

UN PLANETA DINÁMICO



Contenido

1. Cómo estudiar la geosfera	4
1.1. Estudio directo de la geosfera	4
1.2. El exterior de la geosfera	5
2. El interior de la geosfera	6
2.1. El método sísmico	6
2.2. Las discontinuidades sísmicas	7
2.3. El modelo geoquímico	10
La corteza.....	10
El manto.....	11
El núcleo	11
2.4. Modelo geodinámico	12
La litosfera y las placas.	12
La mesosfera.....	13
La endosfera.....	13
2.5. Un interior terrestre dinámico.....	15
3. Evidencias de la dinámica de la geosfera	16
3.1. Las primeras explicaciones	16
3.2. Wegener y la deriva continental.....	16
3.3. La distribución de terremotos y volcanes	18
3.4. La edad del fondo oceánico	19
3.5. Paleomagnetismo.....	20
3.6. Las mediciones directas. Láser y GPS.....	21
4. Tipos de bordes.....	22
4.1. Los bordes divergentes	22
4.2. Los bordes transformantes	23
4.3. Los bordes convergentes	24
Convergencia entre placa continental y oceánica	24
Convergencia entre dos placas oceánicas	25
Convergencia entre dos placas continentales	27
4.4. La actividad intraplaca	27

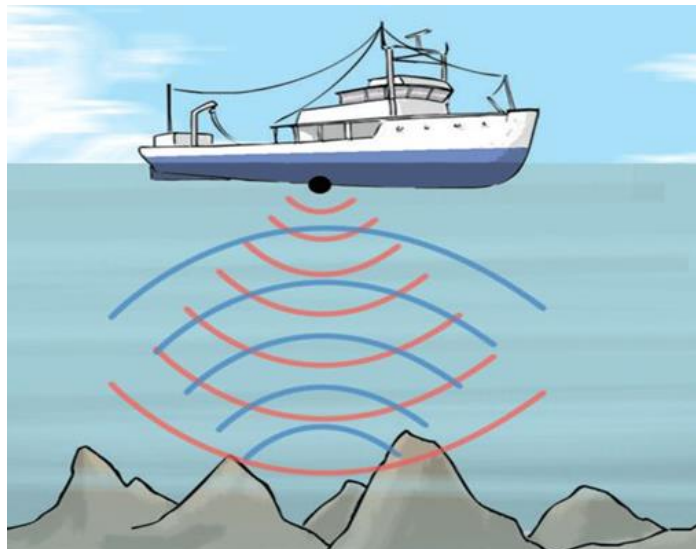
1. Cómo estudiar la geosfera

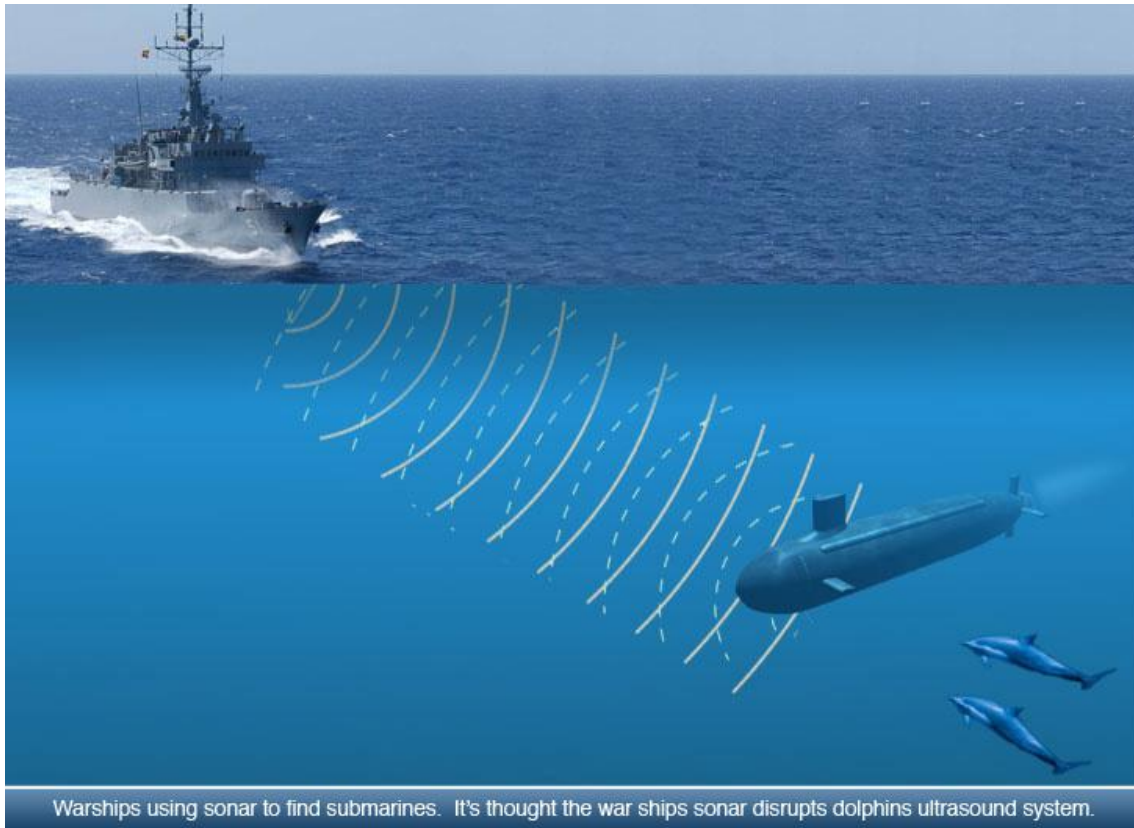
Formas de estudiar la geosfera (estudios directos y estudios indirectos)

1.1. Estudio directo de la geosfera

- Observación de las rocas superficiales
 - Los sondeos (12 km)
 - Las fotografías aéreas y de satélites
 - El radar y el sónar (ultrasonidos y ondas de radio)
- **Observación de rocas superficiales:** Aporta datos sobre los procesos que las formaron y sobre la forma en que son modeladas para formar los relieves.
 - **Sondeos:** Son perforaciones de la corteza terrestre que permiten conseguir muestras de rocas situadas en profundidad. Actualmente los sondeos más profundos alcanzan únicamente unos 12 km.
 - **Las fotografías aéreas y de satélites:** Las estructuras geológicas de gran tamaño solo las podemos observar en toda su dimensión desde el aire o desde el espacio, gracias al desarrollo de aviones y satélites artificiales.
 - **El radar y el sónar:** Emiten ondas (ultrasonidos y ondas de radio respectivamente). Pueden atravesar el agua, viajan a una velocidad conocida, rebotan en la superficie de la geosfera y llegan de nuevo al punto de origen.

El tiempo que las ondas tardan en realizar el trayecto de ida y vuelta nos indica la distancia a la superficie sólida. Pueden confirmar la presencia, por ejemplo, de las grandes cordilleras submarinas o dorsales y de las profundas fosas oceánicas.





