

Tema 9. Las teorías orogénicas. Deriva continental y tectónica de placas.

2º ESO: Bloque 2. Tránsito de energía en la Tierra.
4º Curso ESO: Bloque I. La dinámica de la Tierra. Tema 2. Tectónica de placas
1º Bach.: Bloque 2. Estructura interna de la Tierra: La máquina térmica del interior terrestre. Conducción y convección del calor interno. El movimiento de las placas litosféricas.
2º Bach. Geología optativa. Bloque: Los procesos geológicos

SUMARIO

9.1. Teorías orogénicas (enfoque según la Historia de la ciencia):

9.1.1. Teorías Fijistas

- a) Teoría del geosinclinal
- b) Teorías basadas en una variación del volumen de la Tierra.
- c) Teorías basadas en movimientos corticales verticales.

9.1.2. Teorías Movilistas

DERIVA CONTINENTAL (WEGENER 1910)

TEORÍA DE LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN (Holmes, Amferer y otros)

9.2. Tectónica de placas

9.2.1. Concepto de placa litosférica

9.2.2. Movimiento de las placas.

9.2.3. Causas del movimiento de las placas. Corrientes de convección.

9.3. Otras pruebas de la tectónica de placas.

9.3.1. Expansión de fondos oceánicos.

9.3.2. Determinación de las edades absolutas de las rocas (pruebas geoquímicas)

9.4. Límites entre placas

9.4.1. Límites constructivos o de expansión

- A) Rifts continentales
- B) Sistemas de valles de fractura de África oriental
- C) El mar Rojo y el golfo de Adén
- D) Fallas de transformación (transformantes) Wilson 1965

9.4.2. Límites destructivos o de convergencia

- A) Las zonas de subducción: Zonas de Benioff.

9.4.3. Fenómenos intraplaca

9.4.4. Litosferoclastos

9.5. Historia del movimiento de los continentes (OPCIONAL)

9.6. Explicaciones que aporta el modelo de tectónica de placas.

9.1. Teorías orogénicas (enfoque según la Historia de la ciencia):

El término geográfico de **cordillera** se refiere a una agrupación de cadenas montañosas (Pirineos, Alpes o Himalaya). **Orógeno** o **zona orogénica** es un término geológico referido a la parte de la corteza terrestre, de forma alargada, en donde las rocas fueron plegadas y como consecuencia se elevaron formando cordilleras.

No todos los orógenos constituyen actualmente cordilleras, los más antiguos (precámbricos) han sido erosionados quedando reducidos a penillanuras (escudos o cratones), otros se han hundido bajo el mar. Es el caso de la zona orogénica caledoniana (desde Escandinavia continúa bajo el mar y reaparece en Gran Bretaña. La erosión deja al descubierto rocas metamórficas e ígneas formadas en profundidad.

Orogénesis u **orogenia** es el conjunto de procesos mediante los cuales se forma un orógeno, algunos autores restringen su significado a los procesos de plegamiento y deformación. Queda claro, por tanto, que aunque se usen como sinónimos los términos "orógeno" y "cordillera", no siempre coincide su significado. Los periodos orogénicos más recientes han sido:

- ❑ **Caledoniano.** Ocurrió en el Paleozoico inferior (hace más de 400 m.a.); se originaron los orógenos de Escocia, Escandinavia, Irlanda, Groenlandia y del nordeste de América del Norte (Apalaches antiguos).
- ❑ **Hercinianos.** Sucedió durante el Paleozoico superior (hace más de 270 m.a.); se originaron los Urales, Apalaches modernos, montes Altai, cordillera del Cabo (Sudáfrica), montañas de Australia occidental, Bretaña, Meseta Central francesa y Selva Negra alemana. En la península Ibérica se formó el macizo hercínico (afectó a, aproximadamente, la mitad oeste de la península).
- ❑ **Alpino.** A finales del Mesozoico y Terciario; se formaron los Alpes, Himalaya, Andes, Montañas Rocosas, Pirineos, Atlas (Marruecos), Cáucaso y Cárpatos. En la península se formaron las Béticas.

Desde el inicio de la historia de la Ciencia ha habido distintos intentos para explicar el origen de las montañas, su forma, de dónde proceden las fuerzas que las originan, a qué obedece su distribución, etc. Hubo que esperar al siglo de XIX para que surgieran las primeras teorías con una cierta base científica, aunque las observaciones de las que parten, sólo tenían en cuenta las capas más superficiales de la superficie de la Tierra. Por ello, aunque en la actualidad estas teorías han quedado totalmente desfasadas, conviene revisarlas y examinar la evolución de las ideas, muchas de las cuales se han ido incorporando a las teorías actualmente en vigor. Además, conviene tener en cuenta que, en su momento, los geólogos no disponían ni de los avances tecnológicos actuales, ni de los métodos geofísicos de investigación indirecta tan ampliamente utilizados hoy.

- Una teoría o hipótesis orogénica debe reunir, para ser aceptable, unas condiciones tales como:
- Apoyarse en el mayor número posible de hechos y observaciones.
- Dar una explicación coherente de todos los fenómenos presentes en el orógeno.
- Ser coherente con los conocimientos de los que se dispongan en el momento de su elaboración.
- Explicar la distribución actual de las cordilleras.
- Prever el desarrollo futuro de la investigación que haga confirmar la teoría.

Esta serie de teorías se pueden agrupar en dos conjuntos:

- **Fijistas.** No admiten los desplazamientos de continentes y océanos, explican los procesos por movimientos verticales: teoría del geosinclinal, de la contracción (variación del volumen de la Tierra, undaciones, gravitacional, etc.)
- **Movilistas.** Que admiten los desplazamientos de continentes y océanos y, por tanto, los procesos de movimientos horizontales: deriva continental, corrientes de convección, tectónica de placas.

9.1.1. Teorías Fijistas

a) Teoría del geosinclinal

Enunciada por el geólogo norteamericano Asaph Hall (1859), explicaba con ella la formación de los Apalaches (montañas formadas hace 300 millones de años en el este de Norteamérica), y la hizo extensiva a todas las demás montañas conocidas. Hall hizo las siguientes observaciones:

- a) En dichas cordilleras el plegamiento tiene carácter lineal.
- b) Comparando el espesor de las rocas plegadas en dichas montañas, vio que era mucho mayor que el de las rocas depositadas en regiones cercanas (formadas en la misma época).
- c) Estudiando (con ayuda de fósiles) la profundidad a la que se habían depositado dichas rocas sedimentarias comprobó que todos los estratos se habían depositado a la misma profundidad.

De estas observaciones dedujo que antes de la orogenia existió una cuenca de sedimentación en la que se acumulaban espesores enormes de sedimentos (más de 10 km.); dicha cuenca, de forma alargada, tenía miles de kilómetros de longitud, y su fondo estaba sometido a un hundimiento (subsistencia) que compensaba la rápida sedimentación. A esta cuenca se le llama **geosinclinal**.

Hall explicaba así el paso de geosinclinal a orógeno: cuando los sedimentos, debido a la subsistencia, alcanzaban grandes profundidades, podían fundirse, y originaban magmas que al ascender deformarían los materiales no fundidos; así se producían los orógenos.

Observando la simetría de muchos plegamientos, y en particular la existencia de mantos de corrimiento, James Dana (seguidor crítico de la teoría de Hall) dedujo que dichos plegamientos se habían producido, en muchos casos, por una fuerza horizontal, y descartó la elevación del magma como causa del plegamiento. Propuso en cambio la teoría de la contracción por el enfriamiento de la Tierra, dicha contracción afectará principalmente a las zonas de depósitos recientes y blandos (geosinclinales).

Esta teoría del geosinclinal era la que, de manera más completa, describía las diferentes partes de un orógeno y sus etapas evolutivas (Ver tema 10), pero sin llegar a esclarecer las causas de dicha evolución.

b) Teorías basadas en una variación del volumen de la Tierra.

Un **primer grupo de teorías** parten de la concepción de que en la Tierra, desde su origen, se va produciendo una paulatina disminución de su volumen como consecuencia de su enfriamiento. Esta continua contracción daría lugar a una compresión y arrugamiento, como la piel de una manzana que se arruga al secarse.

Las primeras objeciones surgieron al constatar que las cordilleras son alineaciones estrechas y localizadas y, de haber sido cierta la teoría, lo que cabría esperar es que aparecieran con una distribución uniforme por todo el planeta. La réplica consiguiente fue considerar que la distribución de las cadenas montañosas actuales coincidiría con las zonas más "débiles" de la superficie de la Tierra. Estas zonas "débiles" responderían a la heterogeneidad en la composición de la corteza, que las haría comportarse de modo distinto (unas zonas rígidas y otras plásticas).

Un **segundo grupo de teorías**, opuestas a la anterior, se basaba en que el volumen de la Tierra aumentaba continuamente al solidificarse los materiales de las capas inferiores. Este enfriamiento produciría un desprendimiento de energía que plegaría los sedimentos de las capas más superficiales. La verdad es que, si existieron, estos procesos debieron restringirse a los primeros estadios de la consolidación de la Tierra, hasta que se formó definitivamente la corteza terrestre.

Ambos grupos de teorías, muy aceptadas durante el pasado siglo, fueron finalmente rechazadas al comprobarse que el volumen de la Tierra no varía significativamente, por tanto la solución al origen de las cordilleras debería seguir buscándose.

c) Teorías basadas en movimientos corticales verticales.

Estas teorías surgieron durante la mitad del presente siglo, debido a la imposibilidad de demostrar el desplazamiento horizontal de los bloques corticales (Wegener). Hoy en día están desechadas aunque se admite que, en determinadas zonas de los orógenos, la elevación vertical sea el mecanismo predominante. Sin embargo, la escuela rusa (Belousov), aún defiende que es precisamente la "elevación" el mecanismo fundamental en la formación de las cadenas montañosas.

