundidades que alcanzan más de 6 km.

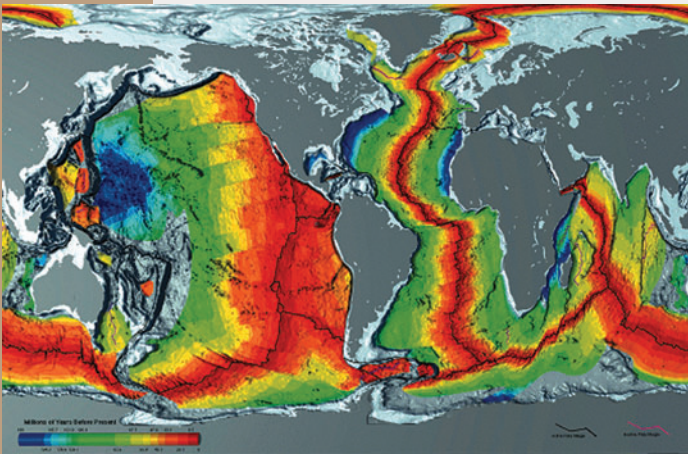
geológicos y biológicos. Se descubrió que no sólo estaban formadas por cadenas de volcanes alineados sino que son habitadas por numerosas comunidades de organismos.

2.- El tiempo perdido

Para medir la edad de ciertas rocas se utilizan métodos radioactivos. Algunos elementos, como el uranio, o el carbono 14 funcionan como relojes de tiempo, ya que se es posible conocer cuánto tardan en desintegrarse, y así se puede saber cuándo se formó una roca que contenía a dicho elemento. A esta metodología de obtener la edad de una muestra de roca se la conoce como 'datación'. Las primeras muestras del fondo oceánico fueron datadas por este método. Los resultados de las dataciones mostraron que las rocas muy cercanas a las dorsales centrooceánicas eran muy jóvenes mientras que las rocas más alejadas más antiguas. Sobre las dorsales las rocas se están formando en estos momentos. Sin embargo, en los lugares más alejados de las dorsales el fondo oceánico, alcanza hasta los 200 millones de años (Figura 3.2). Si admitimos que el fondo oceánico se forma en las dorsales, entonces esas rocas de 200 millones de años debieron, en algún momento, estar más cerca de una dorsal. Esta es una de las evidencias concretas del movimiento horizontal de sectores de la superficie terrestre. Por otra parte, en el capítulo primero se vio que la Tierra posee 4,500 millones de años. Si la corteza oceánica más antigua posee tan solo 200 millones de años,

¿qué sucedió, entonces, con la corteza oceánica que se formó hace 500 millones de años?

Una posibilidad podría ser que los océanos se hayan formado hace tan sólo 200 millones de años. Sin embargo, no es cierto ya que hay numerosas evidencias de que los océanos han existido, prácticamente, desde el inicio de



Como se observa claramente las rocas más jóvenes (color rojo) se encuentran en zonas cercanas a las dorsales. En cambio las rocas más antiguas (colores azules) se ubican en las áreas más alejadas de las dorsales centrooceánicas. Nótese también que sobre la faz de la Tierra no existen rocas de fondo oceánico más antiguas que 200 millones de años. Éstas han sido consumidas en zonas de subducción.

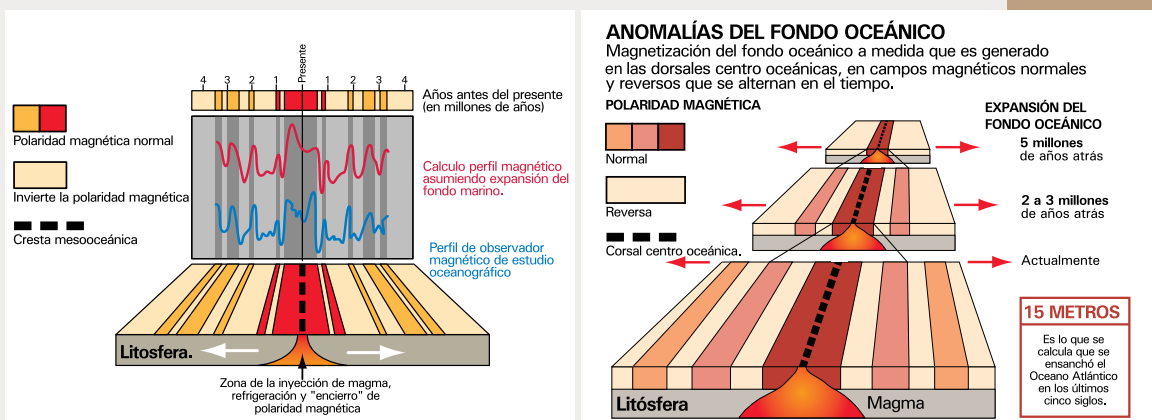
Figura 3.2. Mapa que muestra la edad del fondo oceánico. Figura modificada de <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/crustageposter.gif>

la Tierra. Entonces sólo queda pensar que el hecho de que no exista en la Tierra corteza oceánica más antigua, implica que ésta se ha destruido o fue consumida en algún sitio. La determinación de la edad del fondo oceánico en la Tierra muestra entonces que existen lugares en donde se forma corteza, las dorsales, y lugares donde se destruye la corteza, que hoy en día se conocen con el nombre de zonas de subducción, analizadas en el capítulo anterior.

