

LA GEOSFERA

1. Estructura y composición de la Tierra. Tectónica de placas. Modelo geoquímico y modelo dinámico. Dinámica de placas.

Denominamos **geosfera** a la parte rocosa de la Tierra.

El estudio de la estructura y composición de la geosfera **no** se puede hacer de **forma directa**, es decir, observando las rocas y su disposición de forma visual, salvo a poca distancia de la superficie, en donde podemos extraer rocas mediante sondeos (centenares de metros o como mucho, dos o tres kilómetros), o bien la observación de los materiales que arrojan los volcanes o las rocas que afloran en superficie por erosión de las más superficiales; todo esto, como decimos, sólo nos daría una idea de las rocas de la geosfera en unos pocos kilómetros, pero hay que tener en cuenta que la geosfera tiene un radio aproximado de unos 6378 kilómetros, por lo que lo que podemos conocer de forma directa en relación al total de la geosfera es una **mínima** porción.

El conocimiento de la estructura y composición de la geosfera nos lo ofrece un conjunto de métodos de estudio que podemos llamar **métodos indirectos**, ya que no observamos directamente los materiales terrestres, sino una serie de propiedades físico-químicas de estos (**métodos geofísicos**), o bien se realizan **experiencias en el laboratorio** para calcular las características de los minerales y rocas ante las presiones y temperaturas que suponemos que existen conforme se profundizara en el interior de la Tierra. También se utiliza el estudio de los **meteoritos** (masas rocosas procedentes del espacio exterior a la tierra, y que han caído en nuestro planeta), para comparar su composición con la que podría haber en el interior de la geosfera, partiendo de la hipótesis de que todos los planetas del sistema solar tuvieron un origen semejante y que los meteoritos son restos de un planeta que o bien se desintegró o bien no llegó a conformarse como tal.

Como hemos dicho antes los **métodos geofísicos** se basan en el estudio de las características físico-químicas de los materiales terrestres; son los más importantes para establecer modelos sobre la estructura y composición de la geosfera. Podemos citar de entre los métodos geofísicos los siguientes:

- **Métodos gravimétricos:** basados en el estudio de la gravedad terrestre.
- **Métodos magnéticos:** basados en el estudio del campo magnético terrestre.
- **Métodos eléctricos:** basados en las propiedades de conductividad eléctrica de las rocas.
- **Métodos térmicos:** basados en el estudio del gradiente geotérmico y en el estudio de la temperatura en el interior de la Tierra.
- **Métodos sísmicos:** estudian el comportamiento de los materiales ante la propagación de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra, y son los que ha aportado más datos para confeccionar los distintos modelos sobre el interior de la Tierra.

Modelos de la estructura y composición de la Tierra.

El interior de la Tierra lo podemos estudiar desde un punto de vista de su composición química y estructura, y desde un punto de vista dinámico, es decir, según su mayor o menor rigidez y movimientos que en ella se originan.

Según lo dicho distinguimos:

A) Modelo geoquímico.

Distingue tres partes fundamentales en la Geosfera: corteza, manto y núcleo.

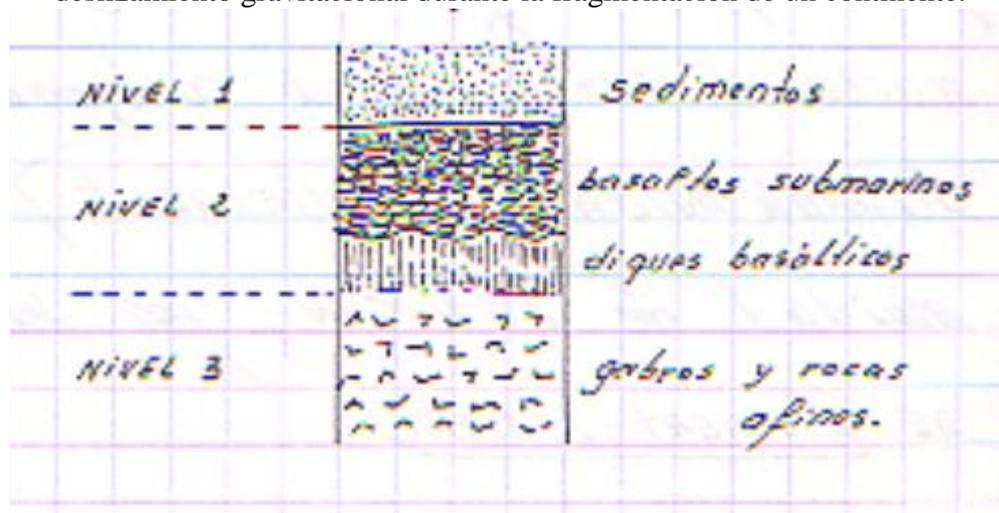
La **corteza terrestre** es la capa rígida más superficial de la geosfera, y de un grosor mucho menor que las otras dos capas. Está separada del manto por la **discontinuidad de Mohorovicic**, que se encuentra a una profundidad no constante para toda la Tierra, pues puede estar a unos 3 kilómetros debajo de las dorsales, y a unos 70 kilómetros debajo de grandes zonas montañosas como el Himalaya por ejemplo.