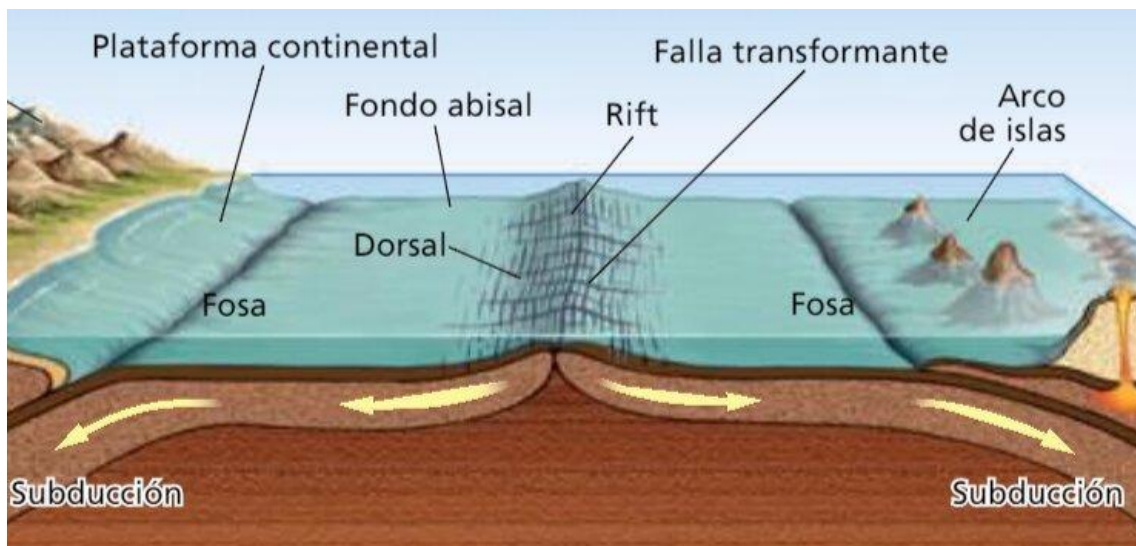
1.2. El exterior de la geosfera

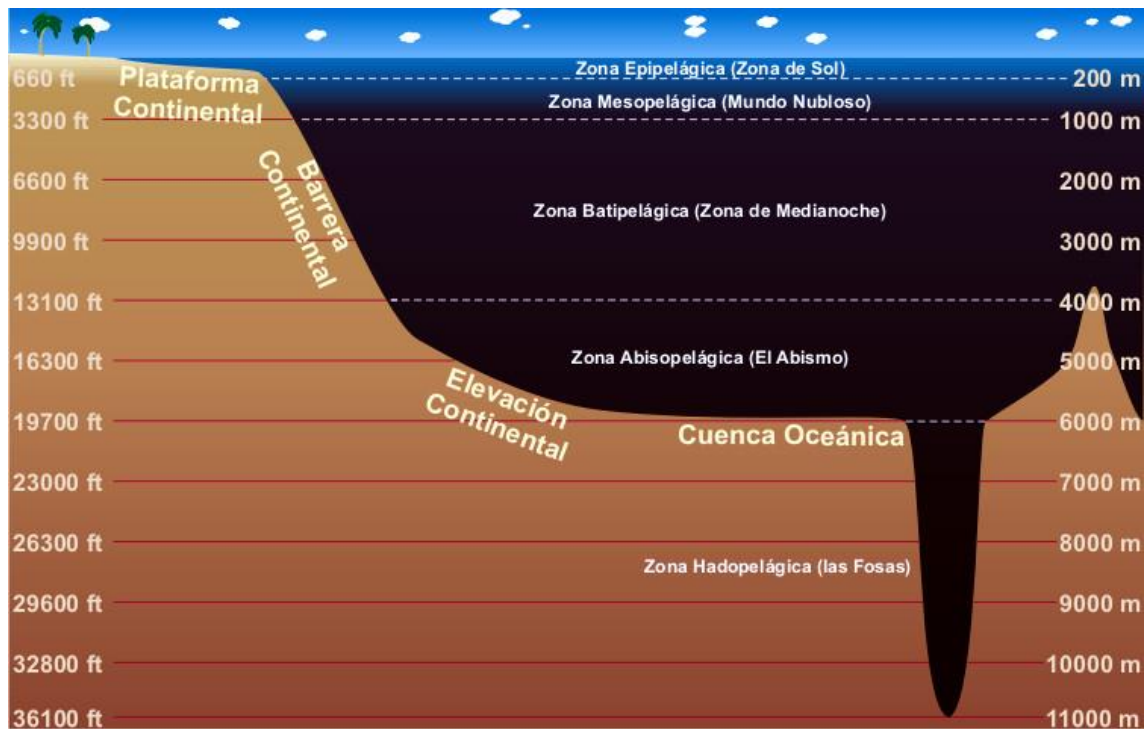
El relieve de las zonas emergidas: los continentes

Zonas más o menos llanas (planicies y mesetas) y cordilleras (montañas y valles).
Líneas de costa (acantilados, playas y marismas)

El relieve de las zonas sumergidas; los fondos oceánicos

Llanos con pequeñas elevaciones esporádicas. Presencia de dorsales y de fosas.





2. El interior de la geosfera

- Solo se puede deducir a partir de los datos obtenidos mediante métodos de estudio indirectos. El método que mejores resultados proporciona es el método sísmico.

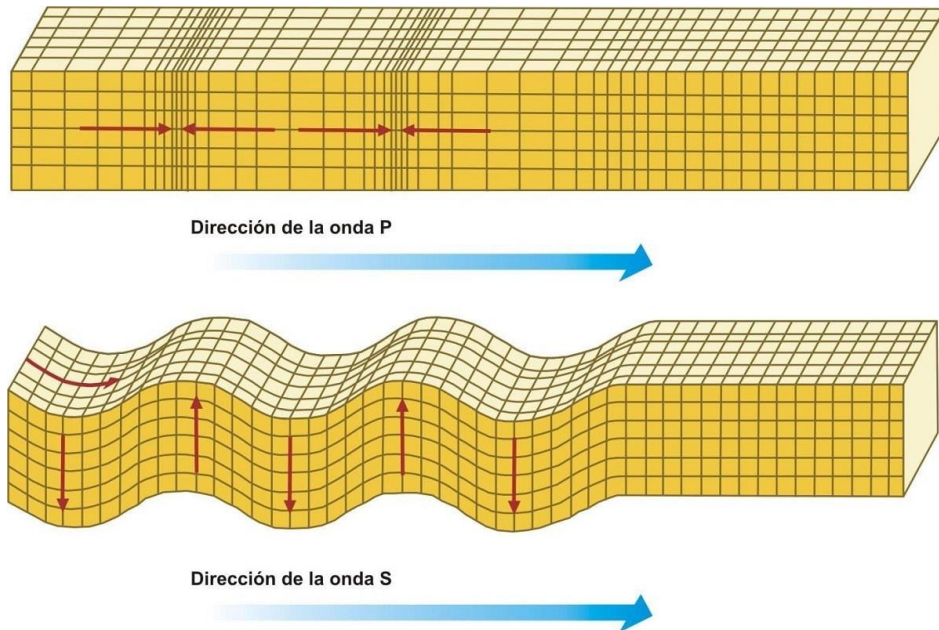
2.1. El método sísmico

- Es un método de estudio indirecto que utiliza las variaciones en la velocidad de propagación que experimentan las ondas sísmicas (las producidas por los terremotos), cuando atraviesan los diferentes materiales del interior de la geosfera.
- Las ondas sísmicas son vibraciones. Se generan donde ocurre un terremoto y se propagan en todas direcciones y más rápido cuanto más rígido es el medio que atraviesan.
- Todo seísmo produce ondas sísmicas primarias (P), secundarias (S) y superficiales.

Ondas sísmicas

- Ondas P o primarias. Hacen vibrar los materiales de forma que estos se comprimen y se dilatan alternativamente, como un acordeón. Se propagan tanto en medios sólidos como líquidos (fluidos). Son las más rápidas y se llaman primarias por ser las primeras en llegar a los puntos de detección.
- Ondas S o secundarias. Hacen vibrar los materiales de forma que estos oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación. Son más lentas que las ondas P y no atraviesan líquidos.

- Ondas superficiales. Se generan cuando las ondas P y S llegan a la superficie y se propagan por ella. Al no viajar por el interior de la Tierra, no se emplean en el método sísmico.



2.2. Las discontinuidades sísmicas

- Las ondas sísmicas se propagan por el interior de la geosfera en todas las direcciones. Cuando llegan a la superficie son detectadas por sismógrafos que las registran en gráficos (sismogramas). A partir de estos gráficos se puede calcular la trayectoria y la velocidad de las ondas en su viaje a través del interior de la Tierra.
- Si la Tierra fuera uniforme en su composición, las ondas se desplazarían sin alterar su velocidad ni dirección, pero no es así. Esas variaciones se llaman discontinuidades y llevan el nombre de sus descubridores y se han interpretado como límites entre capas de diferente composición, estado físico o comportamiento mecánico.

En la actualidad, el desarrollo de una extensa red de sismógrafos muy precisos, combinados con potentes ordenadores, ha permitido obtener imágenes sísmicas en tres dimensiones (tomografías) del interior de la geosfera.

El mapa muestra la configuración actual e histórica de la red sísmográfica de IberArray (primavera de 2012). Las marcas rojas representan los emplazamientos previos de las estaciones portátiles, las marcas verdes señalan las estaciones activas, y las marcas amarillas indican la ubicación de estaciones pertenecientes a redes gestionadas por otras instituciones.

La información acerca de la instalación, mantenimiento y estado actual de las estaciones que componen la red de observación sísmica puede consultarse el sitio web de IberArray: <http://iberarray.ictja.csic.es/> <http://www.fdsn.org/networks/detail/IB/> mientras que los registros de los sismógrafos están disponibles en el sitio web de

SiTopo: <http://cuarzo.igme.es/sitopo/>.

Los registros sísmicos que se obtengan serán analizados con distintas metodologías:

- Localización de terremotos mediante técnicas avanzadas
- Tomografía sísmica
- Funciones receptoras
- Anisotropías sísmicas