Presuponen como "motor", la existencia de un mecanismo de elevación de un determinado bloque cortical. Este mecanismo debería localizarse en la Litósfera o en la Astenosfera, y podría deberse al ascenso diapírico de una gran masa fundida de baja densidad. Su posterior solidificación daría lugar al núcleo batolítico que suelen presentar las grandes cordilleras, núcleo que llega a aflorar a causa de la erosión. Esta elevación produciría el deslizamiento gravitacional de la cobertera sedimentaria y, por tanto, su plegamiento, apilamiento y/o fractura en disposición centrífuga, tal y como aparecen en la mayoría de las cordilleras. La principal objeción radica en la posibilidad de formación de grandes cantidades de magma granítico en el manto.

c₁) Teoría de las undaciones

El término **undación**, propuesto por Harmann (1930) y redefinido recientemente por Van Bemmelen, equivale al de **epirogénesis** o génesis continental en la vertical. Según esta teoría una cadena de montañas se formaría en dos fases:

En la primera fase se formaría un gran abombamiento de la corteza o **geotumor**, como consecuencia de la individualización, en el manto superior, de una masa magmática ligera de naturaleza granítica (asteno-lito) que, al ascender, deformaría la corteza. Es lo que llaman tectogénesis primaria, por la alternancia entre geotumores y geodepresiones (hundimientos de bloques continentales).

En la segunda fase (Tectogénesis secundaria) se producirán, a favor de la undación, una serie de deslizamientos gravitacionales de varios tipos:

a) Los superficiales darían lugar a los pliegues submarinos gravitacionales y pequeñas fallas inversas con cabalgamientos.

b) Los más profundos implicarían a la totalidad de la corteza en un deslizamiento gravitacional a favor de un gran geotumor (megaundación).

Según esta teoría la dorsal atlántica sería una megaundación, desde la que habría resbalado, hacia un lado América y, hacia otro Eurasia y África.

A la objeción de la posibilidad de formación de un magma granítico en el manto (debería ser basáltico) y la de que ¿cómo se explica que ascienda un material del manto si su densidad es mayor que la de la corteza?, responden sus defensores argumentando que el geotumor se formaría a causa de una disminución de la presión en el manto, que haría descender la densidad y, por tanto, aumentar el volumen. Por otra parte, la altura que debería alcanzar el geotumor, para producir los grandes cabalgamientos observados en los Alpes, tendría que ser de unos 10 km, altitud que no parece haberse alcanzado en ningún orógeno.

c₂) Teoría de la oceanización (Belousov 1967)

Supone que grandes masas de un magma basáltico, procedente del manto, invadirían una zona de la corteza continental ¹, la cual sufriría un proceso de densificación (exactamente **eclogitización**, es decir, transformación del granito de densidad 2,7 gr./cc., en forma compacta de basalto, densidad 3'6 gr./cc., o lo que es lo mismo, transformación de la corteza continental en oceánica) con el consiguiente hundimiento.

Estos procesos implicarían la elevación isostática de las zonas contiguas y el deslizamiento gravitacional de la cobertera sedimentaria situada en ambas. La teoría de la oceanización surgió del estudio de los orógenos del Precámbrico superior.

Muchos geólogos y geofísicos aceptan la validez de esta teoría restringiéndola para el Precámbrico y utilizando el modelo de la Tectónica Global para edades más recientes. Una importante objeción es la que, para que se produzca el hundimiento del material resultante de la oceanización de la corteza continental por el manto, dicho material debe tener mayor densidad que el propio manto, lo cual parece un contrasentido. Además, al llegar al manto, por hundimiento, el material siálico se fundiría nuevamente, ascendiendo a causa de su baja densidad.

La mayoría de autores considera aceptable, a nivel local o regional, la tectónica gravitacional, pero no puede tomarse como el mecanismo básico que origina las alineaciones de las montañas.

c₃) Teoría de los ciclos radiactivos (Holl)

Los movimientos tectónicos son debidos a procesos de aumento de temperatura por desintegración radiactiva que producen magmas de menor densidad que los materiales originales; al aumentar así el volumen, se elevan produciendo un levantamiento de la corteza. El cambio de localización de estos procesos explicaría la distribución en el tiempo y en el espacio de las diferentes orogénesis.

9.1.2. Teorías Movilistas

Estas teorías tienden a suponer que los plegamientos, se originan cuando se arrugan los sedimentos situados entre dos bloques corticales que se aproximan. La principal objeción, inicial, fue la de conocer el tipo de fuerza que podría provocar el desplazamiento de estos bloques y el mecanismo que los podría

¹ El ascenso desde el manto del magma basáltico se llevaría a cabo por el calor radiactivo

mover (se le suponía originario del manto). Estas dificultades contribuyeron al desarrollo de otras teorías parciales y de teorías alternativas, fundamentalmente, las "verticales".

Son varias las teorías relacionadas con los movimientos horizontales de la corteza terrestre y que, basándose en ellas, tratan de explicar una serie de procesos, de origen interno, observables en la superficie (formación de las cordilleras).

- DERIVA CONTINENTAL (WEGENER 1910)

Enunciada por el físico y meteorólogo alemán Wegener². La observación del mapa mundi, le llevó a fijarse en la semejanza entre los contornos de los continentes, particularmente entre América del Sur y África, así como por la continuación de su geología, fauna y flora, muy semejantes entre sí y distintas a las de otros continentes.

De forma intuitiva unió todos los continentes a modo de un gigantesco "puzle" (Pangea), formado por una masa siálica flotando sobre el Sima, rodeado por un único océano (Panthalasa), esta sería la situación durante el Carbonífero. Durante el Mesozoico esta masa se escindió en varios bloques debido a gigantescas grietas, los cuales al desplazarse provocarían plegamientos, al chocar unos con otros.

Wegener atribuyó estos desplazamientos continentales a dos causas:

- Atracción hacia el ecuador (**fuga polar**), por la atracción gravitatoria que ejerce el abultamiento ecuatorial. Aunque esta atracción existe debería ser mucho mayor para desplazar a los continentes.
- Deriva general hacia el oeste (**efecto proa**), debido a que, el Sol y la Luna, atraen más a los continentes (están más cerca) que a las partes profundas de la corteza, de forma que los continentes quedarían rezagados respecto al resto del planeta, en su giro de W al E. Esta fuerza de atracción es muy pequeña por lo que no podría ser la causa de este hipotético desplazamiento de los continentes.

Esta teoría se puede reducir a las siguientes ideas básicas:

- Las masas continentales de la corteza continental (antiguo SIAL), al ser más ligeras, flotan sobre la corteza oceánica (antiguo SIMA), más densa, como lo hacen los icebergs en el agua.
- Las cadenas montañosas (más o menos paralelas y perpendiculares al Ecuador) se habrían levantado por arrugamiento de los sedimentos acumulados en el fondo del mar, al ser éste barrido por el frente del continente que avanzaba sobre dicho fondo.

Esta teoría tuvo, inicialmente, bastante éxito; pero ante la imposibilidad de demostrar el desplazamiento de los continentes, la velocidad hipotética del movimiento y el mecanismo que las impulsaba, debido a que los métodos geofísicos aún estaban poco desarrollados, fué desprestigiándose y, finalmente, se abandonó en 1930.

En 1950 esta teoría fue confirmada, fue retocada por muchos seguidores y la idea de la movilidad de los continentes es aceptada hoy por la mayoría de los autores, así como la existencia del Pangea.

Existen varios **argumentos o pruebas a favor de esta teoría**, no todos aportados por Wegener (sólo aportó geográficos, geológicos y paleontológicos). Pasamos a resumirlos:

- Argumento topográfico.** Los continentes se pueden acoplar simétricamente entre sí, de una manera casi perfecta, si tomamos como línea de contacto la línea que marca la profundidad media del talud continental, es decir, el límite de los continentes definidos estructuralmente, en lugar de la línea de costa actual.
- Argumento geológico.** Las formaciones geológicas a ambos lados del Atlántico coinciden perfectamente si se unen ambos continentes. Coinciden los tipos de rocas y génesis mineral. Las zonas contiguas de los escudos africano y brasileño, presentan formaciones de rocas de la misma edad y localización, si se hace coincidir Brasil en el Golfo de Guinea.

² la idea de la traslación de los continentes ya fue expuesta por Snider (1858) y también por Suess (finales del siglo XIX).

Coinciden las cadenas montañosas. Si uniésemos los continentes por el Atlántico Norte, veríamos que las cordilleras antiguas quedan alineadas (caledonianas y hercinianas), tal como se disponen hoy los geosinclinales y cadenas alpinas recientes. Las caledonianas (este de Norteamérica, Groenlandia Noruega y parte de las Islas Británicas), las hercinianas tardías (Apalaches, Groenlandia, Escudo Báltico y Plataforma Rusa y Antepaís africano).

- **Argumento paleoclimático.** El estudio de sedimentos de origen glacial (tillitas) de edades comprendidas entre 250 y 300 m.a. pone en evidencia la existencia de regiones tropicales y desiertos cálidos en las actuales regiones polares del Norte y del Sur, y de glaciaciones en las actuales regiones tropicales y ecuatoriales.

Tales cambios suelen deberse a dos interpretaciones:

- a) Los continentes no se han movido nunca de la posición que ocupan actualmente. Ha variado la distribución de las zonas climáticas a lo largo del tiempo.
- b) Las zonas climáticas han permanecido sensiblemente iguales a lo largo del tiempo y han sido los continentes los que han variado su posición. Esta segunda hipótesis ha sido confirmada por investigaciones paleontológicas y paleomagnéticas.

- **Argumento paleontológico.** La evolución de los mamíferos solamente puede interpretarse de forma correcta teniendo en cuenta el hecho de que los continentes estuvieran unidos en otras épocas.

Procedentes de un tronco común con los reptiles (los Pterápsidos), los mamíferos aparecieron en Laurasia cuando los continentes estaban unidos. Los reptiles (que vivieron en condiciones muy uniformes en casi toda la era Secundaria o Mesozoico) fueron así dando paso a los mamíferos, que al finalizar el Cretácico y durante toda la era Terciaria irían ocupando todos los nichos ecológicos dejados por los reptiles extinguidos. Durante este tiempo, Laurasia, ya muy fragmentada, se fue separando para formar el Atlántico Norte, pero aún había puentes de contacto entre Norteamérica y Asia que facilitaron la migración de varias especies de mamíferos (serie evolutiva del caballo).