3.- Magnetismo terrestre: la brújula hacia el camino correcto

La Tierra posee un campo magnético que se genera en el núcleo líquido en movimiento (ver capítulo 2 figura 2.5). Éste es el campo magnético que se puede apreciar con sólo mirar una brújula. Tal como se describió está generado por un electro imán producido por corrientes de materiales conductores en el centro de la Tierra, cuyas líneas de fuerza salen del Polo Sur y entran en la Tierra por el Polo Norte. Es decir, que en los polos las líneas de fuerza del campo son perpendiculares, o verticales, mientras que en el Ecuador son tangentes a la superficie u horizontales. Una aguja magnetizada que pende de un hilo en los polos se dispone verticalmente, mientras que en la zona ecuatorial se pone horizontal. Es posible medir el campo magnético de las rocas ya que éstas conservan (memorizan) el campo magnético del momento en que se formaron. Las rocas, al enfriarse (tomemos como ejemplo una lava ardiente emitida desde un volcán) adquieren el campo magnético en el que se produjeron. Los minerales magnéticos de una roca derivada del enfriamiento de una lava en la zona polar se orientarán verticalmente, mientras que en una zona ecuatorial lo harán horizontalmente. Las rocas conservan la intensidad del campo, así como la dirección de dicho campo según la latitud a la que se hayan formado.

Al tiempo que comenzaron a datarse las rocas del fondo oceánico, también, se midieron sus campos magnéticos. El resultado fue sorprendente: el campo magnético, a través del tiempo, experimentaba reversiones, es decir que sus líneas de fuerza alternaban el sentido desde el Polo Sur al Norte y desde el Norte al Sur a través del tiempo. Así surgió una nueva disciplina llamada “Paleomagnetismo”,



que estudia el campo magnético del pasado. Las rocas que se encuentran hoy cerca de las dorsales centrooceánicas, por lo que han sido “recientemente” formadas, poseen un campo magnético “normal”, equivalente al actual. Sin embargo, las rocas que se encuentran un poco más lejos y en consecuencia son más viejas, poseen un campo “inverso”, totalmente opuesto al actual. Más lejos aún de las dorsales, rocas más viejas, vuelven a tener un campo magnético normal (Figura 3.3), y así sucesivamente.

A medida que sale material fundido de la dorsal oceánica éste se enfría y “congela” el campo magnético en el que se encuentra inmerso. Dado que el campo magnético alterna entre normal (el actual) e inverso (contrario al actual), quedan conservadas en las rocas del fondo oceánico bandas alternantes de campos normales e inversos.

Este patrón se repite hacia ambos lados de las dorsales por lo que, en los fondos de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, por ejemplo, existen rocas magnetizadas según campos magnéticos normales y reversos en forma alternadamente. Lo interesante de esta técnica es que si se toma una de las bandas, ya sea de magnetización normal o reversa a uno de los lados de la dorsal, se puede buscar su par al otro lado de la dorsal. Significa que este par, al tener el mismo campo y la misma edad, tuvieron que formarse en el mismo lugar (una dorsal centrooceánica) y, con el tiempo, fue separado. Así como con las dataciones se logró saber que los fondos oceánicos se expanden, el paleomagnetismo permitió correlacionar rocas que, hoy en día, se encuentran alejadas, pero que, en algún momento, estuvieron juntas. Por lo tanto, no sólo es una evidencia de que bastas porciones del fondo oceánico se mueven y, por lo tanto, también, los continentes adyacentes, sino que permite saber cómo se movieron, dónde se formaron y el camino que recorrieron hasta el lugar que se encuentran actualmente (Figura 3.4).

Se observa el contorno de los continentes sudamericano y africano y en el centro el patrón de anomalías magnéticas paralelas a la dorsal oceánica. Los colores rojos y azul indican la polaridad normal y reversa del campo al momento de formación de las rocas respectivamente.