La corteza terrestre se divide en dos: corteza oceánica y corteza continental: la **corteza oceánica** tiene un espesor que oscila entre los 3 y los 15 kilómetros. De arriba abajo está constituida por rocas sedimentarias, rocas magmáticas volcánicas (concretamente basaltos) y el nivel más bajo se atribuye a rocas magmáticas plutónicas básicas del tipo del gabro.

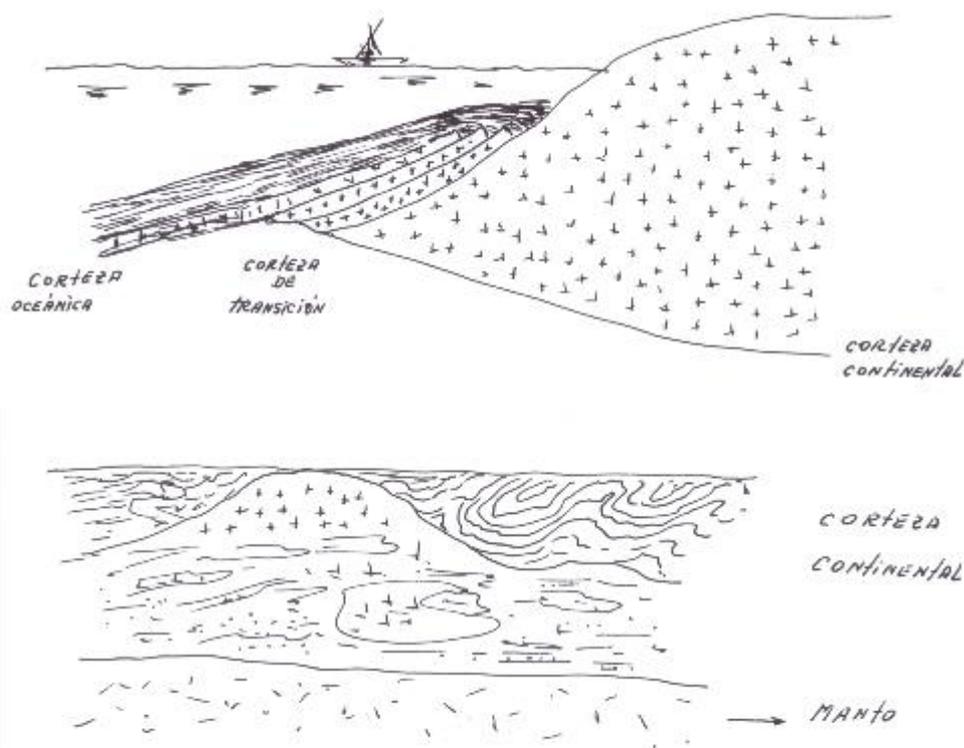
La **corteza continental** está constituida por sedimentos y rocas sedimentarias, existiendo además un conjunto caótico de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, metamorfozadas en distintos grados, casi siempre más intensos cuanto mayor es la profundidad. En conjunto podemos decir que la parte superior tiene una composición media parecida a la de una roca granítica, y la parte inferior con una composición parecida al grabo o intermedia entre grabo y diorita (roca ígnea plutónica básica).

Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (unos 3 g/cm^3) que las rocas continentales, que tienen una densidad media de unos $2,7 \text{ g/cm}^3$ y se han descubierto algunas cuya edad supera los 3.800 millones de años

También se puede diferenciar una **corteza de transición** en determinadas zonas costeras, y que parece ser una corteza continental adelgazada por estiramiento y deslizamiento gravitacional durante la fragmentación de un continente.