La fragmentación de los continentes convirtió a muchos de estos fragmentos en nichos ecológicos, donde algunas especies evolucionaron, dando órdenes de animales típicos en cada continente (Monotremas y Marsupiales en Australia).

- TEORÍA DE LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN (Holmes 1929, Amferer y otros)

En 1906 se descubrió la existencia de elementos radiactivos en las rocas de la corteza terrestre, con lo que se determinó que en la Tierra hay una fuente de calor, debida a la desintegración de dichos elementos. También se admite la posibilidad de que el núcleo sea una fuente de calor.

Por tanto, esta teoría, supone que las condiciones, en el interior del manto, son de una elevada temperatura. Se equipara al manto con un fluido en ebullición, de modo que debido a la diferencia de temperatura entre sus partes inferiores (calientes) y superiores (más frías), se generan unas corrientes más o menos circulares cuyo ascenso (caliente) dará lugar a volcanes, y cuyo descenso arrastraría al manto superior frío y denso hacia abajo, originándose al enfrentarse dos corrientes frías y descender, una succión o arrastre hacia abajo de la corteza, formándose un geosinclinal. La variación a lo largo del tiempo de la posición de las células convectivas del manto, produciría la distinta localización de las orogenias en los períodos geológicos.

Los continentes serían lógicamente arrastrados en un plano horizontal por las corrientes horizontales (originarían tensiones de divergencia), y donde dos de esas corrientes se juntaran para descender (zona de convergencia) se localizaría una zona de compresión, por lo que los posibles sedimentos allí depositados (zona geosinclinal subsidente) serían estrujados entre los dos bloques continentales. A esto se le conoce también como la teoría de empuje y arrastre.

La distinta velocidad de las corrientes de convección, que afectarían al manto en todo su espesor, se explicaría según la posición que los distintos materiales tuvieran en el manto. Al principio los más calientes ascenderían y los fríos se hundirían (**etapa de geosinclinal**). En una segunda fase, los materiales calientes ascenderían más rápidamente, según disminuyera la presión que soportaban y se acelerarían las corrientes (**etapa de plegamiento**). En una tercera fase, los materiales calientes estarían en la parte superior del manto y los fríos en la parte profunda, por lo que las corrientes se detendrían (**etapa de elevación isostática**).

Esta teoría se desarrolló en la década de los 30, como alternativa a la deriva continental, manteniéndose como alternativa hasta los años 60. También esta teoría presentaba puntos oscuros debido al escaso conocimiento del interior de la Tierra, y de detalles de difícil comprobación: velocidad de las corrientes, si estas afectan a todo el manto ó sólo a la parte superior, regularidad de las corrientes, etc.

Los avances geofísicos en la década de los 60 permitieron un mejor conocimiento de la Tierra, y la confirmación de que se producían movimientos corticales horizontales. Lógicamente, a partir de entonces, todas las teorías se revisaron, fueron puestas al día y se integraron en la teoría de la Tectónica de Placas.

9.2. Tectónica de placas

Esta teoría empezó a tomar cuerpo a finales de los 60 (D. McKenzie y R. Parker, e independientemente Morgan) y durante los 70, como consecuencia de los avances geofísicos y un mayor conocimiento del interior de la Tierra. Se basa en las teorías expuestas, así como en la distribución geográfica de las zonas sísmicas, la propagación de las ondas sísmicas en corteza y manto y la más moderna teoría de la expansión del fondo oceánico.

Es la única teoría que, de una forma coherente, permite explicar todos los fenómenos geofísicos, que van interaccionándose y encajando entre sí. Pese a que aún quedan puntos oscuros que, sin duda, se irán aclarando a medida que aumente nuestro conocimiento de la Tierra, aún no se han encontrado en esta teoría contradicciones insalvables.

Para establecer un modelo en cuyo desarrollo se expliquen el vulcanismo, terremotos, anomalías magnéticas, contacto y evolución de los límites entre placas, etc., es necesario definir **Placa** desde el punto de vista dinámico y tratar de determinar el mecanismo que las mueve. Estos bloques o placas están limitados por fallas, a lo largo de las cuales se producen movimientos de unas con otras (terremotos). Por tanto, las zonas sísmicas marcan los límites de placas.

9.2.1. Concepto de placa litosférica.

La parte más superficial de la Tierra (corteza y manto superior) hasta unos 700 Km. de profundidad, se ha dividido en dos conjuntos (Litosfera y Astenosfera), separados por una superficie irregular en la que la velocidad de las ondas sísmicas disminuye bruscamente.

La **Litosfera** incluye una capa superior (corteza) de unos 40-60 Km. y una capa inferior que se supone de composición idéntica a la del manto. Todo este conjunto rígido e indeformable (aunque se puede romper) formaría una placa litosférica. Tiene un espesor que varía desde unos 70 Km. bajo los océanos, hasta unos 150 Km. bajo los continentes. Las placas, por tanto, pueden estar formadas sólo por litosfera oceánica, por litosfera continental o, mixta (parte de placa oceánica y parte de continental).

Debajo de la Litósfera se encuentra la Astenosfera, formada por dos capas parcialmente fundidas: una superior (de hasta 230 Km.), cuyo espesor es mayor bajo los océanos que bajo los continentes, y una inferior que abarca hasta los 700 Km., en que comienza el manto inferior o Mesosfera. Parece probado, por diversos razonamientos geofísicos, el estado próximo a la fusión que existe en los materiales de la astenosfera, con viscosidades muy elevadas (del orden de 10^{20} poises)³.

Las placas litosféricas, sólidas y rígidas, flotan sobre la capa superior de la astenosfera. Las placas son pues, geoméricamente, casquetes esféricos en continuo movimiento de desplazamiento y giro sobre la superficie de la astenosfera, de la cual se originan y en la que se consumen.

Se han reconocido seis grandes placas y otras seis de menor extensión. Los criterios que definen las placas son: la actividad tectónica (sísmica o volcánica) de sus bordes y la inactividad tectónica en el interior. Las principales placas son las siguientes:

1. Placa Pacífica: ocupa la mayor parte del océano Pacífico y está formada, fundamentalmente, por litosfera oceánica (incluye la cuña de litosfera continental de California). Se incluyen otras placas menores: Nazca, Cocos, Juan de Fuca y Filipina.
2. Placa Americana: constituida por litosfera continental (América del Norte y del Sur) y oceánica (mitad occidental del Atlántico. La placa Caribe forma parte de ella).
3. Placa Africana: con una parte central de litosfera continental rodeada casi por completo (excepto en el Mediterráneo) por litosfera oceánica.

³ La viscosidad del agua a 0 °C = 0'018 poises

4. Placa Euroasiática: formada completamente por litosfera continental, pero con una porción de litosfera oceánica al Este (Atlántico nororiental) y al Norte (océano Glaciar Ártico). Entre ésta y la anterior se encuentra la placa arábiga.
5. Placa Australo-India: casi toda formada por litosfera oceánica (océano Índico y parte del Pacífico) y dos regiones de litosfera continental (India y Australia).
6. Placa Antártica: formada por una parte central de litosfera continental (Antártida) rodeada de litosfera oceánica.

9.2.2. Movimiento de las placas.

El movimiento de las placas puede estudiarse geométricamente, aplicando el teorema de Euler (Morgan 1968). Según este, cualquier movimiento de un casquete sobre una esfera se puede considerar como una simple rotación sobre un diámetro de la esfera, que actúa como un eje de rotación, cortando a la superficie de la esfera en dos puntos (polos de rotación o eulerianos). Todos los puntos de la placa que se trasladan con ella trazan circunferencias concéntricas alrededor de los polos de rotación (los puntos más lejanos al polo de rotación se desplazan a más velocidad que los más próximos).

De esto se deduce que, cuando **dos placas se separan**, sus bordes se alejan a una velocidad tanto mayor cuanto mayor es la distancia del borde de cada placa a su polo de rotación respectivo, siendo los puntos situados a 90° de arco de cada polo los que se alejan a más velocidad de la placa opuesta. Estas zonas son las que presentan una mayor tasa de expansión y de construcción de litosfera oceánica.

Si **dos placas se aproximan**, la mayor velocidad de acercamiento se da en las partes situadas a mayor distancia (hasta 90° de arco) del correspondiente polo de rotación de cada placa; por tanto, en estas partes de los bordes de placa es mayor la velocidad de **subducción** o destrucción de una placa bajo la otra que en las zonas próximas a los polos de rotación.

Los **bordes deslizantes** (conservadores) coinciden con trozos de circunferencia alrededor de los polos de rotación, desplazándose las dos placas a un lado y otro del trazo, sin aproximarse ni separarse.

Hay suficientes razones que demuestran que la superficie de la Tierra no se ha incrementado en los últimos 600 m.a. Por lo tanto las zonas de expansión de la corteza (**bordes constructivos**), deben ser compensadas con zonas donde se consuma al mismo ritmo la corteza (**bordes destructivos** o fosas oceánicas).

9.2.3. Causas del movimiento de las placas. Corrientes de convección.

Encontrar el mecanismo motor de los movimientos de la litosfera es el principal obstáculo que queda por resolver en la tectónica global. Esta teoría asimiló la teoría de las corrientes de convección como motor del desplazamiento de los bloques corticales.

Las corrientes de convección se forman y desarrollan en el manto, entre zonas calientes y frías, de manera que las corrientes más calientes y menos densas ascienden hasta la litosfera. Allí continúan circulando horizontalmente hasta las zonas de subducción en que, tras haberse enfriado, descienden por su mayor densidad arrastrando la placa de litosfera oceánica, hasta que finalmente se introducen en el manto y pasan a formar parte de él, para iniciar nuevamente el proceso.

Hasta ahora se habían establecido **dos modelos de células de convección** en el manto:

- 1- Las células abarcarían todo el manto (100-2900 Km.), este modelo tropieza con la dificultad del enorme lapso de tiempo que necesitaría para que cada célula completara su ciclo y, además, con la dificultad de que estas células circularan y se desarrollaran en el manto que, por lo que se sabe, presenta una zonación o estratificación entre el manto superior e inferior.
- 2- Existirían dos grupos distintos de células de convección: uno inferior y cuyo efecto sería realizar una acumulación de los minerales más densos en el núcleo; y otro superior que se desarrollaría en la Astenosfera (convección) y que sería el responsable del arrastre de las placas litosféricas.