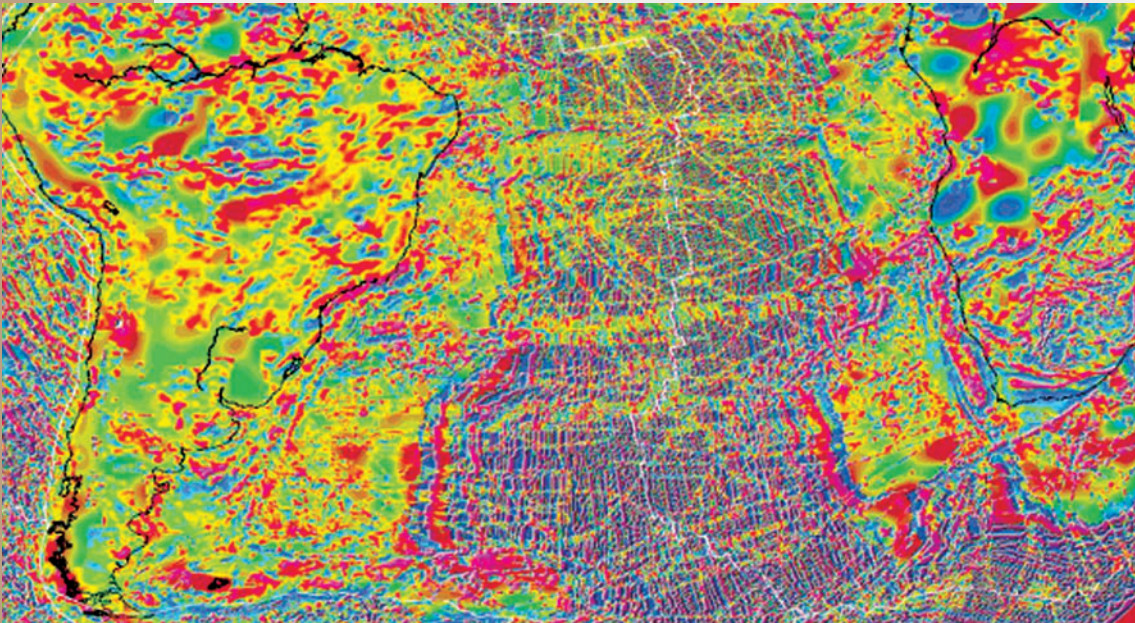


Figura 3.4. Mapa de las anomalías magnéticas en el Océano Atlántico Sur. Figura modificada de http://ccgm.free.fr/WDMAM_b_gb.html

4.- Terremotos, las viejas ideas tiemblan

En el capítulo anterior estudiamos cómo los sismos permitían conocer en forma indirecta las diferentes densidades y los estados de los materiales que componen el interior terrestre. Al analizar la distribución de los sismos en la corteza se observa que estos se agrupan en lugares determinados, no están distribuidos al azar. Comparando la batimetría (relieve de fondo oceánico) con un mapa de sismos, se observa que la mayoría de ellos se ubica en dos sectores: en las dorsales centrooceánicas y en las fosas cercanas a los continentes en donde se desarrollan las zonas de subducción. El estudio de los sismos permite inferir también la mecánica de deformación a la cual se asocian, tópico que excede a este libro. Nos bastará saber que son perfectamente diferenciables aquellos sismos producidos por estiramiento de una roca (extensionales) de aquellos producidos por el aplastamiento horizontal (compresión) de la misma. Los sismos que se ubican sobre las dorsales centrooceánicas son de tipo “extensional” mientras que la mayoría de los sismos ubicados en las fosas cercanas a los continentes son de tipo “compresivos” y provienen de zonas más profundas.