Corteza oceánica



Corteza de transición

- El **manto terrestre** se extiende hasta los 2.900 kilómetros de profundidad en que se encuentra la **discontinuidad de Gutenberg**, que separa el manto del núcleo terrestre.
- El límite entre la corteza y el manto nos hace pensar en un cambio de composición química.
- El manto se divide en **manto superior**, que llega hasta una profundidad de unos 660 kilómetros y cuya composición sería semejante a la de un gabro o peridotita (rocas magmáticas plutónicas básicas y ultrabásicas respectivamente) formadas por minerales silicatos pobres en sílice (SiO_2) y ricos en hierro y magnesio, como olivino y piroxenos, y en **manto inferior** en donde debido a las grandes presiones que allí deben de existir, las rocas como el gabro y la peridotita se transformarían adquiriendo más densidad (del orden de $5,5 \text{ g/cm}^3$ cerca del núcleo, mientras que en el manto superior es del orden de $3,2 \text{ g/cm}^3$).
- El **núcleo terrestre** está compuesto fundamentalmente por hierro, con cantidades menores de níquel y otros elementos (quizás azufre, formando sulfuros de hierro como en los meteoritos).
- El núcleo tiene una densidad media alrededor de 11 g/cm^3 . Se diferencia un **núcleo externo** y un **núcleo interno**, separados por la **discontinuidad de Wiechert-Lehman**. Tanto uno como otro tienen una composición muy similar, y se diferencian en que el núcleo externo es líquido, mientras que el interno, a pesar de su temperatura más elevada, se comporta como un sólido.

El movimiento del material fluido en el núcleo externo debido a la rotación de la Tierra da lugar al campo magnético terrestre.

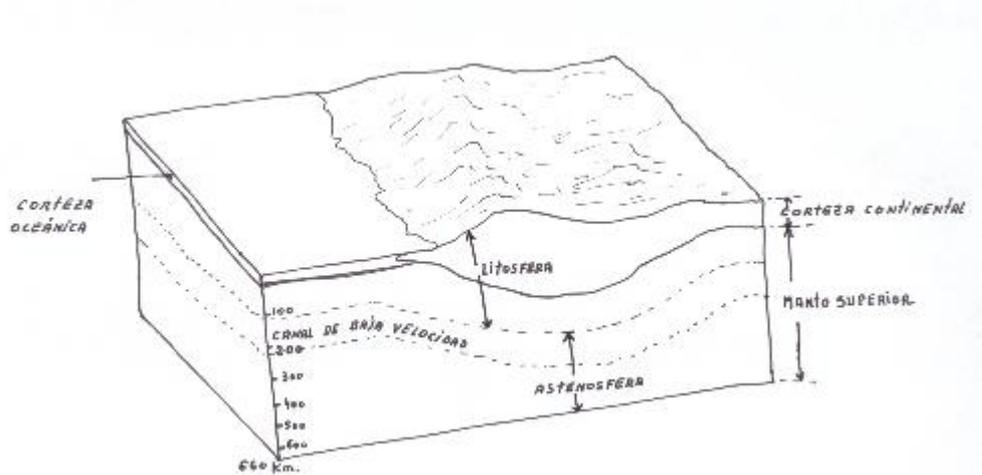
B). Modelo dinámico.

La corteza terrestre y una porción del manto superior forman una unidad rígida que se denomina **litosfera**.

Está fragmentada, llamándose **placas** a cada uno de estos grandes trozos. Las placas litosféricas se mueven, pudiendo acercarse, alejarse, o deslizarse una con respecto a otra.

La litosfera tiene un grosor medio de unos 100 kilómetros, aunque puede alcanzar los 250 kilómetros o más debajo de la corteza continental y menor espesor debajo de las dorsales.

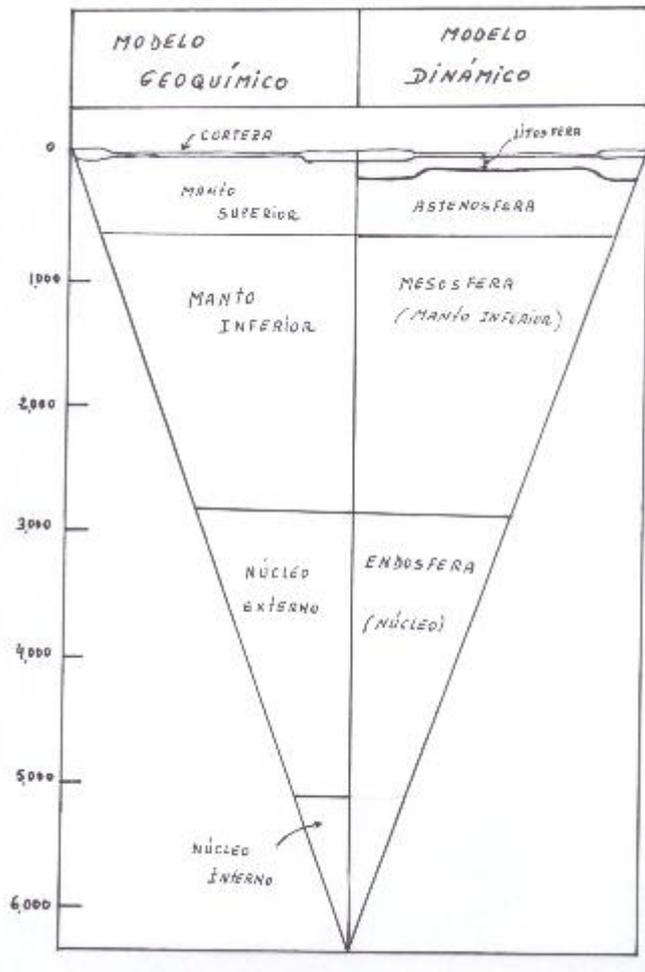
Debajo de la litosfera se encuentra la **astenosfera**. Los 150 kilómetros superiores, más o menos, de la astenosfera, se encuentran en una condiciones de temperatura y presión que dan lugar a una fusión parcial (del orden de 1 al 5 %); a esta parte de la astenosfera parcialmente fundida se le conoce como **canal de baja velocidad**, porque las ondas sísmicas muestran un descenso de su velocidad.