En la actualidad se admite que todo el planeta está en movimiento desde el interior del núcleo hasta la troposfera, sometiendo a sus materiales a corrientes de convección regidas por la energía, desde la térmica del núcleo hasta la del Sol.

La tomografía sísmica nos muestra el recorrido de la placa oceánica subduciendo, en bloque hasta los 670 km de profundidad. Allí se acumula a la espera de que los minerales que la integran se transformen

en otros más densos, hecho que provoca la caída en cascada de los trozos litosféricos hasta los 2900 km, (el denominado nivel D).

Los trozos de litosfera acumulados en D se desplazan por este nivel recogiendo el calor que proviene del interior del núcleo, y una vez sobrecalentadas comienzan la ascensión, configurándose columnas de rocas calientes (plumas térmicas matélicas) que atraviesan el manto. De nuevo a los 670 km éstas se detienen hasta que los minerales se transforman en otros más ligeros que permiten reanudar el ascenso.

Algunos geofísicos opinan que si estas columnas, cuando llegan a la parte superior del manto, coinciden con una región litosférica estirada y fracturada (descompresión), experimentan fusión sus rocas y se constituyen en fuente de magma par alas dorsales. Esto aún no se ha podido visualizar.

Según este modelo, las placas litosféricas están inmersas en un movimiento de convección que involucra a todo el manto y que se convertiría en el motor térmico que provoca sus desplazamientos por la superficie.

Según la **teoría de empuje y arrastre**, las células de convección ascenderían en las zonas de fractura, que posteriormente originarían las **dorsales**, y, tras arrastrar horizontalmente a la placa litosférica, descendería por las **zonas de subducción** arrastrando a la corteza oceánica hasta profundidades de 700 Km., que es el límite inferior de la astenosfera y que es también el límite hasta el que se introducen las placas de la corteza oceánica. En este punto las corrientes se volverían a incurvar para reiniciar el ciclo. El sistema de células convectivas variaría en velocidad y localización a lo largo del tiempo, causando así los cambios en la situación de las dorsales, fosas y demás estructuras. La existencia de **fallas transformantes**, sus movimientos y otros hechos, plantean sin embargo dificultades físicas y matemáticas de diversa índole.

De las diversas soluciones aportadas, unos consideran a las placas como elementos pasivos transportados; otros las suponen formando parte de las celdas convectivas como elementos activos en el transporte; en este segundo caso, la salida del magma en las dorsales no sería un flujo pasivo, sino un activo proceso de inyección forzada que empujaría a las placas desde la dorsal. El movimiento de las placas se ve favorecido por dos procesos físicos:

- **Densificación** (aumento de la densidad con la profundidad). La causa puede deberse al paso del olivino (rómico) a otra forma de cristalización más densa, la cúbica, o a la transformación del basalto en eclogita (roca de la misma composición pero más densa). Esta densificación hace que la litosfera que subduce tire del resto de la placa, atrayéndola así hacia el interior de la Tierra. Las dorsales oceánicas se originan, por lo tanto, como resultado de este tirón, asumiendo un papel pasivo en el desplazamiento de las placas.
- Otra posible causa secundaria sería el **deslizamiento gravitatorio** de los materiales que solidifican en las dorsales, desde las crestas de las dorsales hasta las zonas de subducción (hay desnivel de hasta 4000 m. entre la cresta y los fondos oceánicos).

En la actualidad el método de la corrientes de convección es el que cuenta con mayor número de adeptos y, aunque aún tiene puntos oscuros, es el que explica de forma más racional el desarrollo de la tectónica de placas. (Consultar el cuestionario de preguntas nuevo).

9.3. Otras pruebas de la tectónica de placas.

La teoría de la tectónica de placas o tectónica global integró, completándolas y ampliándolas, la teoría de la deriva continental y la de la expansión de los fondos oceánicos (1960). Por tanto, las pruebas en que se apoyan estas teorías, apoyan también la primera. A las pruebas comentadas en el apartado 9.1.2. (Deriva continental) añadimos las siguientes:

- **Argumento paleomagnético.** Se basa en que las lavas tienen una gran cantidad de cristales de magnetita, y esos cristales, en el momento que la roca está a punto de solidificarse, se orientan marcando la dirección del campo magnético existente en ese momento. Así señalan la situación de los polos magnéticos en el momento que se enfriaron, así se ha podido comprobar que, a lo largo de 200 m.a. se han producido inversiones magnéticas. El estudio del paleomagnetismo de las rocas de los fondos oceánicos y de la inversión del campo magnético han permitido confirmar que hay zonas donde se crea litosfera oceánica (dorsales), la cual crece a ambos lados y se desplaza, provocando con ello la separación de los continentes. Son los argumentos más fuertes a favor de la teoría de la deriva continental.

El estudio de rocas continentales de distintos periodos geológicos por estos métodos, han permitido concluir que los polos magnéticos no han tenido siempre la misma posición. Hace 500 m.a. (Cámbrico), el polo norte se encontraba sobre el océano Pacífico y el Sur en el noroeste de África.

Al comparar datos paleomagnéticos, de una época determinada, de dos continentes distintos, se observa que no coinciden los polos magnéticos deducidos de uno y otro continente. La distancia entre los polos indicados por dos continentes se reduce en el tiempo geológico y las dos curvas de **migración polar**⁴ terminan por coincidir en la posición actual de cada polo.

Considerando que dos continentes estuvieron unidos por sus bordes, las rocas que quedaron magnetizadas en la misma época indicarían la misma posición de los polos, sin embargo, al producirse la separación, el punto señalado como polo magnético por las rocas de uno y otro queda desdoblado en dos puntos, siendo tanto mayor la distancia actual entre ellos cuanto mayor haya sido el alejamiento de los continentes desde la época de la separación. Este razonamiento se puede repetir para sucesivas épocas, incluidas aquellas que ya habían iniciado la separación.

9.3.1. Expansión de fondos oceánicos.

Este proceso así denominado por Dietz (1961) fue postulado por Holmes (1929) en otros términos, pero la idea definitiva fue expuesta por Hess (1960).

Según esta teoría el suelo oceánico está en continuo desplazamiento, en ambas direcciones a partir del eje de la dorsal, para permitir la salida de nuevo material ígneo que asciende por ella y forma nueva corteza oceánica. La corteza oceánica se va destruyendo en las fosas, hundiéndose en el manto. Las **pruebas** que atestiguan este hecho son las siguientes comprobaciones directas e indirectas:

- **La naturaleza y actividad volcánica de las dorsales.**
- **La presencia de movimientos sísmicos** en las crestas de las dorsales.
- **La velocidad de las ondas sísmicas bajo las dorsales**, menor que en el resto del océano, debido a su temperatura más elevada y a la existencia de procesos de dilatación y de fractura.
- **Flujo de calor.** Es mayor en las dorsales oceánicas, lo que confirma que las dorsales están situadas sobre corrientes ascendentes del manto. A medida que la litosfera se aleja de la dorsal se enfría y, por tanto, se hace más densa, hundiéndose en la astenosfera; en consecuencia el fondo del océano debe ser más profundo cuanto más lejos se encuentre de la dorsal; esta suposición está confirmada en la parte noroccidental del Atlántico. En los ejes de las dorsales del golfo de California y de las islas Galápagos se han visto directamente emanaciones de agua caliente (humeros).

9.3.2. Determinación de las edades absolutas de las rocas (pruebas geoquímicas)

- **Edades de las corteza oceánica.** Mediante técnicas de datación radiactiva se analizan muestras de sondeos obtenidos de los basaltos de la corteza oceánica, encontrándose rocas de edades iguales situadas, más o menos simétricamente, a distancias semejantes del centro de la dorsal. Además la edad de las muestras aumenta con la distancia a que están situadas de la dorsal, siendo máxima en las cercanías de los continentes marginales del océano.

- **Magnetismo de las rocas oceánicas (prueba aportada por Vine, Matthews, y Heirtzler).** La datación de las islas de origen volcánico fueron la primera prueba acerca de la veracidad de la teoría de la expansión del fondo oceánico. Las más próximas a las dorsales son más jóvenes que las más alejadas.

Las lavas actuales, cuando solidifican, presentan sus minerales magnéticos orientados de acuerdo con la dirección actual de los polos magnéticos. Sin embargo en las lavas antiguas, localizadas a ambos lados del eje de la dorsal, se observa una disposición en bandas verticales alternantes, unas con la misma orientación en sus partículas que en las lavas actuales, otras con diferente orientación. Las primeras corresponden a periodos "normales" (campo magnético terrestre igual al actual), y las segundas "invertidas" pertenecientes a etapas en las que el campo magnético estaba invertido con respecto a su dirección actual.

Barcos oceanográficos registraron el magnetismo de estas rocas, observando un **bandeado magnético simétrico** a ambos lados de la dorsal. Cada una de las bandas simétricas corresponden al período de tiempo de salida de dicho material por la dorsal y, por tanto, el área comprendida entre ambas pertenece al suelo oceánico más reciente.

- **Medida directa de la velocidad de expansión.** Los valores actuales varían, desde unos cm. por año (uno a cada lado de la dorsal) en el Atlántico Norte, hasta unos 9 cm. al año (4'5 cm. al cada lado de la dor-

⁴ las curvas de migración polar se obtienen uniendo, en un mapa, los puntos que señalan las posiciones de uno de los polos magnéticos en sucesivas épocas geológicas.

sal) en el sur del Pacífico. La velocidad ha variado con el tiempo con épocas de aceleración y otras más lentas.

Los estudios geofísicos de los fondos marinos han permitido interpretar la geometría de los bordes continentales y diferenciar dos tipos muy distintos.

Un primer tipo sería como el borde atlántico de África o América del Sur. Son **bordes pasivos** sin movimiento relativo, que implicarían, al ensancharse el océano, la separación progresiva de ambos continentes respecto del eje de la dorsal.