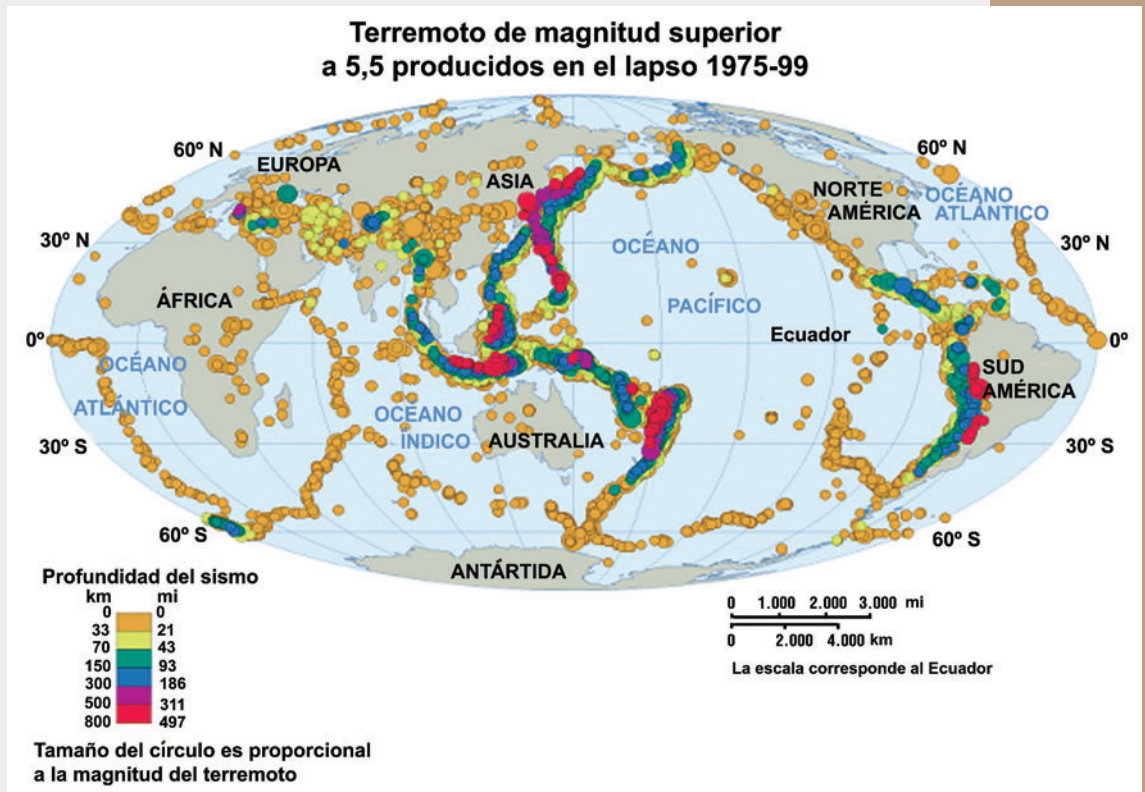


Figura 3.5 Mapa que muestra los sismos ocurridos entre 1975 y 1999. Los epicentros, lugar donde se origina el sismo, se ubican en las zonas de dorsales oceánicas, montañas y zonas de subducción

Las dorsales son cordilleras submarinas donde se forma el suelo oceánico, separándose luego y transportándose horizontalmente. Allí las rocas provenientes de erupciones volcánicas son jóvenes y se fracturan extendiéndose, por lo que los sismos asociados son poco profundos y extensionales. Por otro lado en las fosas cercanas a los continentes las rocas son antiguas (ya que están lejos de las dorsales en las cuales se formaron) y se hunden en el manto en las zonas de subducción, por lo que se generan allí sismos profundos, y compresivos debido a la fricción entre el borde continental y la corteza oceánica. En las zonas de subducción, finalmente, el material generado en las dorsales es reciclado en el interior terrestre (Figura 3.5).

5.- Midiendo el movimiento de los continentes y océanos

El sistema de posicionamiento global (GPS) es una herramienta muy precisa de ubicación que, mediante una red de satélites, permite conocer exactamente y al instante la ubicación de un punto dado en la superficie del planeta. Datos de GPS permiten medir el movimiento de los continentes año a año, que oscilan en unos pocos centímetros por año.

Segundo Acto

6.- La litósfera

La corteza terrestre está formada por una serie de 14 placas rígidas, que involucran la corteza y parte del manto, y poseen movimiento independiente unas de otras. Estas placas conforman la litósfera que se desliza, lentamente, sobre la astenósfera. La astenósfera constituye una zona del manto que se encuentra parcialmente fundida. Esto tan sólo significa que un 1% del material allí se encuentra en estado líquido. A pesar de ser muy poco, esta pequeña proporción de material fundido permite que la litósfera “patine” y se deslice casi libremente.

Si no existiera esta delgada capa de entre 150 y 200 km de espesor, la fuerza de rozamiento entre la litósfera y la astenósfera no permitiría que la primera, o lo que es lo mismo que las placas se desplacen. De esta manera la teoría de la deriva continental es reemplazada por la de la Tectónica de Placas que ofrece una explicación plausible que explica el desplazamiento de grandes bloques semirrígidos sobre la faz de la Tierra. Según sea su movimiento las placas pueden separarse o chocar entre sí, o inclusive rozarse de costado. En el centro del Océano Atlántico, por ejemplo, la dorsal centrooceánica delimita dos placas que se separan una de otra. Cuando dos placas chocan entre sí pueden levantarse grandes cordilleras. Un claro ejemplo de esta situación es la cadena andina a lo largo de la costa pacífica del continente americano, en donde las placas oceánicas pacíficas se hunden bajo la placa sudamericana.