Al manto inferior en este modelo dinámico se le denomina **mesosfera**. En sus últimos 200 kilómetros, ya cerca del núcleo, se ha detectado una región conocida como **capa D**, en donde las ondas sísmicas experimentan un gran descenso, por lo que se piensa que esta capa de la mesosfera está parcialmente fundida en algunos lugares. Esto es importante, porque en caso de ser cierto habría la posibilidad de que se transportara calor desde el núcleo (denominado **endosfera** en este modelo dinámico) de una manera más eficaz que si se transportara a través de una roca totalmente sólida.

Un ritmo elevado de este flujo de calor haría, a su vez, que la mesosfera sólida situada por encima de la capa D se calentara hasta el punto de adquirir cierta flotabilidad y ascender hacia la superficie dando como unas columnas de material fundido o extraordinariamente caliente (lo que se denomina **plumas**), que puede ser el origen de la actividad volcánica asociada a un **vulcanismo de intraplaca**, que se explica por la existencia de zonas de material a gran temperatura (**puntos calientes**), y que pueden dar lugar a material magmático, que si sale al exterior origina un vulcanismo

En este modelo dinámico al núcleo se denomina **endosfera**. La presión en el centro es millones de veces mayor que la presión atmosférica, y las temperaturas pueden alcanzar los 6.700 °C.



Tectónica de placas e isostasia.

Tectónica de placas. Los procesos ligados a la energía interna de la Tierra los podemos englobar en el marco de la tectónica de placas.

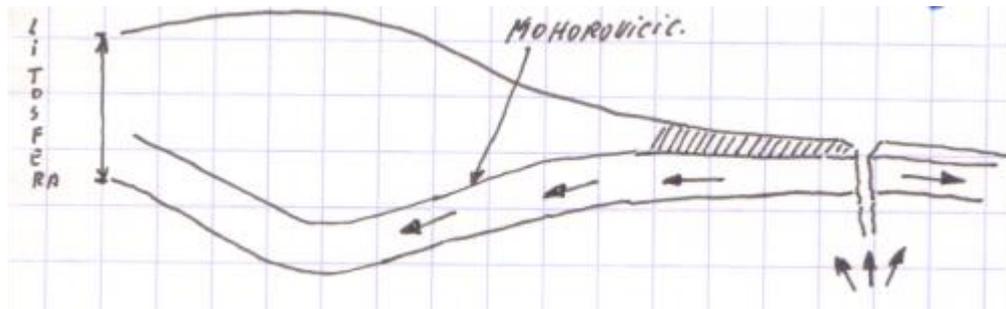
La tectónica de placas es una teoría general sobre la dinámica terrestre, que en esencia dice que la Tierra está dividida en grandes fragmentos de litosfera (placas) que descansan sobre la astenosfera. Estos enormes fragmentos tienen un movimiento entre ellos, acercándose, alejándose o deslizándose lateralmente.

Los movimientos de las placas están interrelacionados en todo el planeta, por lo que también se conoce a la tectónica de placas como “tectónica global”.

Las **dimensiones** de las placas son **variables**, dependiendo de los valores de crecimiento y de disminución (consunción) de las placas y por tanto estas dimensiones pueden variar en el tiempo. Las hay muy grandes, como la placa pacífica y las hay pequeñas, como la placa del Caribe o la subplaca (o microplaca) Ibérica.

El **espesor** de las placas, según se admite actualmente, correspondería al de la litosfera.

oceánica. La lava al salir empuja lateralmente y existe actividad volcánica y sísmica intensa.