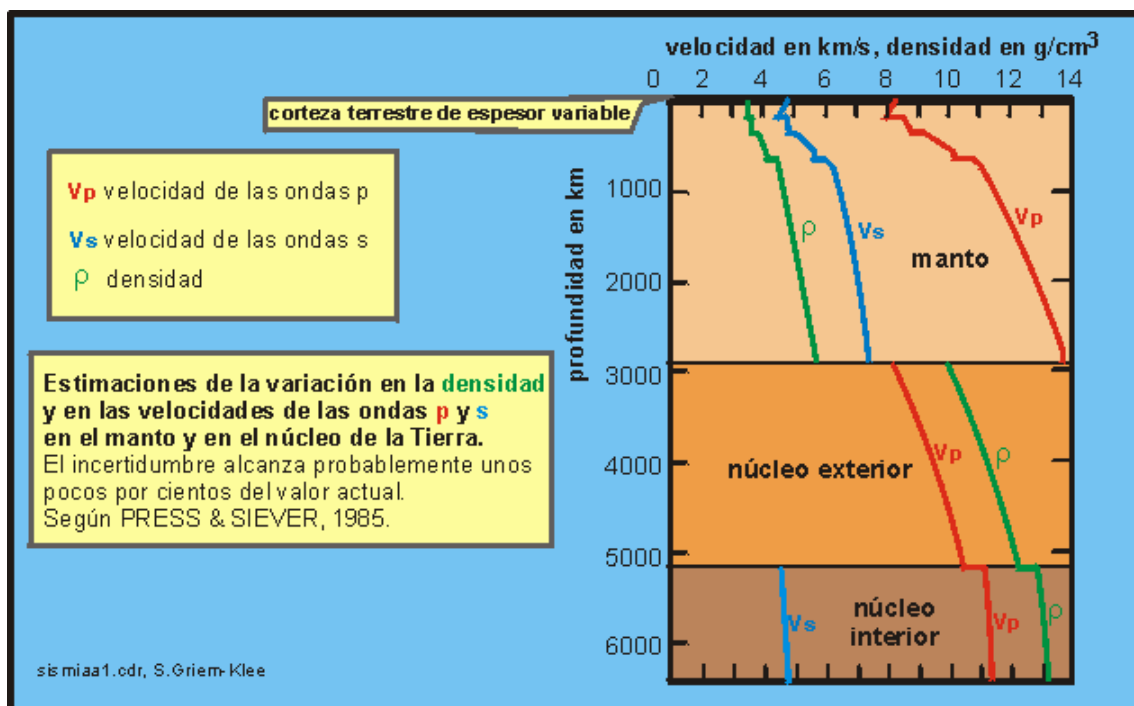
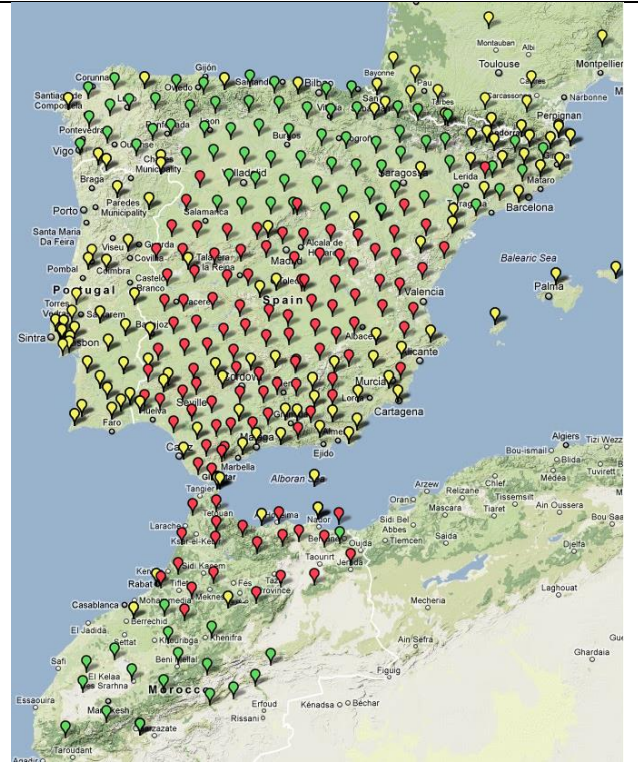
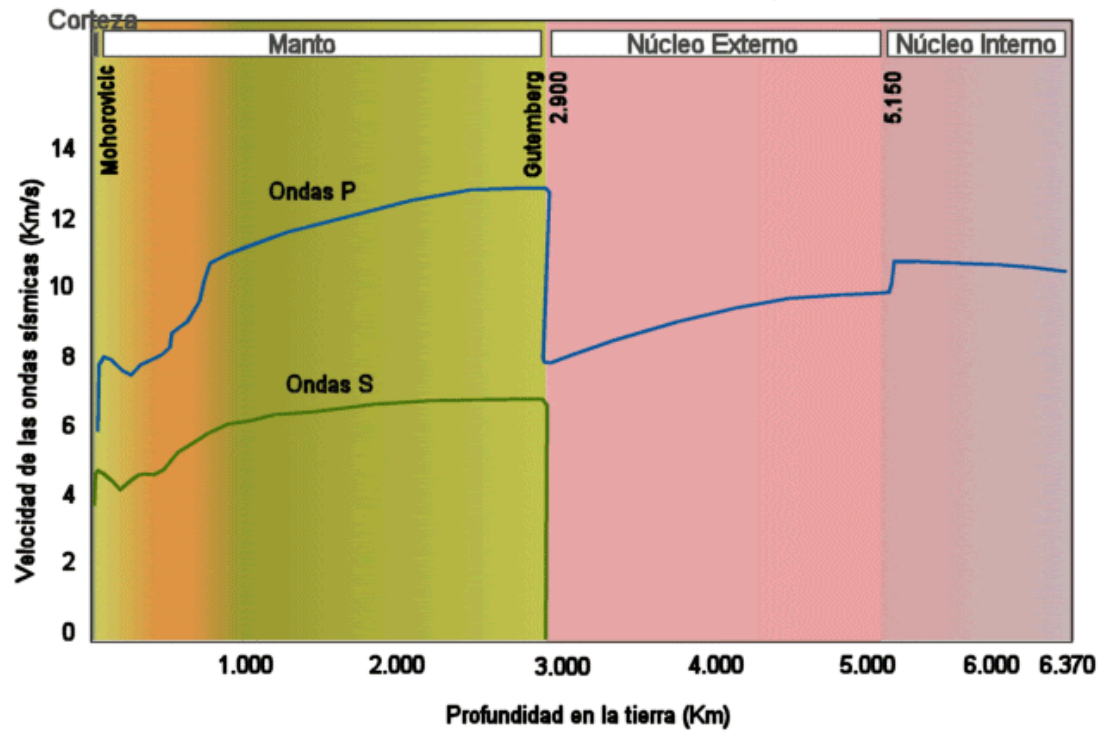
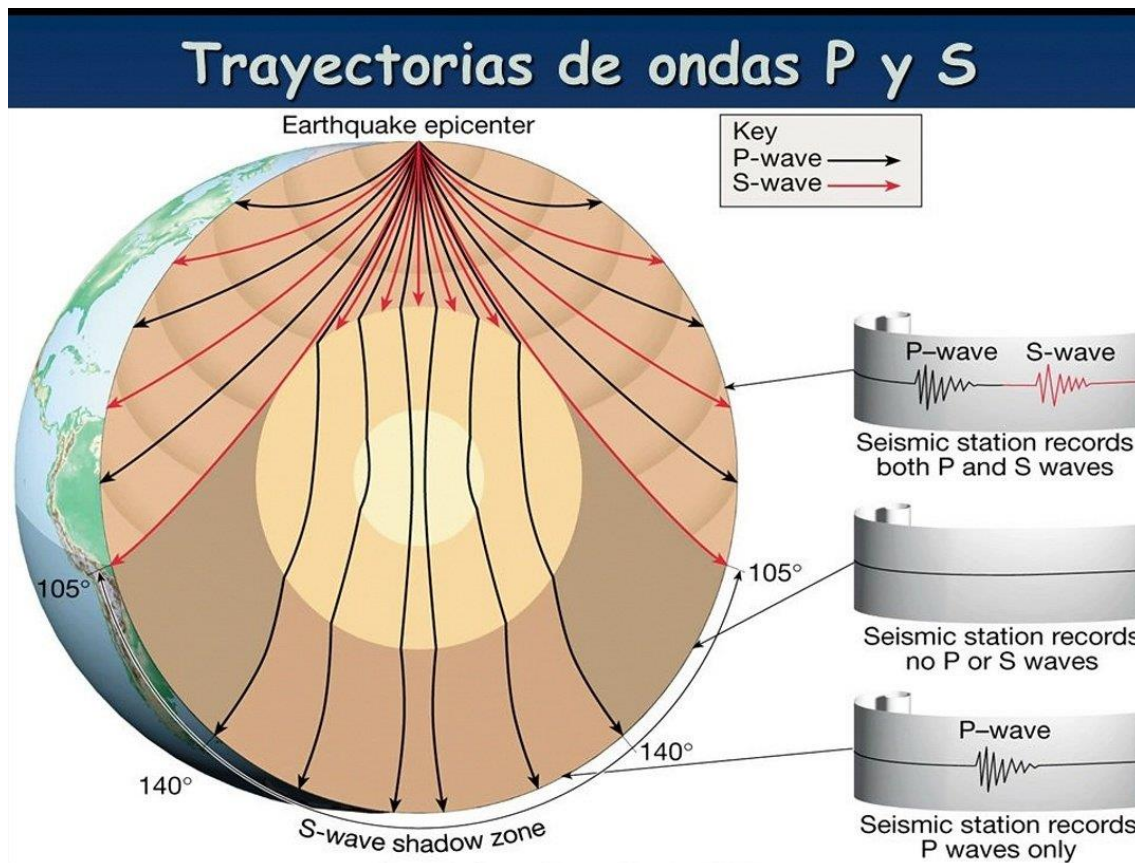


Gráfico de la velocidad de las ondas sísmicas frente a la profundidad





2.3. El modelo geoquímico

- La geosfera tiene una estructura interna formada por capas y subcapas de diferente composición que coinciden con las discontinuidades detectadas mediante el método sísmico.

La corteza

- Es la capa más superficial de la geosfera y la más delgada. Se extiende desde la superficie hasta la discontinuidad de Mohorovicic (Moho), situada a una profundidad media de 20km (menor en los océanos y mayor en los continentes). Puede ser continental y oceánica:
 - La corteza continental forma los continentes y sus plataformas continentales sumergidas. Su espesor varía entre 30 y 40 km, y está compuesta principalmente por granitos, rocas metamórficas y rocas sedimentarias, de menor densidad que la corteza oceánica.
 - La corteza oceánica forma el resto de las zonas cubiertas por los océanos (el 75% de la superficie). Su espesor varía entre 5 y 15 km, y su composición, bastante uniforme, es de rocas más densas que la corteza continental, como los basaltos y los gabros (rocas volcánicas)