7.- Márgenes divergentes

Aquellos sitios en los cuales dos placas se separan una de otra, particularmente en el caso en el cual funciona una dorsal centrooceánica, se denominan márgenes divergentes. Un margen divergente nace dentro de una placa única que comienza a experimentar fenómenos de estiramiento y fractura formando un rift (Figura 3.6)

Los sistemas de rift son zonas donde la corteza continental, comienza a romperse en el interior de una placa. Con el tiempo pueden llegar a individualizarse dos placas si el proceso persiste. Este proceso genera un sistema de grietas en la parte superior de la corteza continental que, en profundidad, se asocian al estiramiento y adelgazamiento horizontal de la misma. Este proceso se observa actualmente en África oriental, donde el continente se está desgarrando. Si el proceso persiste, eventualmente, quedará dividido en dos. Llegado ese punto, el área comprendida por el rift, caracterizada por una corteza muy delgada producto del estiramiento, se inunda de agua y se genera un nuevo mar, hecho que ocurre precozmente en el Mar Rojo y Golfo de Adén. Si el proceso de separación continúa, dará lugar a un nuevo océano, tal como sucedió cuando se separó América y África hace 180 millones de años (Figura 3.7).

El adelgazamiento de la corteza, debido a la extensión producida en un sistema de rift, deriva en la formación de una dorsal centrooceánica a partir de la cual dos placas divergen, como por ejemplo ha ocurrido desde hace tan solo unos 5 millones de años en el Mar Rojo. La creación de nueva corteza es un resultado natural de la tectónica de placas; al separarse una placa oceánica de otra queda entre ellas un espacio que es rellenado por material proveniente del manto, correspondiente a roca fundida (magma). Este material fundido se genera debido a la descompresión súbita que sufren las rocas calientes por debajo de las dorsales centrooceánicas a abrirse éstas. La descompresión es un mecanismo eficaz para fundir, parcialmente, una roca que se encuentra a grandes temperaturas. En cuanto llega este magma a la superficie sufre cambios físicos y químicos al perder gases y al entrar en contacto, enfriarse y combinarse con el agua del mar. Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia ambos lados de la cresta dejando lugar para que ascienda más material proveniente del manto. El material que asciende se encuentra caliente, y por lo tanto

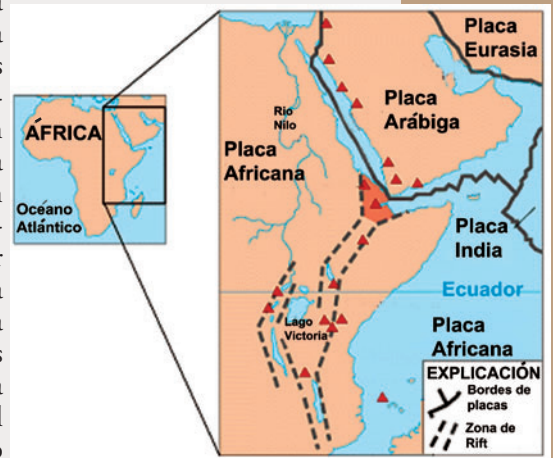


Figura 3.6. El Rift de África Oriental es una extensa zona de fosas que constituye la expresión del proceso de ruptura de un continente. Hacia el norte se observa cómo las zonas deprimidas ya están siendo inundadas por el océano en el Mar Rojo y Golfo de Adén.

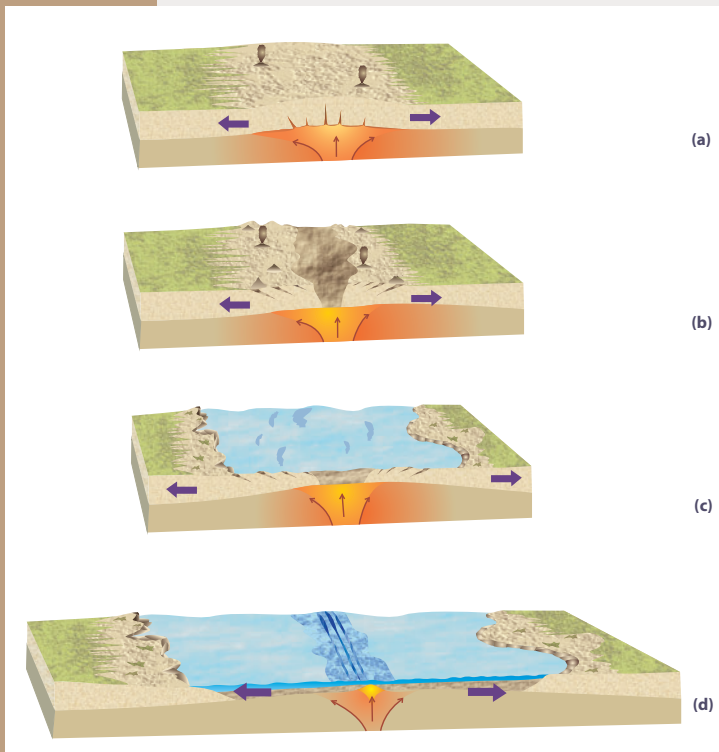


Figura 3.7 Evolución de un margen divergente.