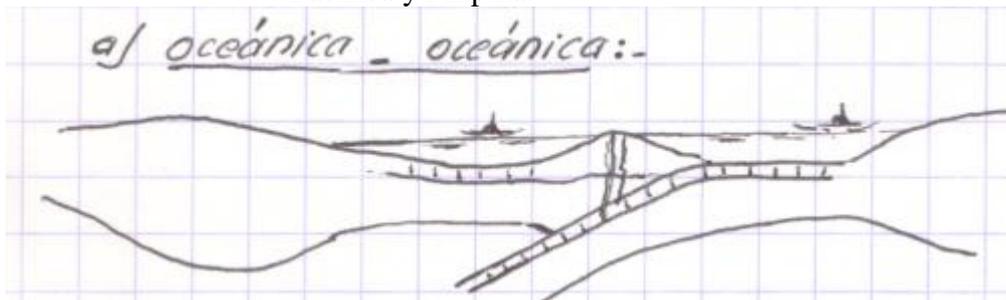


2- Bordes destructivos (convergentes).

Se establecen en las zonas de subducción, donde se destruye litosfera oceánica al mismo ritmo que se crea en las dorsales. Las placas se acercan y se distinguen 3 fases distintas en la aproximación:

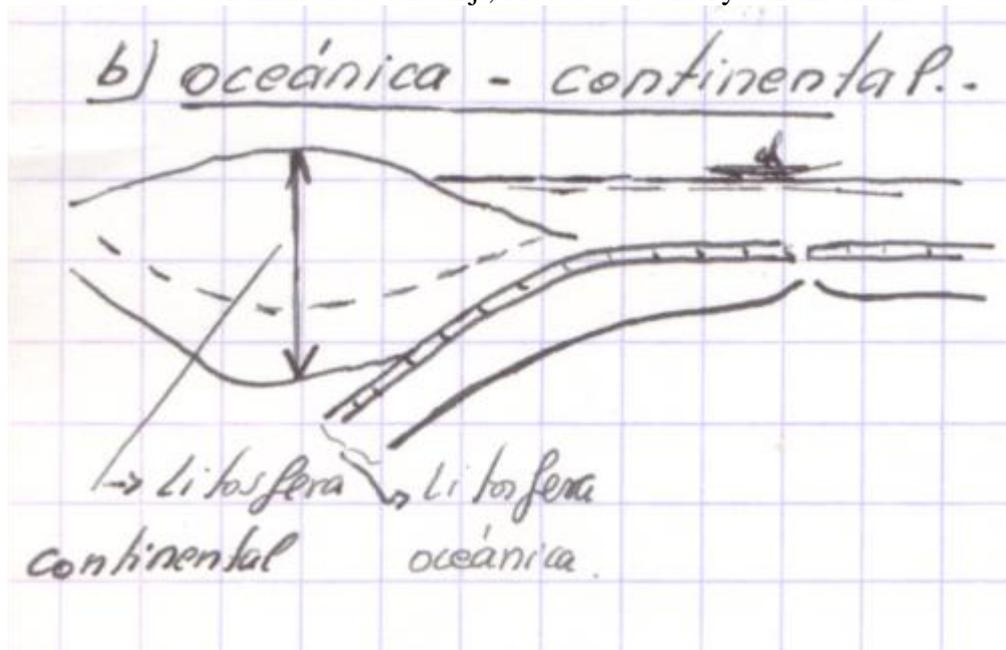
- Fase oceánica.- oceánica.

Las placas se acercan por sus partes oceánicas. Ej., Placa Pacífica y Filipina.



- Fase oceánica – continental.

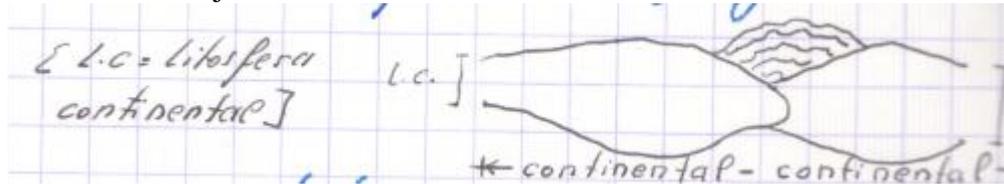
Se pone en contacto la parte oceánica de una placa con la continental de otra. Ej., Placas de Nazca y Suramericana



- Fase Continental- continental.

Se ponen en contacto las partes continentales de 2 placas.

Ej., Placa Euroasiática e Indoaustraliana.