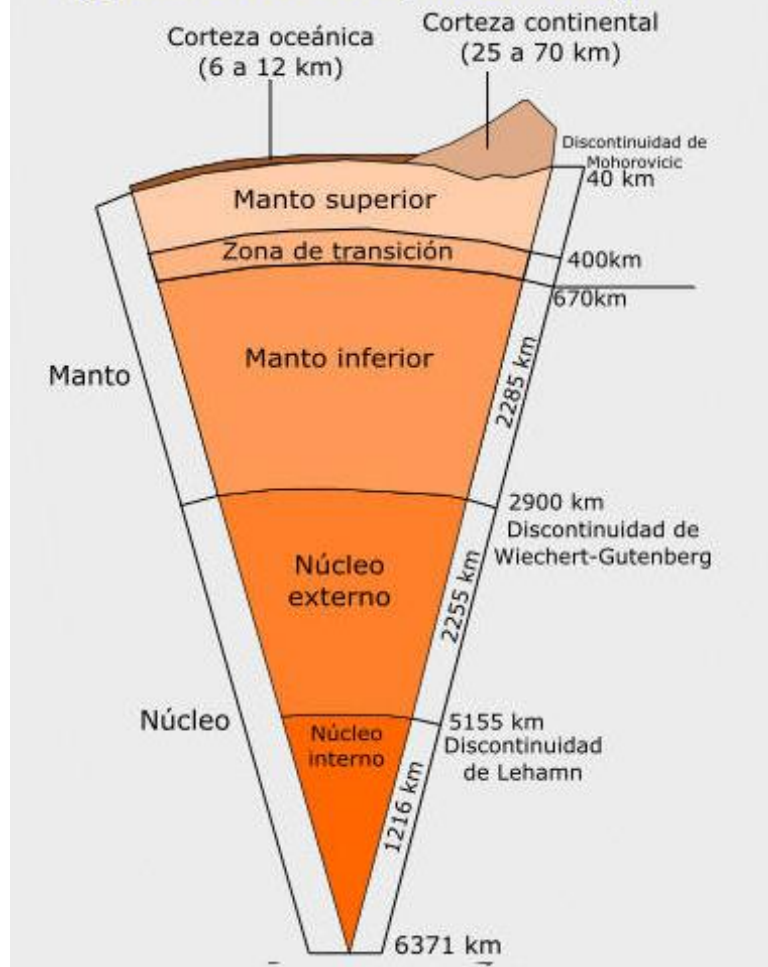
El manto

- Es la capa más gruesa de la geosfera. Se sitúa entre la discontinuidad de Mohorovicic y la de Gutenberg (a 2900 km de profundidad). Está formada por rocas muy densas del tipo de las peridotitas y tiene una zona externa y una zona interna.
 - La zona externa, entre la discontinuidad de Moho y los 30 a 100 km de profundidad contiene rocas ricas en olivino.
 - La zona interna, que llega hasta la discontinuidad de Gutenberg, tiene rocas de composición similar a la zona externa, aunque las condiciones de presión y temperatura a las que están sometidas las vuelven progresivamente más densas, sobre todo a partir de los 670 km de profundidad.

El núcleo

- Se extiende desde los 2900 km hasta el centro del planeta (6371 km). Por su densidad se supone compuesto por metales (hierro y níquel sobre todo) y en él se diferencian un núcleo externo y un núcleo interno.
 - El núcleo externo está situado entre la discontinuidad de Gutenberg (2900 km) y la de Lehmann (5100 km). Las ondas S no lo atraviesan, lo que sugiere que esta capa está formada por metales fundidos.
 - El núcleo interno se extiende desde los 5100 km hasta el centro terrestre (6371 km) y se cree que es de metal sólido, ya que las ondas P aumentan aquí su velocidad).

Modelo estático (químico o composicional)



2.4. Modelo geodinámico

- Los estudios del interior terrestre mediante ondas sísmicas también proporcionan información sobre las características mecánicas de los materiales de las capas de la geosfera, es decir, si son fluidos, plásticos o rígidos, si pueden moverse o no...
- Estos datos revelan una disposición de capas que, aunque no coinciden con las del modelo geoquímico, pueden relacionarse con ellas. Son la litosfera, la mesosfera y la endosfera.

La litosfera y las placas.

- La litosfera es la capa más superficial. Se extiende desde la superficie hasta unos 100 km de profundidad en las zonas continentales y hasta 30 km en las oceánicas. Se puede relacionar con dos de las divisiones geoquímicas: la corteza terrestre y la parte superior del manto; ambas son rígidas.

- La litosfera no es una capa continua, sino que está dividida en placas que están en contacto unas con las otras, como las piezas de un puzle. Las placas litosféricas tienen límites bien definidos, relacionados con relieves notables de la litosfera, como las dorsales, las fosas o las cordilleras. Las placas pueden estar compuestas solo por litosfera oceánica o tener, además, litosfera continental.

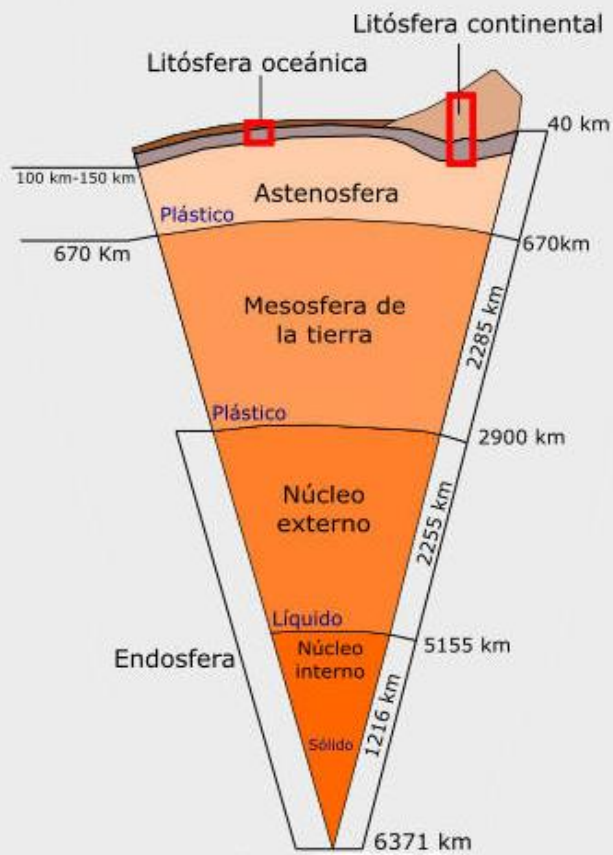
La mesosfera

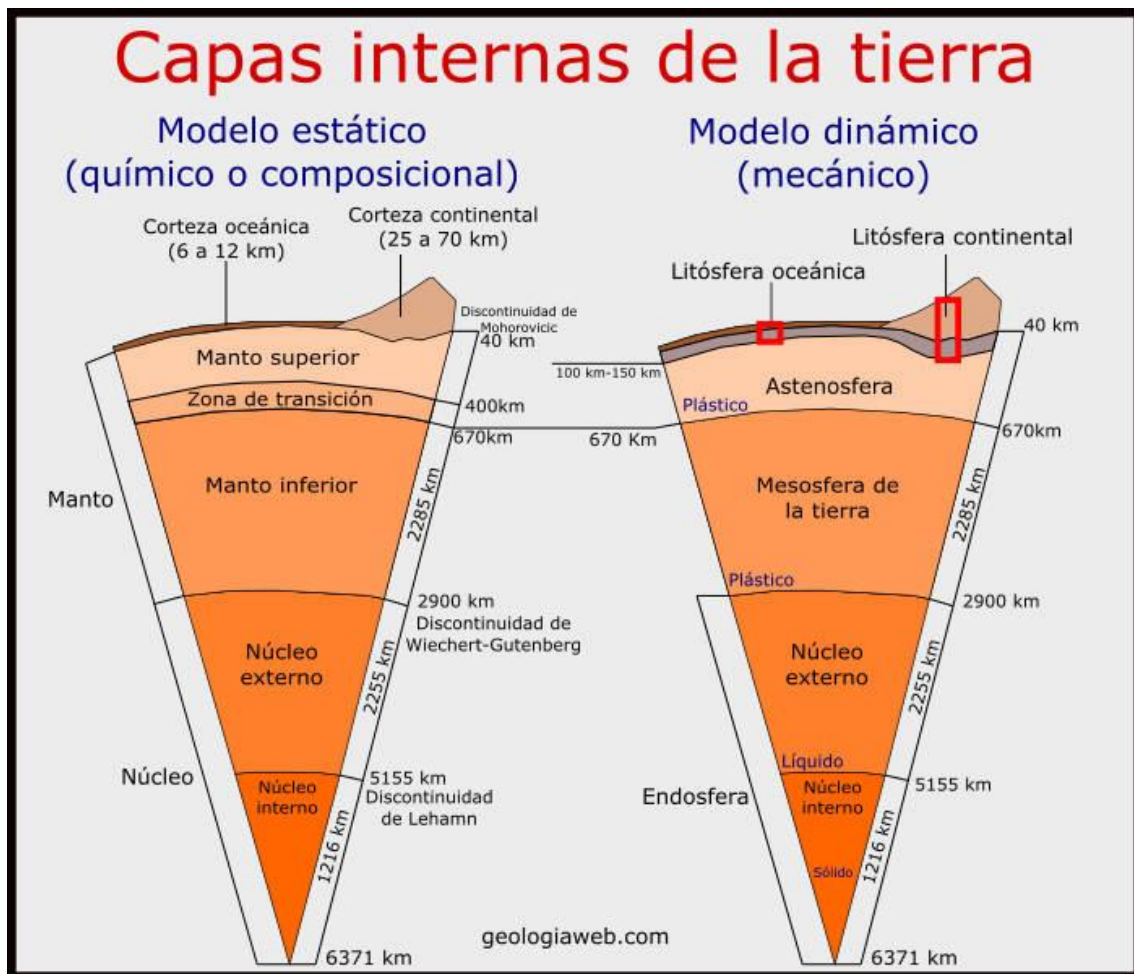
- Es la parte más extensa de la geosfera y se corresponde con el resto del manto que no forma la litosfera. En esta capa, las altas presiones y temperaturas hacen que las rocas sean blandas y tengan un comportamiento plástico, como el vidrio fundido, que permite el movimiento de masas de rocas.
- En la zona más profunda, el límite con el núcleo, se detectan masas de rocas muy calientes que se vuelven menos densas que las de alrededor y que ascienden por el manto hasta la litosfera.