- a) El proceso de extensión se inicia con la formación de un rift en el interior continental.
- b) La corteza se extiende formando depresiones en las cuales se alojan volcanes alimentados por el material fundido que proviene de la astenósfera.
- c) En las etapas más evolucionadas las zonas deprimidas son inundadas por el mar y comienza a formarse un nuevo océano.
- d) Finalmente se forma una dorsal centrooceánica y comienzan a derramarse lavas que derivan en rocas típicas del fondo oceánico.

es poco denso. Así transmite parte de su calor al material que tiene a los lados, el cual se expande empujando el material que tiene encima y dando lugar a las grandes elevaciones sobre el nivel medio del fondo marino que son las cordilleras centrooceánicas. Conforme se aleja del centro de expansión, la nueva corteza oceánica se va enfriando, lo cual la vuelve más densa y, por lo tanto, más pesada. Al pesar más, la corteza más vieja, hace presión sobre el material de la astenósfera y lo hace descender. La velocidad en que se abren las dorsales es variable, con valores que oscilan entre los 5 y 20 centímetros por año (Figura 3.7).

8. Márgenes convergentes

Las trincheras oceánicas, correspondientes a aquellas zonas más profundas de la Tierra, son la expresión superficial del fenómeno de subducción: aquellos sitios en los cuales el fondo oceánico formando parte de una placa se flexiona por debajo de otra placa (Figura 3.8). Allí las rocas formadas en las dorsales centrooceánicas que se habían transformado al interactuar con el agua marina son transportadas a las profundidades a altas condiciones de presión y temperatura. Estas rocas contienen agua en los minerales que las conforman. El agua es un importante reductor del punto de fusión. Para fundir roca seca hace falta mucha más temperatura que para fundir roca que esté hidratada, es decir, que contenga agua. El agua introducida en la zona de subducción por medio de

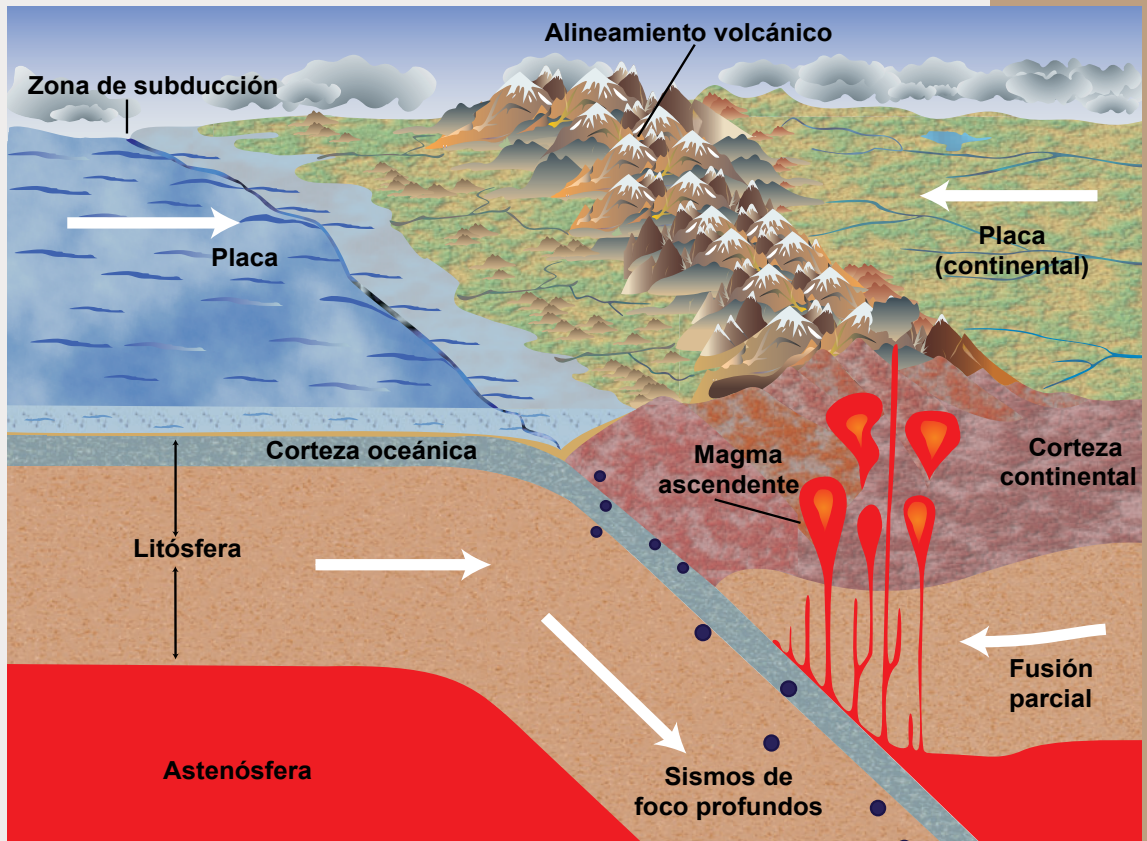


Figura 3.8. En una zona de subducción el suelo oceánico se hunde y sumerge en el interior terrestre. En este proceso pueden formarse importantes cadenas montañosas debido a la presión ejercida entre ambas placas tal como en la zona de subducción paralela a la cordillera de los Andes. La liberación de agua por parte de los minerales hidratados formados en las dorsales centrooceánicas, funde parcialmente al manto dando lugar al desarrollo de cadenas de volcanes paralelas al margen de subducción.