Este fondo está en continuo movimiento desde la dorsal hasta la fosa, y lleva sobre él los sedimentos que se han posado encima como si se tratara de una cinta transportadora. La corteza oceánica más próxima a la dorsal es la más moderna y, por lo tanto, tendrá pocos sedimentos, por el contrario, la corteza próxima a la fosa es más antigua y sobre ella hay más sedimentos. Estos sedimentos que son llevados hasta la fosa, se hunden por ella y sufren procesos de transformación (metamorfismo y magmatismo) y, finalmente, pueden ser reabsorbidos por el manto. Sondeos profundos realizados en el Pacífico suministran como material sedimentario más antiguo el del Cretácico; este hecho se explica actualmente debido a que los sedimentos anteriores han sido consumidos en las fosas.

9.4. Límites entre placas

La tectónica global o tectónica de placas, interpreta de manera coherente la deriva continental y la expansión de los océanos. Ésta postula que la litosfera se compone de un mosaico de placas rígidas en continuo movimiento. Así mismo, define a la litosfera, no sólo como corteza terrestre, sino que además está constituida por parte del manto superior.

Esta litosfera rígida tiende a deslizarse sobre una zona del manto superior (Astenosfera), que aunque no es fluida se comporta de forma plástica, e incluso pastosa ante esfuerzos prolongados.

La tectónica de placas también supone que la litosfera es frágil a causa de su rigidez, y que ante las tensiones producidas por el material en fusión, procedente del manto, se encuentra dividida en fragmentos o placas litosféricas.

Las placas pueden ser: **Continetales**, cuando incluyen la corteza y algo del manto superior (Placa Africana, América del Norte, América del Sur, Euroasiática, Australiana, Antártica, Arábica, etc.), algunas de ellas también contienen corteza oceánica por lo que también se las suele llamar placas **mixtas**; las **Oceánicas** sólo incluyen la corteza oceánica y algo del manto superior (Pacífica, Nazca, Caribe,...).

Si nos atenemos a la actividad geológica, los límites entre las placas los podemos dividir en activos y pasivos. Dentro de los **límites activos** podemos subdividirlos en:

Constructivos. En ellos se origina corteza oceánica mediante abducción, a partir de materiales del manto, aumenta así la extensión de las placas en contacto. Se corresponde con movimientos de separación la distensión de la litosfera. Se sitúa en las dorsales y producen la expansión o extensión de los suelos oceánicos y el consiguiente movimiento de los bloques continentales sobre la astenosfera.

Destructivos. Son lugares en donde se consume litosfera, incorporándose de nuevo al manto (**subducción**). Se reduce así la extensión oceánica de una de las placas en contacto. El proceso puede acabar con una colisión o choque de continentes (**obducción**). Se corresponde con movimientos de aproximación la compresión de la litosfera.

Se localizan en las fosas oceánicas de los márgenes continentales activos o de los arcos insulares. En estos bordes se produce, en muchos casos, el acrecimiento de la corteza continental, mediante la formación de cordilleras orogénicas.

Son **Pasivos, Conservadores o neutros**, cuando ni se crea ni se destruye corteza, conservándose así la extensión de las placas en contacto. Se corresponde con movimientos de desplazamiento lateral los procesos de desgarre de la litosfera. Se sitúan en las llamadas **fallas transformantes** o **de transformación** (falla de S. Andrés en California).

Así pues, los límites entre placas vienen definidos por tres tipos de estructuras: **dorsales, fosas y fallas transformantes**. Estos límites vienen marcados, además, por la localización de los epicentros sísmicos, que constituyen la base fundamental para la delimitación entre placas.

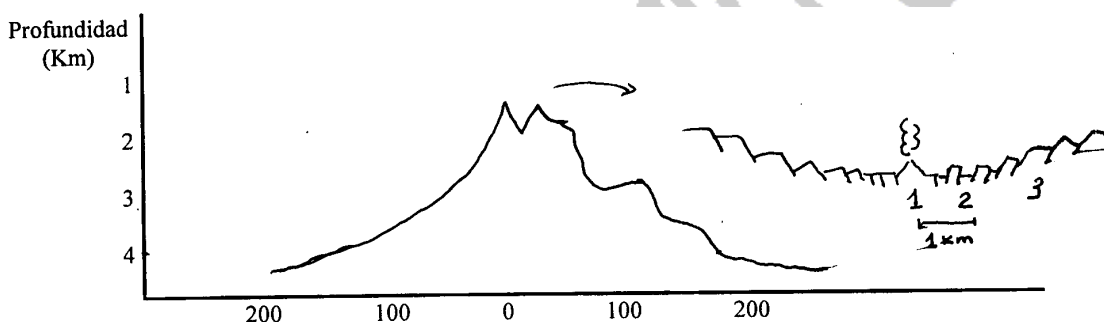
A continuación se desarrollan diferentes casos de los tres tipos de bordes. La estrategia para exponerlo sería la de señalar los epígrafes de los distintos apartados y desarrollar sólo uno de ellos, argumentando problemas de tiempo.

9.4.1. Límites constructivos o de expansión

En ellos se forma nueva corteza oceánica a partir de materiales del manto. Las placas en contacto aumentan su extensión. Los procesos de distensión de la litosfera se corresponde con movimientos de separación. Se sitúan en las **dorsales oceánicas** y en los **rifts continentales** y producen, como resultado, la expansión o extensión de los suelos oceánicos y el movimiento correspondiente de los bloques continentales sobre la astenosfera, por tanto, se produce una separación entre los continentes a una velocidad que oscila entre los 2 y los 18 cm./año.

El sistema de dorsales oceánicas se ha descrito como una enorme cadena submarina (75.000 km.) que envuelve a la Tierra. Si comparamos su perfil con el de una cadena montañosa de altura moderada, éste es bastante suave. Una dorsal típica tiene unos mil km. de anchura y se eleva entre 1000 y 2000 m. desde el fondo oceánico.

Su zona central consta de tres partes: zona axial (1 km. de anchura), con pequeños edificios volcánicos que han emitido coladas de lavas almohadilladas; zona de grietas paralelas (entre 0'5 y 2 km. de anchura) que son más anchas conforme nos alejamos de la zona axial, y graderíos tectónicos (10 km. de anchura), formados por fallas que pueden presentar escalones de hasta 100 m. y 60 u 80° de pendiente, aunque no todas las dorsales presentan una fosa tectónica de este tipo⁵.



La sismicidad de las dorsales es somera (máximo de 70 Km.), moderada (nunca más de 7 en la escala de Richter) e indica distensión. Su magnetismo presenta anomalías magnéticas lineales e irregulares (máximos y mínimos alternantes); las fuerzas de la gravedad presentan un mínimo característico, más bajo en el eje, lo que se interpreta como la existencia de la cámara magmática que surte de material volcánico a la dorsal.

Sobre los basaltos toleíticos, la cobertera sedimentaria es insignificante. La presencia de chimeneas hidrotermales negras hace que contengan minerales de tipo sulfuros de Fe, de Cu o de Zn, sulfatos de Ca, óxidos de Mn e hidróxidos de Fe.

Las dorsales cambian sistemáticamente de posición, por apertura y cierre de las grietas sobre la cámara; a veces este cambio es aleatorio, pero cuando rodean a una placa inmóvil⁶, las dorsales siempre migran alejándose de ella.

A) Rifts continentales

La tectónica de placas explica cómo se produce la ruptura de un continente, la fragmentación de una placa de litosfera continental y el alejamiento de los fragmentos (Ver ciclo de Wilson del tema siguiente). Cuando esto ocurre, un continente entero se divide en dos partes, que empiezan a separarse. Al principio se levanta y estira la corteza. Luego aparece un valle estrecho y largo (**valle de fractura del rift**). El centro de la grieta que se ensancha, se rellena continuamente con magma que asciende desde el manto. El magma termina solidificándose formando nueva corteza en el fondo de rift.

Bloques corticales resbalan escalonados en una sucesión de fallas escarpadas, creando un paisaje montañoso. Conforme prosigue la separación, aparece un océano angosto; bajo su centro se halla un

⁵ Muchos sectores de la dorsal del Pacífico Oriental tienen un perfil con una cumbre central

⁶ se trata de placas, como la africana inmóvil desde hace 20 m. a. sin bordes destructivos

borde de placa de expansión. El ensanchamiento de la cuenca oceánica puede continuar hasta que se forme un gran océano y los continentes quedan muy separados.

A los bloques fallados hundidos respecto a sus circundantes se les llama fosas tectónicas, en las que se dan condiciones favorables para la deposición de sedimentos procedentes de las regiones adyacentes elevadas. Una fosa tectónica alargada (valle tectónico limitado por escarpes de falla casi paralelos), se le denomina Valle de fractura o **Rift valley**, y también **graben**. El río Rhin fluye por un valle de fractura entre los Horts de la Selva Negra y los Vosgos. Los más famosos son los que cruzan las mesetas del este de Africa, desde el río Zambeze al mar Rojo.

B) Sistemas de valles de fractura de Africa oriental

Los valles de fractura africanos constituyen una fosa larga, continua, con una rama curvada hacia el oeste. Algunas de las fallas individuales se pueden seguir a través de largas distancias, pero otras son más cortas y dispuestas escalonadamente, pero considerando a las fallas estratificadas como un todo, es imposible no constatar que todas ellas son partes íntimamente relacionadas de un único sistema de accidentes tectónicos de casi 3000 Km.

La actividad volcánica y tectónica, en esta región, empezó en el Eoceno (40 m.a), y desde entonces se repite intermitentemente. Se ha sugerido que este sistema de rifts se convertirá en el borde de una placa desgajada (placa somalí). Se abrirá un borde expansivo de placas a lo largo del valle de fractura del lago Nyassa, formándose una cuenca oceánica nueva, al tiempo que un borde transformante seguirá la parte septentrional del sistema de rifts hasta el golfo de Aden. Toda la placa se desplazará al nordeste, resbalando frente a la placa arábiga.