La endosfera

- Ocupa el centro del planeta y coincide con el núcleo. Tiene dos partes bien diferenciadas:
 - La más externa, que coincide con el núcleo externo, es líquida y tiene una consistencia similar a la del agua. En ella se producen rápidas corrientes de convección de materiales por diferencias de temperatura y densidad.
 - La más interna, coincidente con el núcleo interno, es una enorme esfera de metal sólido.

Modelo dinámico (mecánico)



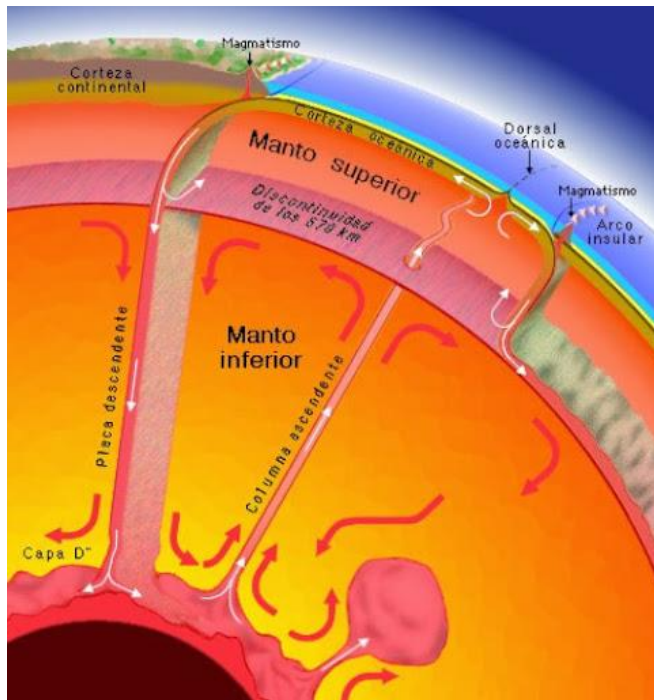


2.5. Un interior terrestre dinámico

- Los datos sísmicos más avanzados, sobre todo las tomografías, muestran una disposición de los materiales del manto que parecen flujos ascendentes y descendentes.

El flujo de los materiales a través del manto

- La geología moderna ha interpretado que se produce un movimiento o flujo de materiales sólidos a través del manto plástico, con dos procesos principales:
 - Hay regiones, como la zona de contacto de la placa de Nazca y la plaza Sudamericana, donde se produce un flujo descendente de litosfera oceánica, que se vuelve muy densa a unos 670 km de profundidad y se hunde hasta el límite núcleo-manto. Este hundimiento tira de dicha placa oceánica y la mueve hacia la zona de hundimiento.
 - En el límite núcleo-manto, los restos de litosfera que se hundieron parecen mezclarse con las rocas del manto, calentarse mucho y disminuir su densidad. Esto produce un flujo ascendente de penachos o plumas de materiales supercalientes hacia la superficie. Como veremos, hay un penacho de este tipo bajo el archipiélago de Hawái, en la placa del Pacífico.



3. Evidencias de la dinámica de la geosfera

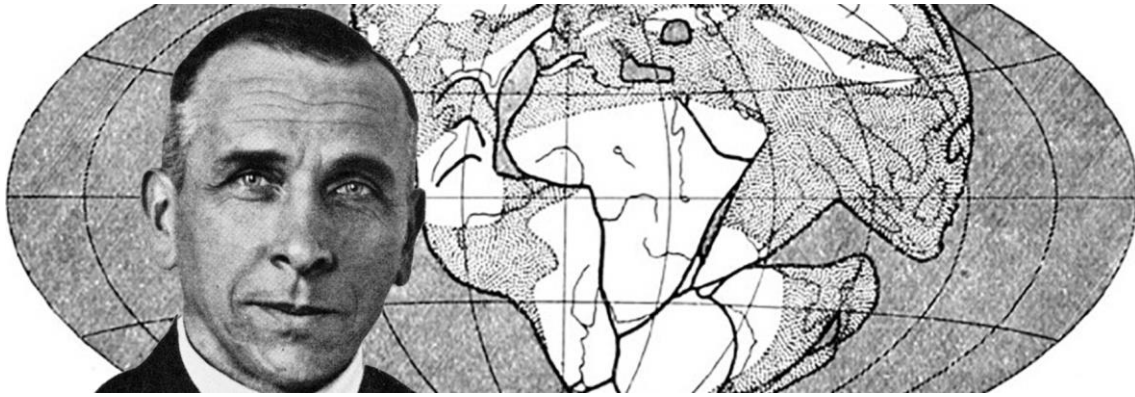
- Antes de conocer la dinámica de la geosfera, la geología buscaba explicaciones para los procesos geológicos que se podían percibir en la superficie terrestre.
- En especial se buscaba explicación a los llamados procesos endógenos o procesos tectónicos, es decir, los que construyen relieves: los que deforman rocas y originan cordilleras, los responsables de la actividad volcánica o los terremotos...

3.1. Las primeras explicaciones

- Las primeras hipótesis partían de un punto de vista fijista, que consideraba que las masas continentales de la superficie terrestre no podían variar su posición y esta había permanecido invariable desde la formación de la Tierra.
- Estas hipótesis suponían que las fuerzas generadoras de relieves eran movimientos verticales debidos a ascensos de magmas del manto, a contracciones de la corteza, a hundimientos o ascensos del terreno debidos a cargas (acumulación de sedimentos) o descargas (erosión), etc.

3.2. Wegener y la deriva continental

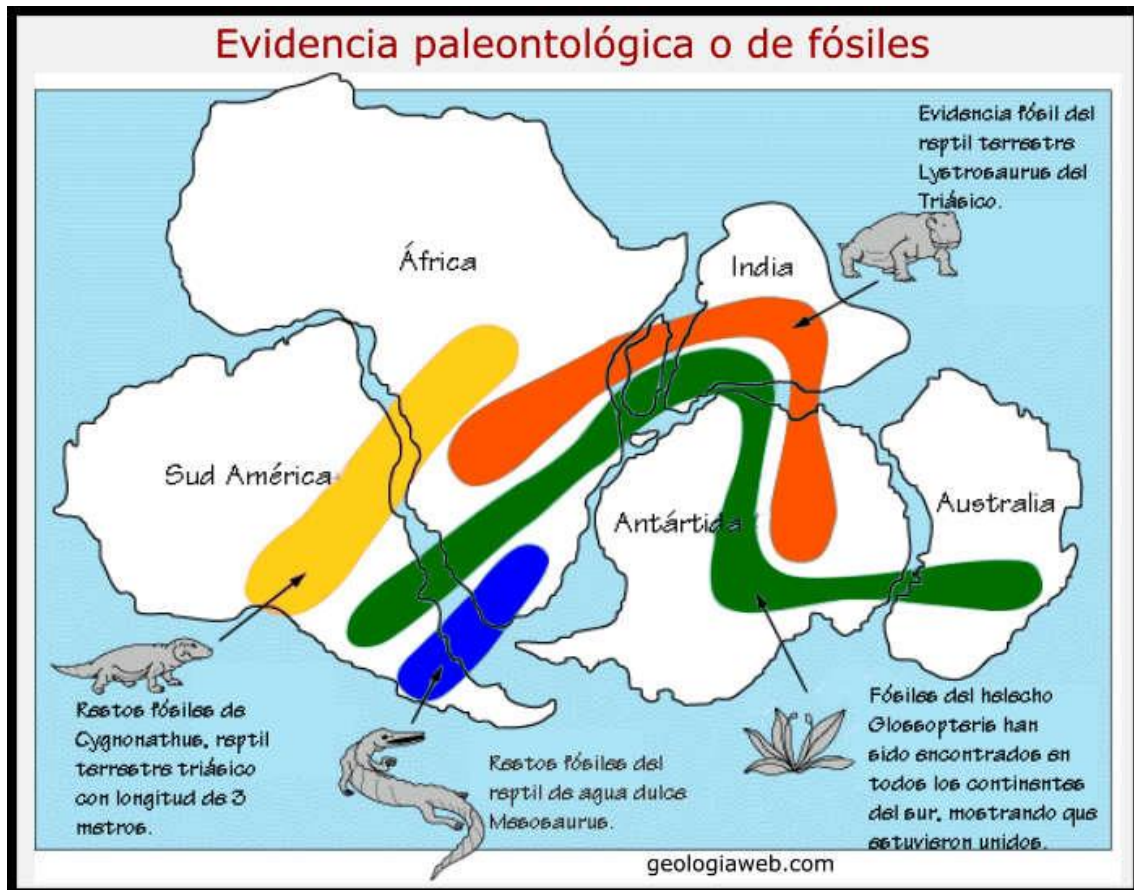
- La primera hipótesis no fijista (movilista) fue la deriva de los continentes, propuesta por el meteorólogo geofísico alemán Alfred Wegener en 1912, y publicada en 1915.
- Wegener sostenía que, en el pasado, hubo un supercontinente (Pangea) que se fragmentó en los continentes actuales. Aquellos fragmentos se deslizaron lentamente sobre el manto, hasta alcanzar su posición actual. Al moverse, empujaron, plegaron y elevaron los sedimentos de los lechos marinos, provocando la aparición de cordilleras.