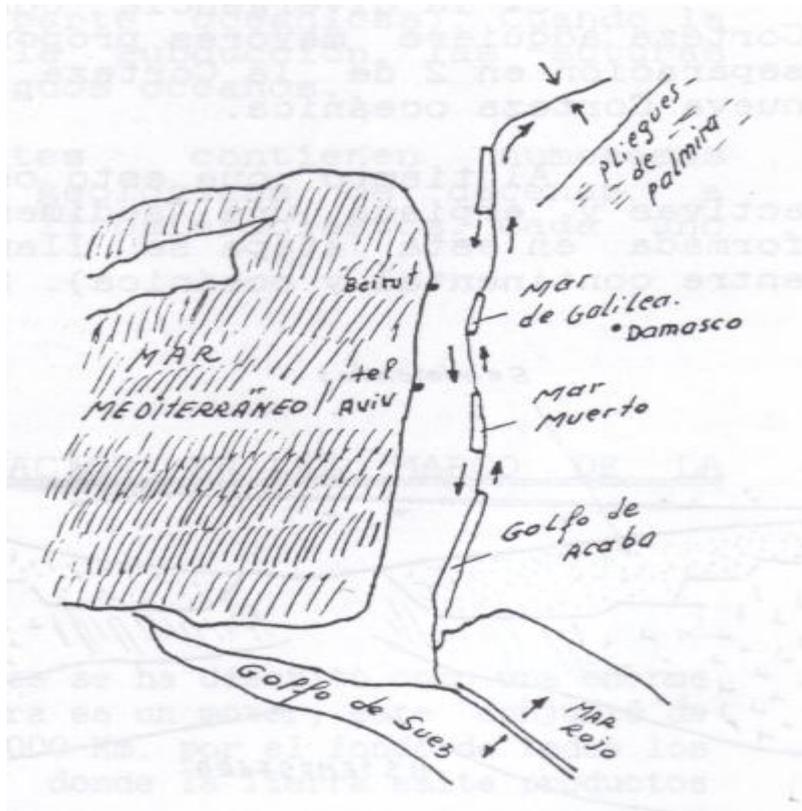
3-Bordes o límites de falla transformante (Bordes pasivos).

Este tipo de borde entre placas se caracteriza porque las placas se desplazan una al lado de otra por medio de fallas de desplazamiento horizontal (fallas transformantes), pero sin destruir ni construir litosfera.

La mayoría de las fallas transformantes unen dos segmentos de una dorsal centrooceánica. A lo largo de las dorsales hay zonas de fractura aproximadamente cada 100 kilómetros a lo largo de la dirección del eje de la dorsal. En cada zona de fractura, la parte realmente que podemos llamar transformante sería la que se encuentra sólo entre los dos segmentos desplazados de la dorsal.

Aunque la mayoría de las fallas transformantes están localizadas dentro de las cuencas oceánicas, unas pocas, como por ejemplo la falla de San Andrés en California, o la zona de fractura del mar muerto, en Oriente Medio, atraviesan la corteza continental, y el desplazamiento puede distribuirse en una zona de fractura de varios centenares de kilómetros.

La zona de fractura del Mar Muerto, en Oriente Medio, es un sistema transformante que conecta un borde de placa divergente del mar Rojo con otro convergente en las montañas de Taurus, con los pliegues de Palmira en la parte sur de Turquía. En algunos sitios la zona de fractura sufre un giro y a causa de esta inflexión se produce un estiramiento de la corteza, formándose unas zonas deprimidas a lo largo de la falla, como son el mar muerto, el mar de Galilea y el golfo de Aqaba. Al norte del mar de Galilea, la zona de fracturas tuerce hacia el este, produciendo un resultado opuesto al anterior, es decir, una compresión y el engrosamiento de la corteza, que ha dado lugar a las elevaciones montañosas de los pliegues de Palmira.



Isostasia.

La fuerza de la gravedad desempeña un papel importante en la determinación de la elevación de la Tierra. Todos los puntos del relieve terrestre tienden a igualar su campo gravitatorio, y a esta “tendencia al equilibrio gravitatorio” es a lo que se le denomina **isostasia**.

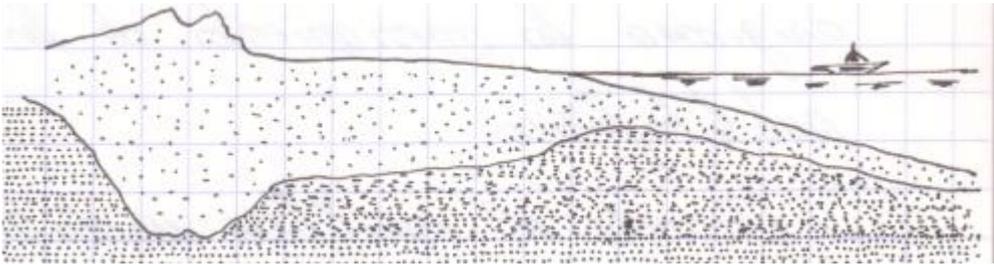
Como el peso de un cuerpo depende de su volumen y su densidad, tendremos que:

- Si un sector de la litosfera contiene materiales de baja densidad, (corteza continental por ejemplo), debe de compensar este defecto aparente de masa con un aumento de volumen: por eso la corteza continental es más gruesa que la oceánica.
- Si un sector de la litosfera contiene un exceso aparente de materiales (una cadena montañosa por ejemplo), debe de compensar este exceso de masa con un defecto de densidad: por eso la corteza continental es menos densa que la oceánica.