Estos valles están caracterizados por una ancha zona de anomalías gravitatorias negativas (más de 1000 Km.), a la cual se superpone una zona estrecha de anomalías positivas, cuya anchura es del orden de 40-80 Km., relacionada con los propios valles de fractura. No obstante, conviene advertir, que en ellos no se encuentra corteza oceánica y que, evidencias geológicas, señalan que su fondo está formado por rocas continentales (precámbricas). Las anomalías positivas se explican por intrusiones de roca básicas y ultra-básicas.

C) El mar Rojo y el golfo de Aden

El mar Rojo tiene una fosa axial, de unos 50-60 Km. en la zona más ancha, bordeada por plataforma somera. Las anomalías gravimétricas sobre la fosa son muy positivas, lo que se interpretó como que, en el fondo, hay gran cantidad de rocas básicas; esta interpretación quedó confirmada por la aplicación del método sísmico, deduciéndose también que, encima, habían sedimentos consolidados y/o lavas recubiertos por sedimentos sueltos. También se comprobó la localización de epicentros a lo largo del eje central.

Exploraciones magnéticas, en el golfo de Aden, indicaron la existencia de anomalías magnéticas simétricas parecidas a las de los fondos oceánicos. Las conclusiones de estas observaciones son las de que, en el fondo de mar Rojo y del golfo de Aden, hay corteza oceánica nueva. De estas conclusiones apenas caben dudas, se trataría pues de una cuenca oceánica joven, en vías de ensanchamiento por movimientos hacia el norte de la placa arábiga.

D) Fallas de transformación (transformantes) Wilson 1965

Ya hemos comentado, al hablar de límites entre placas, que las dorsales son los límites constructivos y las fosas oceánicas los destructivos. Sin embargo existen límites que no pertenecen a ninguno de los dos, son los límites pasivos que corresponden a límites entre placas que se deslizan lateralmente. Al plano de deslizamiento entre estas placas es a lo que se le llama **falla transformante**.

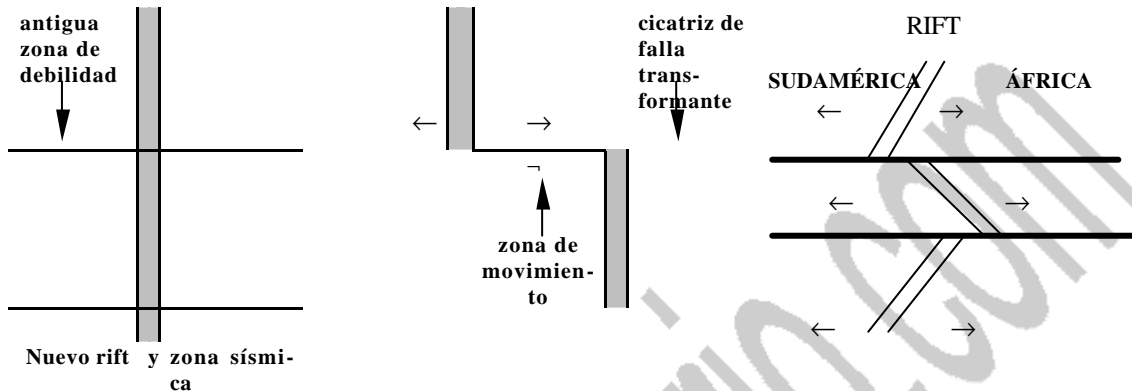
Por su mediación, el movimiento de expansión de una dorsal, se transforma en movimiento de subducción en una placa. El ejemplo más notable de deslizamiento lateral entre placas es el de la placa Pacífica respecto a la Norteamericana cuyo resultado, en las costas de California, es la falla de S. Andrés. El deslizamiento en esta zonas de unos 7 cm./año, lo que da lugar a muchos seísmos. Esta falla de transformación enlaza dos segmentos de la dorsal del Pacífico oriental y separa la placa Norteamericana, al este, de la Pacífica, al oeste.

Según Tuzon Wilson, las fallas transformantes no son fallas que se van separando en el transcurso de la expansión, sino que son como "una herencia de la apertura inicial de los fondos oceánicos". Indicarían, por tanto, cómo se rompieron al principio los bloques continentales.

Las fallas transformantes interrumpen las dorsales; tienen relieves abruptos con fosas y escarpes (debidos a compresión). Según su complejo origen y su geometría pueden generar tensiones y magmatismo, o compresión; también, como las dorsales, pueden cambiar de emplazamiento.

Las zonas de tensión o parte activa de la falla, estaría en la cresta de las dorsales ya que, aquí, los sentidos de movimiento relativos son opuestos. Lo demuestran los seísmos de la zona de hipocentro somero.

Cuando las fallas de transformación son suficientemente largas, se las considera que pueden limitar dos placas que se deslizan a lo largo de ellas (falla de S. Andrés). Son fallas direccionales con movimientos opuestos a los de una falla directa normal (Ver la figura). Los terremotos de rebote elástico tienen este origen.



La mayor falla transformante es la de Romanche (disloca el eje de la dorsal casi 1000 kms.) y su fondo en las partes más profundas se halla más de siete km. bajo el nivel del mar. Se especula sobre la influencia de la geología de estas zonas en acontecimientos tan diversos como las migraciones de organismos entre continentes y los intercambios de agua entre el océano septentrional y el meridional.

Se puede hablar de tres modelos de dorsales para cada uno de los tres océanos: en el Atlántico existe un modélico rift, la dorsal pacífica está dominada por los horts, y en el Indico donde, al parecer, podría aparecer una fosa submarina comparable a las que bordean el oeste del Pacífico, dentro de unos millones de años (borde difuso).

9.4.2. Límites destructivos o de convergencia

En ellos se consume la litosfera oceánica, incorporándose de nuevo al manto (**subducción**). Se reduce así la extensión de los fondos oceánicos de una de las placas en contacto, el proceso puede acabar con la colisión o choque de los continentes (obducción). Los procesos de compresión de la litosfera, se corresponden con los de aproximación.

La subducción de una placa se realiza en un plano bien delimitado, en donde se localizan hipocentros hasta 700 Km. de profundidad. Este plano de subducción es de unos 45° respecto de la vertical. Los seísmos se producen por la fricción de las placas en convergencia, causa, al mismo tiempo, de la desaparición de litosfera oceánica.

a) Las zonas de subducción: Zonas de Benioff.

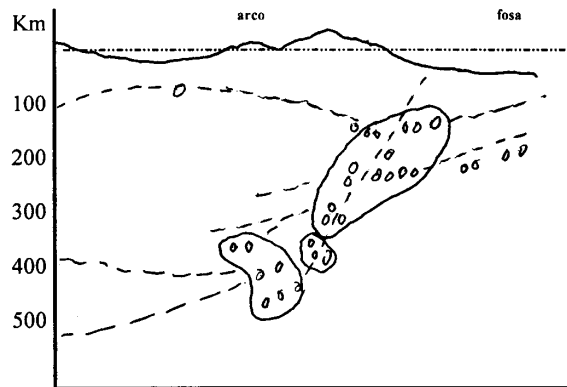
Las zonas de subducción se localizan en las fosas oceánicas de los márgenes continentales activos o en los arcos insulares. En estos bordes se produce, en muchos casos, el acrecimiento de la corteza continental, mediante la formación de cordilleras orogénicas.

Al principio, fueron apareciendo con lentitud las pruebas de que las placas litosféricas se sumergen a gran profundidad en la astenosfera. Conforme se iban localizando, situando en un mapa, las posiciones y profundidades de los focos de los terremotos; los hipocentros empezaron a verse dispuestos según modelos planetarios significativos.

Para comprender la naturaleza de la evidencia sísmica de la subducción de placas, consideraremos el caso del arco-isla del Japón septentrional y las islas Kuriles. Junto a estos arcos, al este queda la fosa del Japón, y al oeste los mares del Japón y de Okhotsk, que son cuencas trasarco. En esta región son frecuentes los terremotos, y sus epicentros se han representado en gran número. Los seísmos someros

abundan en una zona inmediatamente adyacente a la fosa, del lado de tierra, los de profundidad intermedia ocurren bajo el cinturón insular y bajo el mar del Japón; en cambio, los de foco profundo están centrados bajo el margen del continente asiático.

Cuando representamos estos centros en un corte vertical (ver la figura), es obvio que queda definida una zona inclinada, a lo de la cual se ha producido una fractura interna. La misma relación entre los terremotos profundos y someros se da en las zonas de la fosa de Kermadec, al sudoeste del Pacífico (Mar de Tonga), como a lo largo del lado occidental de Sudamérica.



Esta zona inclinada unos 45° , hacia el continente por debajo del arco insular, es un plano sísmicamente activo (**Plano de Benioff**). Son, por tanto, zonas de subducción donde la corteza oceánica, al sumergirse a lo largo de grandes fallas cabalgantes, produce una fosa oceánica que, lentamente, se irá llenando de sedimentos procedentes de la erosión continental (si colisionan dos placas continentales), o de los propios arcos insulares (colisión de placa continental con oceánica). En el descenso por el plano de Benioff, la placa oceánica se calienta y deshidrata, acabando por incorporarse al manto.

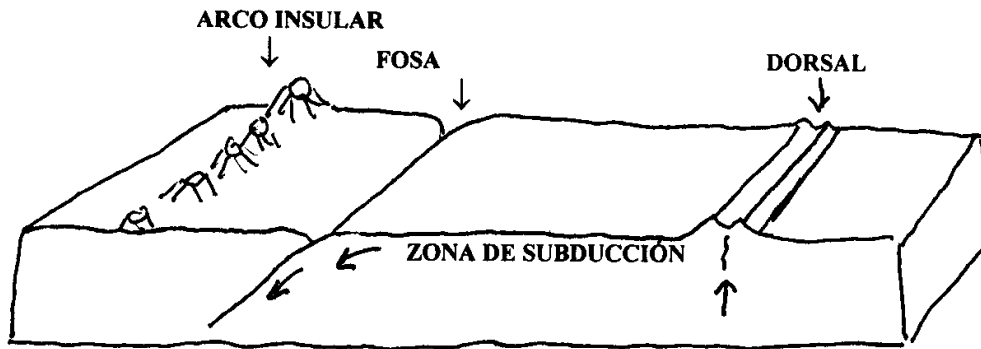
Se pueden considerar **tres casos** cuando dos placas convergen frontalmente:

I. Entre dos placas oceánicas: islas volcánicas y Arcos islas y fosas oceánicas.

Este tipo de subducción se caracteriza por un ángulo de inclinación muy grande de la placa que se hunde, y por la presencia de una cuenca trasarco en expansión activa.