Las pruebas que aportó Wegener

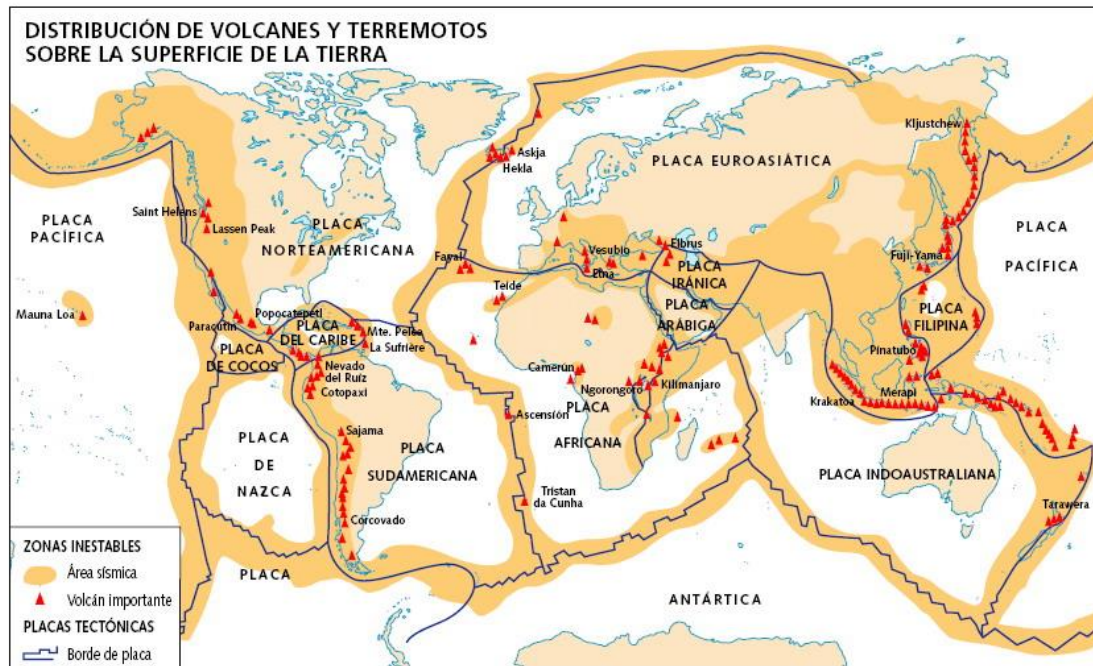
- Se percató de que las líneas de la costa este de Sudamérica y de la costa oeste de África encajaban como si hubiesen estado unidas.
- Observó continuidad en ciertas formaciones geológicas que hoy están en lugares separados por océanos (como cadenas montañosas, formaciones rocosas, huellas de la acción de glaciares polares...)
- Descubrió fósiles de las mismas especies en rocas de la misma edad que hoy día están en continentes separados. Esto es algo solo explicable si hubiesen estado unidos.





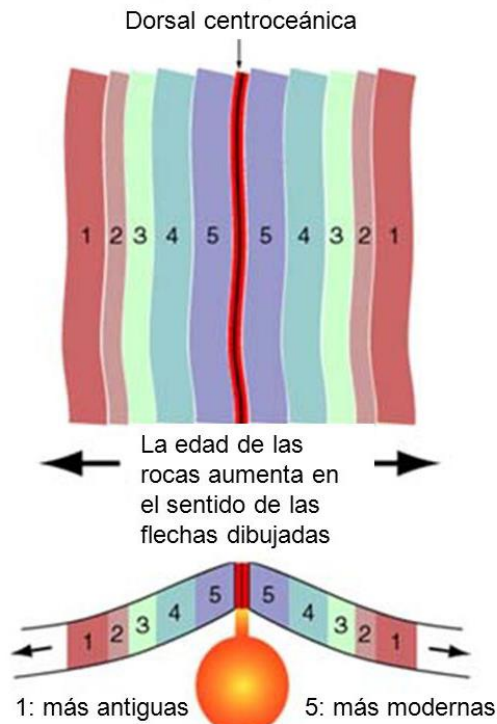
3.3. La distribución de terremotos y volcanes

- Las ideas de Wegener iniciaron líneas de investigación que buscaban las causas de los procesos tectónicos. Una de estas evidencias se obtuvo al analizar la distribución de los terremotos y los volcanes activos en la Tierra. Ambos son manifestaciones de la dinámica interna de la Tierra. Se observa en los mapas que se localizan en zonas concretas que parecen seguir líneas alrededor de las masas continentales.
- Cuando se dispuso de estudios que revelaron el relieve de los fondos oceánicos, se comprobó que los hipocentros de los terremotos y la ubicación de los volcanes coincidían con elementos destacados de dicho relieve como las dorsales o las fosas.
- Esta información permitió definir con bastante claridad los contornos de unas placas en las que la litosfera parece estar dividida, aunque mantienen un contacto permanente. Estas placas no coinciden con los bordes de las masas continentales sino que suelen ser de mayor tamaño y parecen contener a dichas masas continentales.
- La actividad tectónica se concentra en los límites de esas placas.



3.4. La edad del fondo oceánico

- Tras el descubrimiento de los relieves sumergidos, también se realizaron esfuerzos para extraer muestras de rocas del fondo marino en líneas perpendiculares a una dorsal. Al medir la edad de estas muestras se comprobó:
 - Las dorsales están formadas exclusivamente por rocas volcánicas muy jóvenes, es decir, que se solidificaron a partir de lava hace menos de un millón de años y apenas recubiertas por sedimentos.
 - Las edades de las rocas del fondo oceánico aumentan cuanto más lejos están del eje de la dorsal, y se corresponden, en bandas simétricas, a uno y otro lado de dicho eje. Además, no hay rocas con más de 180 millones de años en el fondo oceánico.
 - Estos datos sugieren que se forma nueva litosfera a ambos lados del eje de la dorsal, y que sus rocas se van alejando lentamente en direcciones opuestas a dicho eje. Lo que ocurre es que dos placas se separan y entre ellas se genera un hueco que se va rellenando de rocas recientes. El fondo marino se expande lentamente.
 - Además, el hecho de que no haya rocas muy antiguas indica que la litosfera formada desaparece en algún lugar. Se comprobó que esto sucede en las fosas, en las que la litosfera parece hundirse hacia el manto.



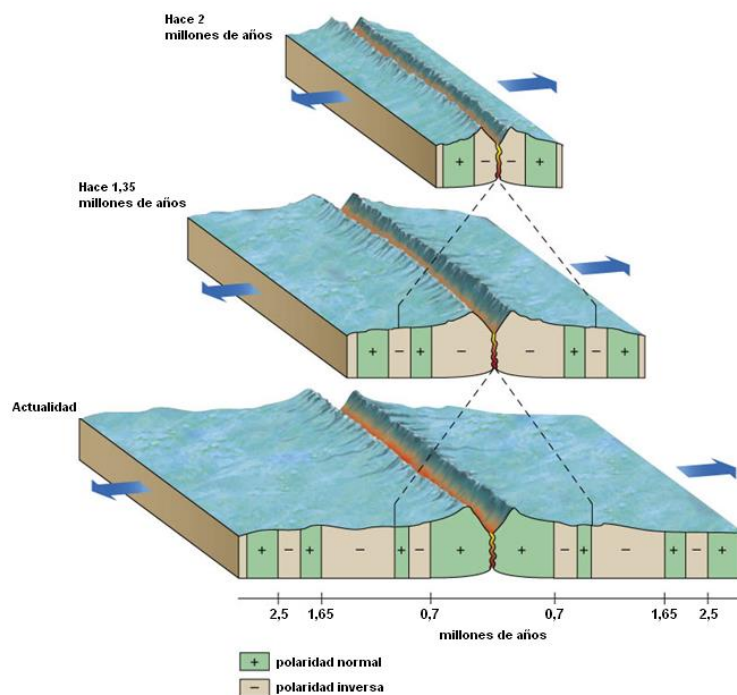
3.5. Paleomagnetismo

- Una de las pruebas más concluyentes que confirmaron la expansión del fondo oceánico la aportaron Vine y Matthews en 1962.
- Observaron que cuando las rocas volcánicas están en forma de lava, los minerales magnéticos que contienen (como la magnetita) cristalizan orientados según el campo magnético terrestre del momento, reflejando la polaridad norte sur del campo magnético terrestre de la época de formación de la roca. Es lo que se conoce como paleomagnetismo.
- Para medir el paleomagnetismo se utilizaron magnetómetros, que registran variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre, que dependen de la polaridad del paleomagnetismo en las rocas del fondo oceánico (las rocas con polaridad normal incrementan la intensidad del campo magnético, y las de polaridad invertida los disminuyen).
- Al recorrer con un magnetómetro perpendicularmente la línea de una dorsal, la representación gráfica de las variaciones del campo magnético mostró que, a cada lado del eje de la dorsal, alternaban bandas de rocas con los minerales orientados en direcciones opuestas, y que esas bandas eran simétricas respecto de dicho eje.

De ello se concluye:

- Por una parte, el campo magnético terrestre ha invertido su polaridad muchas veces a lo largo de la historia de la Tierra.

- Por otra parte, la única explicación para la distribución simétrica de las bandas de paleomagnetismo es que el fondo oceánico se ha expandido a partir del eje de la dorsal.



3.6. Las mediciones directas. Láser y GPS

- La distancia entre dos puntos situados sobre la corteza terrestre se puede medir con mucha precisión, por ejemplo, mediante un láser que sale de uno de los puntos, rebota en un satélite y llega a una estación receptora situada en otro punto.
- También puede hacerse mediante localizadores que emplean el sistema GPS. Cualquier aumento o reducción de la distancia entre esos puntos será registrada. Estas mediciones han detectado pequeños movimientos relativos entre placas (de entre 0,5 y 3 cm al año) que se ajustan a las predicciones teóricas.

Se puede concluir que las mediciones mediante estos métodos son una prueba directa del movimiento de las placas litosféricas.

A) La litosfera está dividida en fragmentos rígidos llamados placas litosféricas o placas tectónicas.

B) Las placas litosféricas son dinámicas: se desplazan, aumentan o reducen su tamaño y cambian de forma.

C) Las placas interactúan, sobre todo en sus bordes o límites, en donde tiene lugar una intensa actividad geológica.