Podemos comparar la isostasia con unos bloques de madera de diferentes alturas flotando en el agua. Los bloques de madera más gruesos sobresalen más del agua que los más finos. De forma similar, podemos suponer que las cordilleras se elevan por encima de la superficie y tienen “raíces” que alcanzan zonas profundas del material que lo sustenta por debajo.

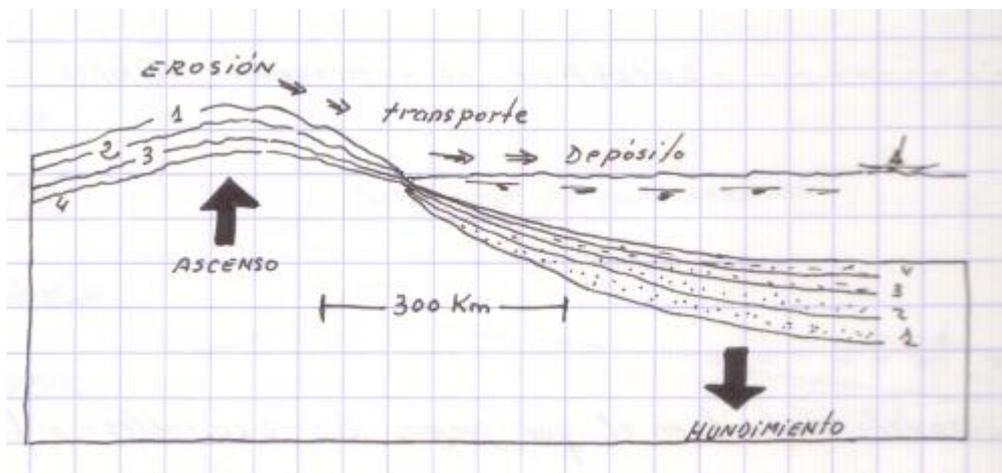
Si ahora colocamos un pequeño bloque de madera encima de uno de los bloques, el efecto sería que el bloque combinado se hundiría hasta alcanzar un nuevo equilibrio isostático. Sin embargo, la parte superior del bloque combinado

estaría realmente más alta que antes y la parte inferior más baja. Este proceso de establecimiento de un nuevo nivel de equilibrio se denomina **ajuste isostático**.



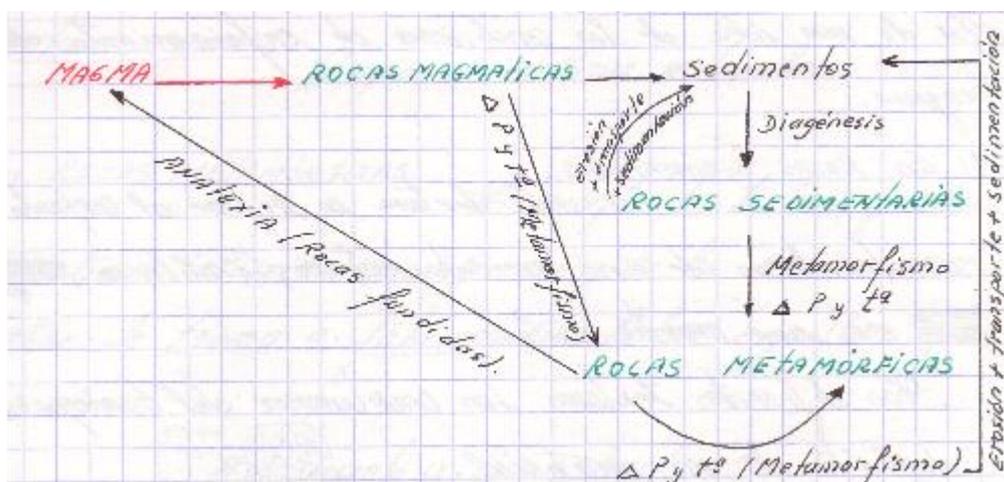
Si el concepto de isostasia fuese correcto, cabría esperar que al añadir peso a la corteza, esta última respondiera hundiéndose, y al retirar el peso, la corteza ascendería (imaginemos lo que le ocurre a un barco cuando es cargado y descargado). Existen pruebas del hundimiento de la corteza y de su ascenso. Un ejemplo de ello es lo ocurrido en las glaciaciones: cuando los glaciares ocuparon grandes extensiones del continente, el peso añadido debido al hielo en la corteza continental produciría un hundimiento de esta, mientras en la épocas de deshielo, al estar liberado el continente de la sobrecarga debida al hielo, tenderá a ascender lentamente

Por tanto, el ajuste isostático puede explicar los movimientos en vertical de la corteza (**movimientos epirogénicos**): a medida que se erosionan las cordilleras la corteza se elevará en respuesta a la reducción de carga. Los procesos de levantamiento y de erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance un determinado grosor de la corteza, y cuando esto ocurra las cordilleras habrán sido erosionadas hasta un nivel próximo al del mar.