La nueva litosfera oceánica subyacente a la cuenca trasarco está continuamente sometida a tensiones. Así, la zona de subducción se relaja de la compresión y no se producen fuertes seísmos. Al no existir esta fuerte compresión, el arco no se levanta mucho y proporciona, por tanto, poco sedimento a la fosa, porque el arco consiste en una cadena de islas volcánicas. La fosa tiende a ser profunda y pobre en sedimentos.

El ejemplo más representativo es el arco de las Islas Marianas (choque entre una placa oceánica y otra mixta) con su profunda fosa (11.033 m.) Se cree que la superficie superior de la placa descendente se recalienta mucho al entrar en contacto con la Astenosfera. La capa descendente de la corteza oceánica (basáltica), que forma un delgado casquete bajo la placa, es rica en agua a causa de su previo contacto con agua marina. La abundancia en agua hace que se funda enseguida y suelta magma de composición basáltica. Los arcos volcánicos quedan justo sobre la zona de subducción. (Ver la figura)



II. Entre una continental y otra oceánica: Arcos-isla y Cordilleras perioceánicas u orógenos ortotectónicos.

Cualquier plano inclinado que corte a una superficie curva dará como resultado una línea curva. Ésta es la explicación a la morfología en forma de arco que presentan los arcos insulares.

Tal es el caso de los arcos continentales como el de Alaska, o el de Perú-Chile (Andes), o los arcos islas de las Kuriles, Japón y Aleutianas.

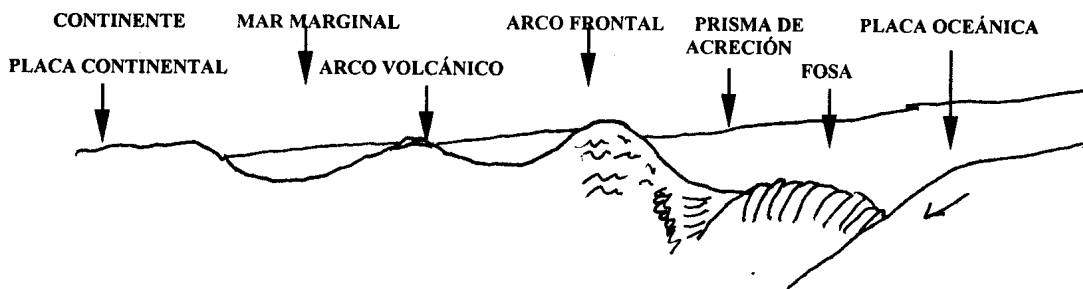
Los materiales acumulados en la plataforma continental y en la fosa oceánica, así como los transportados por las placas oceánicas en su avance, son comprimidos y, por tanto, fracturados y plegados. La corteza oceánica oprime con fuerza a la placa opuesta que la cabalga.

El aumento de profundidad de la placa descendente, y su fricción contra la otra generan calor suficiente para fundir, parcialmente, la litosfera oceánica y, quizás, de la continental. Se originan de este modo magmas andesíticos y granodioríticos, típicos de estas formaciones, así como los cinturones de metamorfismo característicos. También el fuerte esfuerzo de compresión causa sismos fuertes. No obstante predominan los efectos térmicos sobre los mecánicos.

Finalmente cuando la acción de compresión por convergencia va disminuyendo, por la actividad de la dorsal que generaba corteza, se produce el levantamiento isostático. A este levantamiento contribuye la presencia de masas graníticas plutónicas (forman el núcleo de la cordillera), ya que al ser masas de menor densidad, isostáticamente tienden a subir.

Un ejemplo lo constituye la costa oeste de Sudamérica, en la que la placa continental se mueve, en sentido opuesto, a la placa Nazca. El choque causa la cordillera perioceánica de los Andes.

Arcos-islas. (Ver la figura). Se distingue en ellos, un arco frontal o externo (hacia la convexidad del arco), desprovisto de vulcanismo y donde los sedimentos son recientes. Y un arco interno o volcánico, caracterizado por un vulcanismo activo que da multitud de islas volcánicas en la parte interna del arco, las cuales arrojan lavas calcoalcalinas de tipo andesita-basalto.



Los datos geofísicos ponen en evidencia que existen anomalías gravimétricas positivas en el arco interno y negativas sobre el externo o frontal, estando ligadas estas anomalías al déficit de materia que se produce como consecuencia del hundimiento que origina la fosa hacia la convexidad del arco externo. El prisma de acreción se forma a partir de los sedimentos de la fosa, y en su base se forman rocas metamórficas. El mar marginal sólo aparecen en los arcos islas formados según A2; actúa como una cuenca de sedimentación, tipo geosinclinal, de los sedimentos del continente.

Así estos arcos-islas podemos considerarlos como zonas orogénicas tempranas que, en etapas posteriores, quedarán adosados al continente formando parte de las cordilleras. Análogamente algunas cordilleras pericontinentales antiguas (hercinianas y caledonianas), pueden ser explicadas por medio de

mecanismos de colisión de placas, engendrando arcos insulares (Apalaches, Alpes, Rocosas, Himalaya, etc.).

La **existencia de las zonas de subducción** queda confirmada por:

- Anomalías gravimétricas asociadas a las fosas marinas.
- Magmatismo asociado a la fricción entre dos placas.
- La actividad sísmica localizada en planos de Benioff.
- Existencia de procesos orogénicos por transformaciones mecánicas y térmicas.
- Escasez de sedimentos pelágicos, más abundantes en zonas dónde no hay subducción, lo que supone una constante renovación de la corteza.

Todos los movimientos descritos se refieren a la actual distribución de placas. Sin embargo, hay que decir que el número de placas, y su extensión han cambiado a lo largo del tiempo y debido a ello se han formado nuevos océanos y cordilleras de plegamiento y se han movido los continentes unos respecto a otros.

III. Entre dos continentales. Cordilleras intracontinental u orógenos paratectónicos.

Son producidas por la convergencia de dos placas continentales, por lo que no es posible que, un continente de baja densidad se sumerja a favor de otro, lo que ocurre es un choque entre los continentes, que paraliza el movimiento, produciéndose la obducción. Normalmente ocurre entre dos placas continentales separadas por un océano que no se expande, pues su dorsal dejó de ser activa.

Si por la actividad de otra dorsal, una de las dos avanza hacia la otra, se va cerrando el océano y el placa oceánica que existe entre los dos continentes se ve presionada, pudiendo sufrir subducción primero en uno y luego en otro borde, formándose fosas que se rellenarían con sedimentos. El avance de la placa continental va cerrando cada vez más el océano de modo que, la placa oceánica, puede desaparecer por completo, colisionando los dos continentes y, por lo tanto, plegando los materiales depositados en las fosas. La violencia del proceso, arrancaría "escamas" de las placas oceánicas descendentes o del manto, que constituirían la llamada serie ofiolítica de estas cordilleras (ver el tema siguiente, página 8).

Es característico de estas cordilleras la gran intensidad de la deformación. El vulcanismo de estas cordilleras es pobre debido a que la **obducción** no deja salir los magmas. Por lo tanto predominan los efectos mecánicos sobre los térmicos. Ejemplos característicos de este tipo de cordilleras son el Himalaya y la meseta del Tibet (4900 m.). Se piensa que el antiguo escudo de la India, de algún modo, emigró hasta Asia. En vez de provocar una colisión frontal, el escudo se sumergió para continuar su viaje hasta situarse debajo del actual Tibet. El levantamiento isostático del Tibet fue una consecuencia tectónica de este fantástico encontronazo. La flexión e inclinación del escudo de la India bajo la cordillera del Himalaya, forma el fondo de la profunda fosa indo-gangética.

Otro ejemplo digno de tener en cuenta, por su calidad excepcional, son los afloramientos de ofiolita de Omán (Sudeste de la península Arábiga).

Un **complejo ofiolítico** se define como, trozos de litosfera oceánica incorporados a los continentes o a los sedimentos de las fosas oceánicas en los procesos de subducción. Una secuencia de ofiolitas completa está constituida de muro a techo, por: peridotitas, gabros bandeados, enjambre de filones basálticos, lavas basálticas en coladas o almohadilladas, radiolaritas o sedimentos silíceos.

La **ofiolita de Omán** es la mayor del mundo, con sus 500 Km. de longitud y sus 50 a 100 Km. de anchura a lo largo de la costa del golfo de Omán (entrada al golfo Pérsico). Estos afloramientos, de calidad excepcional, han escapado después de su obducción a las considerables deformaciones que acompañan a la colisión entre placas litosféricas continentales.

Las montañas de Omán pertenecen al conjunto de las cadenas alpinas e himaláyicas. Todas han surgido del acercamiento entre Eurasia y África con la India. La zona oceánica que separaba estos continentes ha sido progresivamente reabsorbida y solamente se conserva en estado testigo "las ofiolitas". La subducción responsable de esta separación continuó hasta la colisión de los diferentes continentes; colisión de la que se ha librado el mar de Omán, encajonado entre Arabia al sur e Irán al norte. Subsiste como residuo de un antiguo océano. En la actualidad se reabsorbe por subducción bajo Irán. Esta subducción conducirá de aquí a dos millones de años a la colisión de los dos continentes y al surgimiento de una cadena de montañas comparable a la de los Alpes, sepultando bajo su amasa a las ofiolitas citadas.

9.4.3. Fenómenos intraplaca

Se trata de fenómenos geológicos internos que suceden en el interior de las placas, muchos de ellos están íntimamente relacionados con el movimiento de las placas. Se pueden dar:

a) En **cuencas oceánicas**. Se trata de islas de origen volcánico (Madeira, Canarias, Hawai, etc.); y también montes submarinos, que salpican las llanuras abisales.