D) La dinámica de las placas litosféricas permite explicar la totalidad de los procesos geológicos.

4. Tipos de bordes.

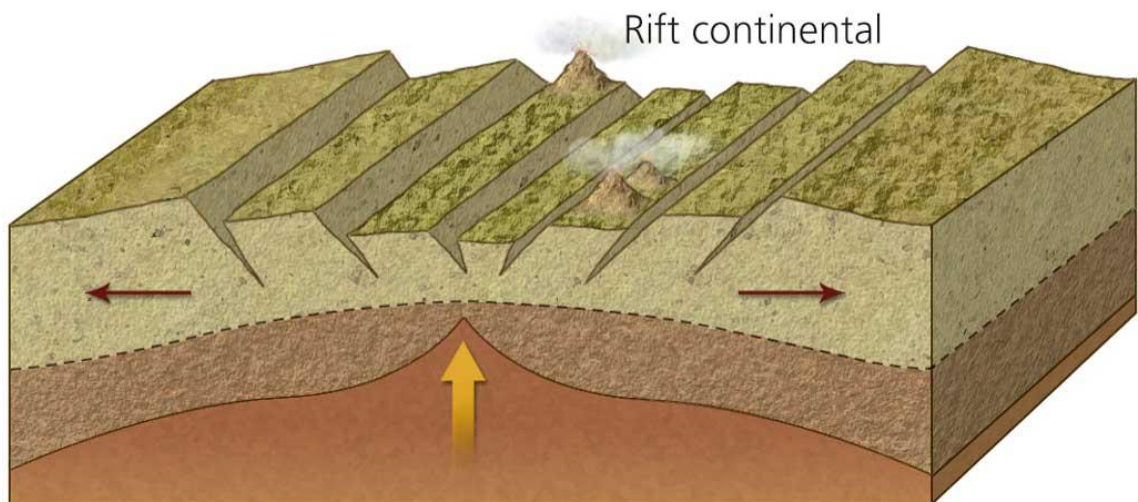
- Los bordes entre placas pueden ser de tres tipos: divergentes, transformantes y convergentes.

4.1. Los bordes divergentes

- Los bordes divergentes (o constructivos) son los de dos placas que se separan. La separación hace que entre ambos bordes se formen grietas, a través de las cuales suele salir material fundido del manto, que solidifica en el exterior, rellena el hueco y forma nueva litosfera (las placas aumentan de tamaño).
- Se forman dos tipos de estructuras dependiendo del tipo de litosfera de las placas: rifts continentales y las dorsales.

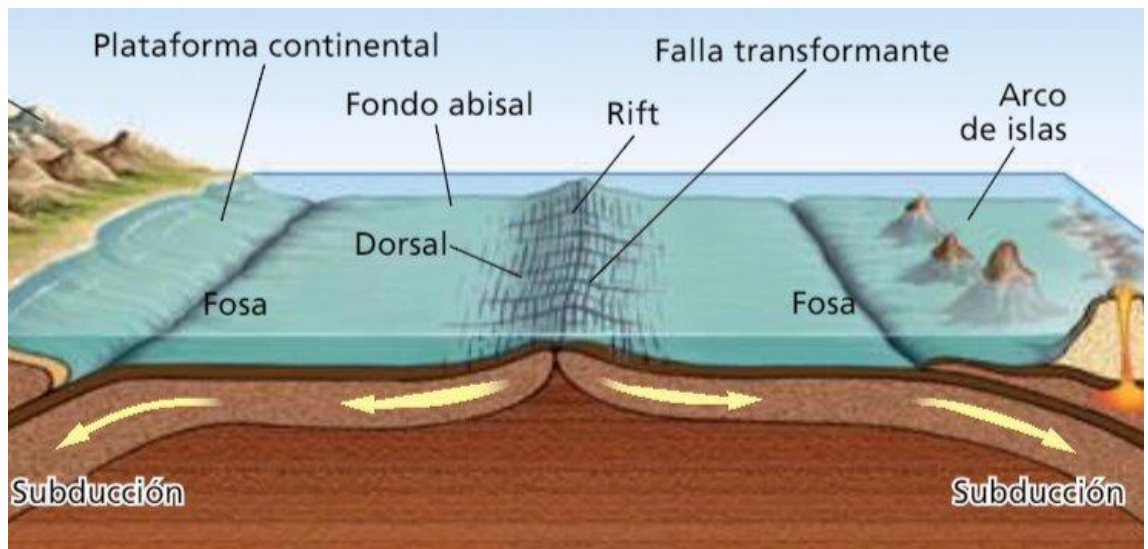
Los rifts continentales

- Son hundimientos del terreno con el fondo muy fracturado, que se producen cuando una masa continental se rompe para originar dos placas con bordes divergentes. La separación debilita la litosfera, que, primero, se agrieta y, después, se hunde. Así se formó la zona de África oriental (el llamado Gran Valle del Rift)



Las dorsales

- Son elevaciones del fondo marino de decenas de miles de kilómetros de longitud, cientos de km de anchura y unos 2 km de altitud, con una fosa (rift) que ocupa el eje central.
- Se forman en los bordes divergente de dos placas constituidas por litosfera oceánica. Una de las principales dorsales de la Tierra es la que recorre de norte a sur el centro del Atlántico.



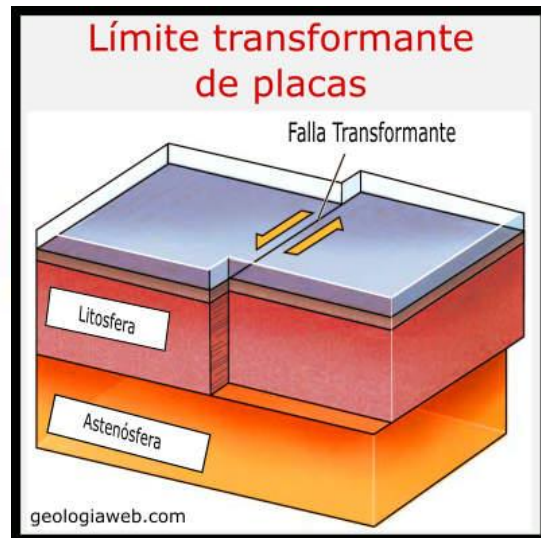
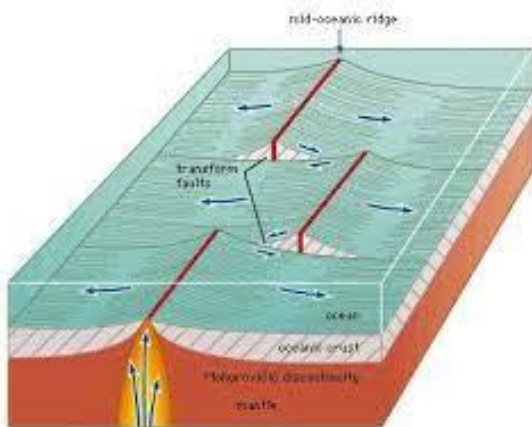
4.2. Los bordes transformantes

- Son los de dos placas que se rozan al crecer o desplazarse en la misma dirección, pero en sentido contrario. En ellos, la litosfera ni se crea ni se destruye.
- Casi todos son fracturas perpendiculares a los bordes divergente, que se producen por el diferente ritmo de crecimiento de las dos placas. Por esta razón, suelen aparecer en las dorsales, aunque algunas, como la falla de San Andrés, en California, están en la litosfera continental.



Falla de San Andrés

<https://www.youtube.com/watch?v=ialyuoLEMr8>

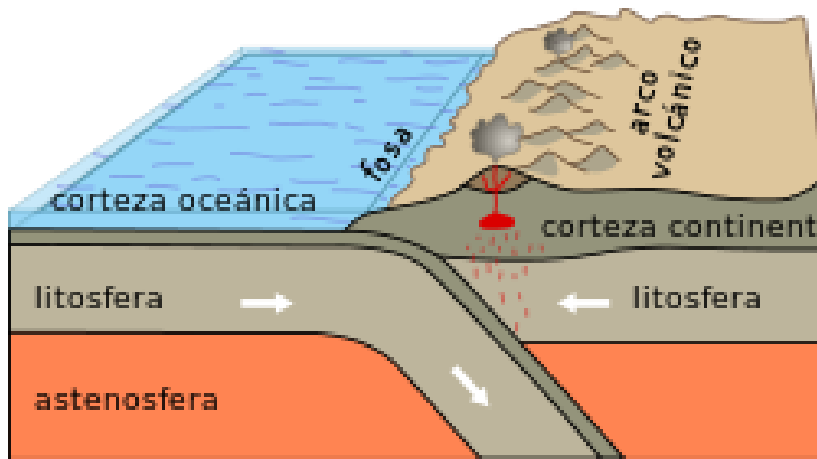


4.3. Los bordes convergentes

- Los bordes convergentes o destructivos, son los límites de dos placas que se mueven una hacia la otra. En ellos se da una reducción de las placas implicadas (una destrucción de litosfera)
- Hay tres tipos de bordes convergentes:
 - Convergencia entre placa continental y oceánica.
 - Convergencia entre dos placas oceánicas.
 - Convergencia entre dos placas continentales.