estas rocas hidratadas abandonan, a altas condiciones de presión, la estructura cristalina de los minerales que la contenían. De esta manera las rocas del manto ubicadas por encima se hidratan disminuyendo su punto de fusión. Así se produce la fusión parcial del manto dando lugar a corrientes de magma que, en ocasiones, llegan a atravesar la corteza continental y a producir cadenas de volcanes paralelas a la zona de subducción como en el caso de la cadena de volcanes activos alojada sobre la Cordillera de los Andes (Figura 3.8).

El proceso de subducción está íntimamente asociado a la generación de terremotos y volcanismo, además de ser uno de los principales mecanismos de formación de montañas. La mayor o menor velocidad e inclinación con las que las placas se hunden por debajo de otras, darán lugar a cadenas de montañas de diferentes proporciones.

9.- Márgenes conservativos

Las placas pueden, además, moverse lateralmente una con respecto a otra. En estos ambientes no se generan estructuras tales como montañas, más típicas de los límites convergentes, siendo aún sitios activos donde ocurren terremotos y, en algunos casos, hasta volcanismo pero en muy poca medida, debido a fenómenos de descompresión locales.

10.- Plumas

Existen cadenas de islas volcánicas y de montes submarinos que no están asociadas a zonas de subducción ni a dorsales centrooceánicas. Algunas de ellas, como la cadena de Hawai-Emperador, incluso se encuentran en el centro de una placa. Si se estudia la edad de las componentes de estas cadenas de volcanes, se observa que sus edades aumentan conforme uno se aleja de uno de los extremos y que la actividad volcánica disminuye con la edad. Sólo se conservan unos pocos volcanes activos en un extremo mientras los más antiguos se encuentran apagados. Este hecho se explica a través de una fuente de material fundido fija en un punto, por encima de la cual una placa se desplaza y se van formando volcanes. Estas fuentes de magma son llamadas puntos calientes o plumas, y se supone que son corrientes angostas de unos 150 km de diámetro de material caliente que ascienden rápidamente (1-2 m/año) desde las profundidades del manto cerca de la interfase manto núcleo (Figura 3.9). Hemos visto en el capítulo anterior que las plumas pueden ser visualizadas a través de las tomografías de fondo oceánico (Figura 2.8).

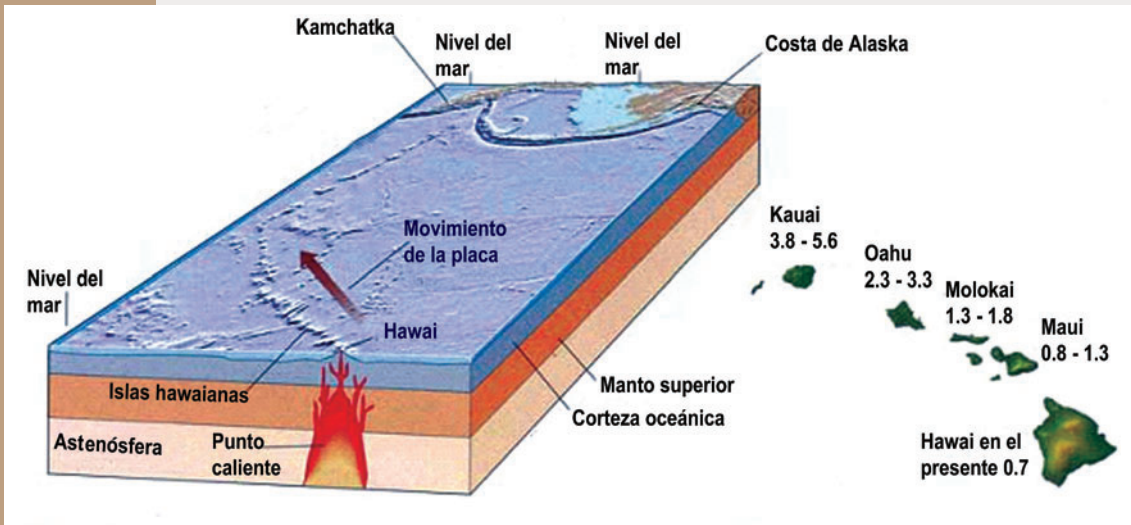


Figura 3.9. Los puntos calientes o plumas son lugares puntuales de ascenso de magma que provendrían de zonas muy profundas del manto. Al permanecer fijos generan cadenas de volcanes en la placa que se mueve por encima. El mejor ejemplo de esto es la cadena de islas de Hawai