Los **puntos calientes** son zonas de la superficie terrestre, intraplaca y con actividad volcánica actual o reciente. Se deben al parecer, al ascenso de columnas de materiales calientes del manto ("plumas"). Su actividad forma conos volcánicos sobre los continentes o en los fondos oceánicos, lo cual, unido al movimiento de las placas, da como resultado la alineación de conos o de islas volcánicas que refleja el paso de la placa por encima de la "pluma": islas Hawai, , etc.

b) en el **interior de los continentes**. Manifestaciones magmáticas sin relación con los bordes de placa (granitos del Sahara Central), meseta del Deccán en la India (de extensión comparable a la de la península ibérica), la meseta de Columbia en EE. UU. de América (el parque Yellowstone).

En el interior de la placa euroasiática (al norte de la meseta del Tibet), hay fallas de desgarre que parecen una consecuencia del choque de la subplaca índica con la euroasiática.

c) en el límite entre ambos. En el límite océano-continente se originan fenómenos de subsidencia de los materiales que se depositan en el mar como resultado de la erosión continental.

En este límite también se reflejan los movimientos lentos de hundimiento y levantamiento (movimientos epirogénicos) en dirección vertical, dando lugar a morfologías como las de las rías gallegas (hundimiento) y la de la Costa Brava (levantamiento).

d) **Impactógenos**: También se forman en el interior de las placas pero en relación con los bordes destructivos. Son fallas a larga distancia producidas por una colisión continental; como resultado se forman fosas tectónicas perpendiculares a la dirección principal de la colisión entre las placas. Un ejemplo sería la formación del impactógeno que formó el lago Baikal, debido a la colisión entre la placa Índica y la asiática. Presentan volcanismo basáltico y movimientos sísmicos asociados.

9.4.4. Litosferoclastos

El concepto de litosferoclasto, o retazo litosférico, surgió en los años setenta. Estudiando la geología de Alaska se comprobó que su territorio es una agrupación de fragmentos corticales (litosferoclastos) reunidos, lo cual no se explica mediante la aplicación directa de la teoría de la tectónica de placas.

Los litosferoclastos son bloques de corteza limitados por fallas de hª geológica diferente de la que tienen los bordes adyacentes, y que, yuxtapuestos a una masa continental, aumentan la extensión de dichos continentes. La forma, tamaño y composición de los litosferoclastos puede ser muy variada.

Se pueden originar por varios motivos. Cuando el fondo oceánico subduce puede arrastrar:

a) islas o cadenas de islas de origen volcánico de naturaleza basáltica.

b) arcos insulares procedentes de vulcanismo explosivo cercano a las zonas de subducción.

c) fragmentos de márgenes continentales que se separaron de los continentes cuando se abrieron océanos nuevos,

d) material sedimentario depositado en el fondo oceánico. Todos estos materiales son barridos y se convierten en litosferoclastos, incrementando el tamaño de los continentes (acrecencias horizontales).

9.5. Historia del movimiento de los continentes (OPCIONAL)

La historia de la corteza terrestre tiene una explicación sencilla en la sucesión temporal de los dos fenómenos antagónicos de subducción y expansión oceánica. La subducción produce el cierre de los océanos y la expansión su apertura. De este modo los continentes resultan ser estructuras permanentes de la corteza, con una superficie que aumenta progresivamente por las orogénias y colisiones, mientras que los océanos son zonas de existencia breve, a escala geológica, en constante renovación.

En las fotocopias adjuntas se puede contemplar la evolución de los continentes y mares, desde hace 200 m.a., siguiendo el modelo elaborado por Dietz y Holden.

9.6. Explicaciones que aporta el modelo de tectónica de placas.

La teoría presenta una síntesis de los conocimientos geológicos ordenados en el espacio y en el tiempo según los conocimientos actuales y, a la vez, algunas lagunas aún no explicadas de forma satisfactoria.

La teoría aporta una explicación para:

- La expansión del fondo oceánico.
- La deriva de los continentes.
- La situación de los volcanes y la naturaleza de sus productos.
- Formación y evolución del geosinclinal,
- Zonas de metamorfismo.
- Formación de arcos-islas.
- Distribución de fósiles y zonas paleoclimáticas.

Por contra, no han podido ser explicados de modo satisfactorio los procesos siguientes:

- Los movimientos entre placas y la expansión del fondo oceánico sólo se han evidenciado en rocas de hace unos 200 m.a.. Desconocemos si este proceso ha ocurrido antes, como consecuencia, dado que las rocas más antiguas del fondo oceánico no tienen más de 200 m.a., la historia de la tierra ha de deducirse del estudio de las cordilleras continentales.

- Se desconocen las leyes que rigen a escala terrestre los movimientos dentro de la astenosfera, ni cómo estos movimientos inciden en las placas litosféricas. Las corrientes de convección parecen ser la explicación más coherente.

- No sabemos si la expansión del fondo oceánico y, por tanto, la deriva se realiza de forma continua o por períodos de actividad y reposo.

- No existe un modelo verificado de la evolución completa de una cadena montañosa, un ejemplo de estos es la explicación que se da a la aparición de complejos ofiolíticos incorporados a cadenas antiguas y recientes.

RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS ORÓGENOS (opcional- También es válido para el tema siguiente)

- Se sitúan siempre en los bordes placa bajo los que subduce otra placa.

- Desde el lado oceánico hacia el lado continental pueden presentar los siguientes elementos orográficos o estructurales:

Fosa oceánica, complejo subductivo (que puede llegar a emerger como una cadena antearco o prisma de acreción), cuenca antearco, arco volcánico, cuenca marginal o trasarco. En los orógenos de borde continental (andinos), en lugar de esta última se sitúa la cuenca antepaís (el continente emergido que ofrece resistencia).

- Son lugares de sismicidad más elevada del planeta y con hipocentros muy profundos.

- Presentan los mayores desniveles orográficos, con profundas fosas oceánicas y montañas muy elevadas.

- La corteza terrestre puede alcanzar espesores próximos al doble de su valor promedio.

- El flujo calorífico y por tanto el gradiente geotérmico presenta también valores muy contrastados (diez veces superior en el arco volcánico en relación con la fosa oceánica).

- Los magmas generados varían en su composición desde la fosa hacia el exterior del orógeno (polaridad magmática), dependiendo de la profundidad de sus magmas primarios.

- Los cinturones dobles de metamorfismo presentan roca metamórficas de alta P y baja Tª correspondientes al complejo subductivo y rocas de alta Tª y moderada presión en el arco volcánico.

- El trazado del orógeno viene condicionado por el proceso de extensión trasarco o por el propio contorno de las masas continentales.

ORÓGENOS DE ACTIVACIÓN O DE SUBDUCCIÓN

Los arcos-isla y los orógenos andinos son dos situaciones orogénicas con régimen distensivo y régimen compresivo respectivamente. Ambas pueden alternar en el tiempo sobre una misma zona de subducción, lo cual parece que viene condicionado fundamentalmente por el movimiento de la placa supe-

rior (placa cabalgante), en relación con la zona de subducción (según se desplace más o menos la placa cabalgante hacia la fosa).

ORÓGENOS DE COLISIÓN (tipo alpino o litosferoclastos)

La colisión entre continentes o de terrenos con un borde continental es el resultado de la dificultad para que se introduzca en el manto volúmenes importantes de rocas menos densas que éste.

Con la colisión entre continentes:

a) Se cierra una antigua cuenca oceánica y en su lugar puede reconocerse una línea de sutura jalada o no por ofiolitas.

b) Se interrumpe la subducción, si bien el empuje lateral de la litosfera puede continuar, produciendo espectaculares procesos tectónicos, tales como: engrosamiento de la corteza por imbricación y apilamiento de escamas de la misma; propagación de los esfuerzos hacia el interior de cada continente mediante cabalgamientos basales y despegues que ascienden desde la base de la corteza, y pueden trasladar hacia el exterior del orógeno a las cuencas del antepaís.

c) Puede producirse una incrustación profunda de un continente en otro apareciendo vergencias (inclinaciones) contrarias a las habituales, con una mayor propagación de la deformación hacia el continente de la antigua placa cabalgante.

d) En casos extremos puede darse un infracabalgamiento de una corteza continental bajo otra mediante despegue del manto de éste, hasta producirse una extensa zona con corteza duplicada (Tíbet).

e) Los orógenos de acreción (cordillera este de los Estados Unidos de América) o de colisiones múltiples, se ven favorecidos por una subducción muy prolongada en el tiempo y también por zonas de convergencia oblicua, en las que la componente de movimiento direccional puede facilitar la fragmentación de microcontinentes, cadenas submarinas, etc. En ellas suelen aparecer litosferoclastos.

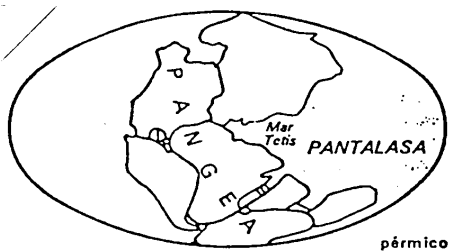


Fig. 8.46. Posición de los continentes hace 200 millones de años. (Explicación en el texto.)

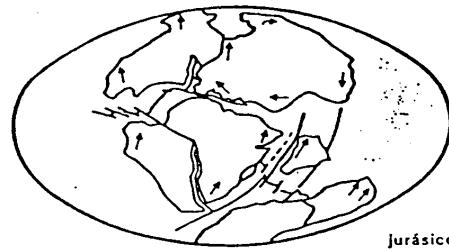


Fig. 8.48. Posición de los continentes hace 135 millones de años. (Explicación en el texto.)

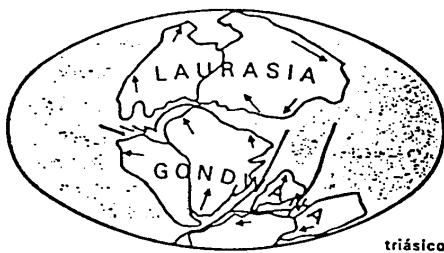


Fig. 8.47. Posición de los continentes hace 180 millones de años. (Explicación en el texto.)



Fig. 8.49. Posición de los continentes hace 65 millones de años. (Explicación en el texto.)



Fig. 8.50. Posición actual de los continentes.