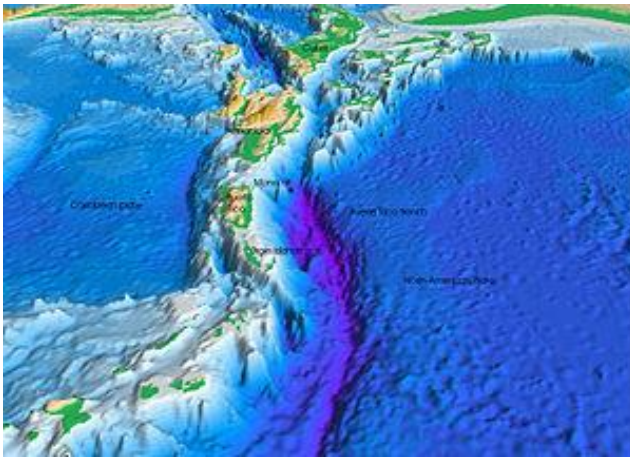
Convergencia entre placa continental y oceánica

- En estos bordes se produce el fenómeno de subducción, es decir, la introducción de la placa oceánica (más densa) bajo la continental.
- La placa que subduce se hunde profundamente en el manto y se forma una fosa en la zona de contacto entre las dos placas. En ese hundimiento la placa oceánica roza con las rocas del manto y genera terremotos en numerosos puntos que se concentran en el llamado plano de Benioff, coincidente con la superficie de la placa que se hunde.
- Además de la subducción, el empuje entre las placas pliega y eleva las rocas de la placa continental. Esto origina una cordillera marginal paralela al borde convergente (como la de Los Andes)



Convergencia entre dos placas oceánicas

- En los bordes de colisión entre dos placas de litosfera oceánica, la más densa de las dos (la más antigua) subduce bajo la otra con un ángulo pronunciado y con mayor velocidad que en el caso anterior.
- También se origina una fosa en la zona de contacto entre placas.
- La rápida subducción funde las rocas del manto y origina magmas que ascienden hasta la otra placa y salen a la superficie a través de las grietas que se producen en ella. Estos magmas dan lugar a conjuntos de islas volcánicas agrupadas en forma de arco (arcos insulares), como las islas Aleutianas.



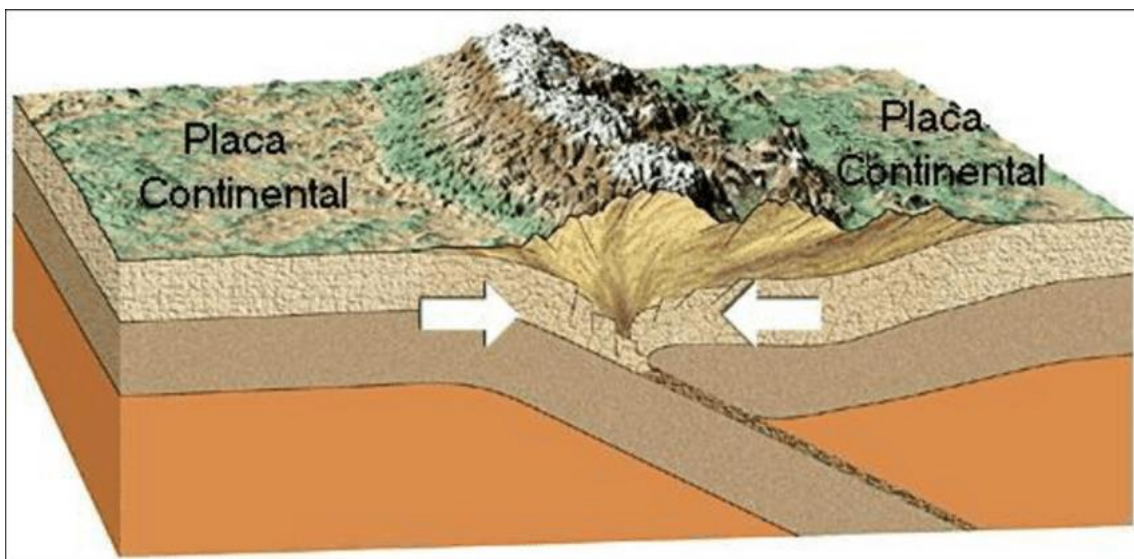
Convergencia Océanica - Océanica

Convergencia entre dos placas continentales

- En los bordes de colisión entre dos placas de litosfera continental, ninguna de las placas se hunde.
- Así, los dos bordes se empujan y sus rocas se pliegan, se rompen y se elevan formando una cordillera. El Himalaya se formó así, por el choque de las placas Índica y Euroasiática.

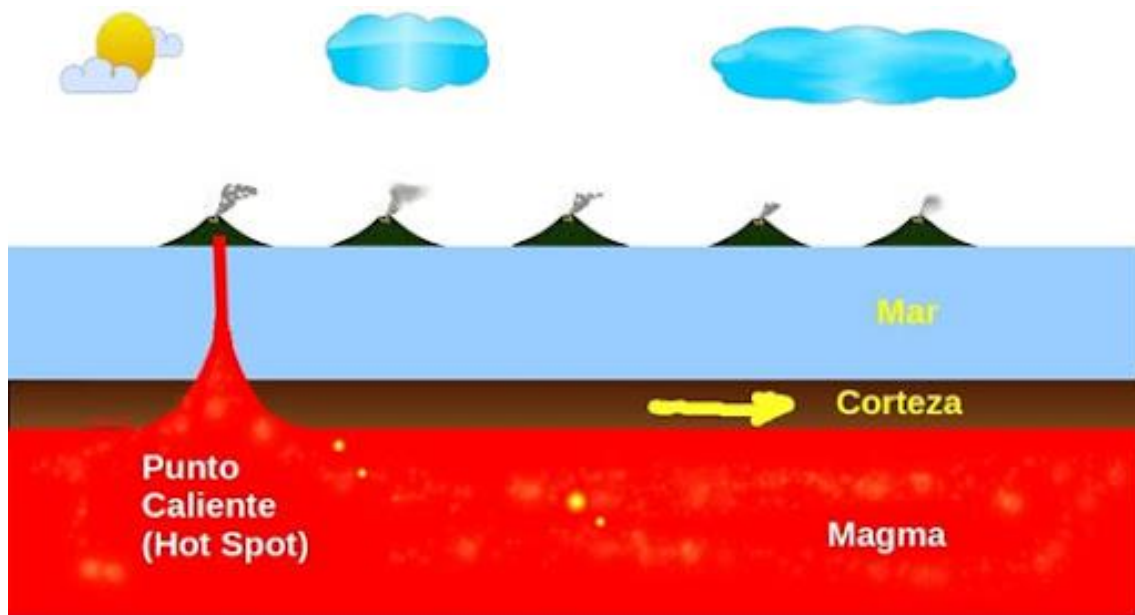
Formación del Himalaya

- <https://www.youtube.com/watch?v=W1EnFCYQ12c>



4.4. La actividad intraplaca

- La actividad intraplaca consiste en manifestaciones volcánicas y sísmicas que se producen en zonas alejadas de los bordes activos. El principal ejemplo es el de los llamados puntos calientes.
- Un ejemplo es el de algunos grupos de islas, como las de la **cadena hawaiana**, que surgen en mitad de una placa oceánica, se disponen formando una hilera, ordenadas según su edad.
- Esto se explica por la presencia bajo la litosfera de un punto caliente, es decir, de un penacho o pluma ascendente de materiales ardientes del manto profundo, que genera magmas al llegar a la litosfera y agrietarla. El ascenso a la superficie de esos magmas, en erupciones sucesivas, formaría las islas volcánicas.



- La placa situada sobre el punto caliente se va desplazando debido a la dinámica litosférica, mientras que la pluma se mantiene en el mismo lugar. Con el tiempo se generan islas volcánicas dispuestas en cadena.

Formación de las islas Canarias

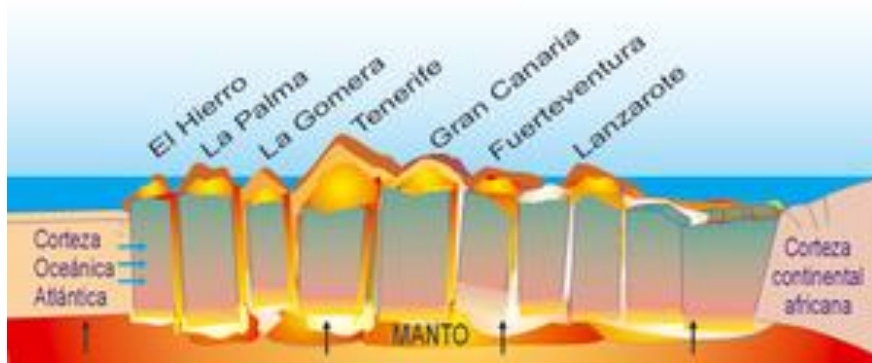
1. Teoría del **punto caliente** (Morgan, 1971). Relaciona el origen de Canarias con una zona de gradiente anómalo en el interior de la corteza oceánica. Las Islas se irían formando en la vertical de este punto.

2. Teoría de la **fractura propagante** (Anguita y Hernán, 1975). Coincidiendo con la compresión y distensión de la tectónica del Atlas, se produce una fractura en la corteza oceánica, que se propagaría desde el continente hacia el Atlántico, originando la generación de magma y la formación escalonada de las Islas.

3. Teoría de los bloques levantados. Imagen sacada de: GEVIC.

4. Teoría de los **bloques levantados** (Araña y Ortiz, 1991). Como consecuencia de la tectónica de la época alpina, la corteza oceánica se fracturó al sufrir una compresión en ese sector de especial debilidad. El resultado fue una malla de fracturas y el levantamiento de bloques fallados, lo que provocó la generación de magmas.

5. Modelo unificador (Anguita y Hernán, 2000). Considera que el magma, originado en un punto caliente de carácter residual, sale al exterior como consecuencia de los movimientos de compresión y distensión que origina la tectónica. Durante la distensión se fractura la corteza, y por la compresión se elevan los bloques.



VÍDEOS

- [Cómo podemos saber que hay en el interior de la Tierra.](#)
- [Ondas P y S.](#)
- [La deriva continental y la tectónica de placas.](#)
- [La falla de San Andrés.](#)