11.- El ciclo de Wilson y la formación de montañas

El ciclo de Wilson fue denominado así en honor al geólogo canadiense Tuzo Wilson quien, en 1964, propuso la teoría de la Tectónica de Placas. Los tipos de interacciones descritos entre las placas son explicados así en forma cíclica. Este ciclo es el responsable de la formación de las montañas y continentes. El ciclo se inicia con un sistema de *rift* en medio de un continente. Esta etapa puede ser hoy observada en el Rift del África oriental o en el “Graben del Rhin” de Europa oriental. Luego continúa con la ruptura total del continente y el desarrollo de una dorsal centrooceánica joven entre ambas placas y, en consecuencia, un océano entre ellas. Este es el caso de Mar Rojo. Al seguir evolucionando esta zona de divergencia se desarrolla un océano de bastas dimensiones, con dos márgenes continentales a cada lado y una dorsal madura entre ambos, tal como es el caso del Océano Atlántico. Como la superficie de la Tierra es constante, el material generado en la dorsal centrooceánica debe ser consumido de alguna forma. Esto se logra gracias a la subducción. Cuando ésta se inicia se consume corteza oceánica hundiéndose hacia el interior de la Tierra. Producto de esta colisión, puede formarse una cadena montañosa en la placa continental que no se hunde.



Figura 3.10. Colisión entre dos placas continentales que conforma una cordillera.

Éste es el caso del borde del continente Sudamericano donde el fondo del Océano Pacífico se hunde por debajo de América

Finalmente, este proceso de subducción puede traer aparejada una colisión continental. Dado que la placa que se hunde mediante el proceso de subducción puede estar formada por un sector de fondo oceánico adyacente a un continente, puede ocurrir que terminen chocando dos continentes (Figura 3.10). En este caso, se formará una gran cadena montañosa como es el caso de los Himalayas, en Asia. El proceso de subducción de corteza oceánica así como el proceso colisional son los dos mecanismos que generan grandes cordilleras en la Tierra. Otros mecanismos han sido descritos para las dorsales centrooceánicas que nada tienen que ver con la convergencia de dos placas.

El crecimiento de una montaña se debe a que la corteza se deforma y

aplasta debido a grandes presiones horizontales, que surgen del proceso de subducción de corteza oceánica o de una colisión de dos continentes. Así como al tomar un bloque de naipes con dos dedos por los extremos, logramos plegarlos y arquearlos, de la misma forma la corteza se deforma en múltiples pliegues formando importantes elevaciones montañosas. Eventualmente la corteza también puede romperse por planos llamados 'fallas'. En ese caso un bloque se desliza por encima de otro, produciéndose el levantamiento y apilamiento del material que formarán las montañas (Figura 3.11).

La forma en la cual el ciclo de Wilson operó en la Tierra a lo largo de millones de años y en la cual los continentes se desmembraron y chocaron en reiteradas ocasiones formando supercontinentes, tema que es tratado en el capítulo 8.

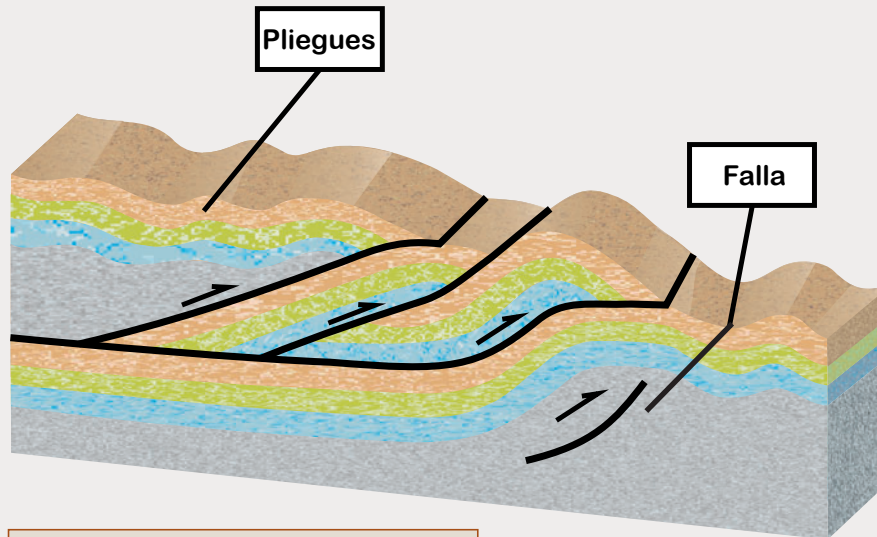


Figura 3.11. Pliegues y fallas que contraen la corteza para formar relieves montañosos.