Aunque las principales zonas montañosas parece que se encuentran en esta situación de equilibrio isostático descrito, existe otro mecanismo que contribuye también a la situación de elevación de algunas zonas de la Tierra. Basándonos en la teoría de la tectónica de placas y en la posible existencia de corrientes de convección en el manto, podemos considerar algunas zonas terrestres encima de plumas ascendentes de las que tienen su origen en la capa "D" del manto. Un ejemplo de esto sería la región de Yellowstone, en los Estados Unidos, en donde la flotabilidad del magma caliente ascendente explicaría las amplias zonas de litosfera elevada situadas por encima.

El ciclo de las rocas en el contexto de la tectónica de placas.



La corteza terrestre está sometida constantemente a cambios, tanto de naturaleza de los materiales que la constituyen como en la forma de disponerse éstos. Estos cambios son debidos a la actuación simultánea de fuerzas internas y externas sobre la superficie terrestre.

Existe una interrelación entre los materiales y los procesos geológicos, que podemos ilustrar mediante el denominado **ciclo de las rocas** o **ciclo litológico**:

Podemos partir de un material fundido y caliente que haya en el interior de la Tierra, el **magma**. Este magma termina por enfriarse y solidificarse, dando lugar a las rocas magmáticas. Este proceso puede hacerse en el interior de la Tierra o en superficie, a causa de fenómenos volcánicos. Como resultado de la solidificación del magma obtenemos rocas **magmáticas** o **ígneas**.

Si las rocas magmáticas afloran en superficie (bien por fenómenos de vulcanismo, o por erosión de los materiales que tiene por encima), a causa de los fenómenos geológicos externos tiene lugar una meteorización de las rocas, que si va seguida de una erosión, transporte y depósito da lugar a **sedimentos**, que se acumulan en distintas zonas como en llanuras de inundación de los ríos, en el fondo de lagos, en playas, dunas desérticas, pero sobre todo en los mares. A continuación los sedimentos pueden sufrir un proceso de **litificación** o **diagénesis**, con lo que se transforman en **rocas sedimentarias** a causa de una compactación y cementación debido al peso de los materiales que tiene por encima, junto a otros cambios como son el de recristalización y transformaciones mineralógicas.

Si las rocas sedimentarias están profundamente enterradas debajo de los fondos marinos, y tienen lugar fenómenos orogénicos, sufrirán un proceso de metamorfismo y se transformará en **rocas metamórficas**. Si las rocas metamórficas sufren un enorme aumento de temperatura, puede haber una fusión (**anatexia**), y terminará convirtiéndose en una masa fundida, es decir, en un **magma**, con lo cual estamos al inicio del ciclo de las rocas que hemos descrito.

Podemos ahora explicar el **ciclo de las rocas según el modelo de la tectónica de placas**: según este modelo, los materiales meteorizados y erosionados son transportados y depositados en los márgenes continentales, donde son depositados en capas, que sumadas, tienen un grosor de varios kilómetros, y a consecuencia

de los procesos diagenéticos, los sedimentos se transforman en rocas sedimentarias. Esta actividad relativamente tranquila de la sedimentación a lo largo de un margen continental puede verse interrumpida si la región se convierte en un límite de placa convergente. Cuando esto ocurre, la litosfera oceánica empieza por la zona de subducción a introducirse poco a poco a la astenosfera, y este movimiento deforma los materiales sedimentarios depositados en el margen continental, produciéndose fenómenos de metamorfismo y como consecuencia, la formación de rocas metamórficas.

Algunas de estas rocas metamórficas son transportadas hacia zonas más profundas, donde el aumento de temperatura puede ocasionar la fusión de las rocas, originándose un magma. El magma así formado podrá desplazarse lentamente hacia arriba a través de la litosfera, y al enfriarse originar rocas ígneas o magmáticas. Alguna parte de este magma se solidificará antes de llegar a superficie, y puede que otra parte salga al exterior por fenómenos volcánicos, modificándose y formándose por tanto estas rocas ígneas en superficie.

Cuando la roca ígnea o magmática aflora a superficie (por erosión de las rocas suprayacentes o bien porque estaban en superficie al ser rocas ígneas volcánicas), sufrirán el ataque de los agentes geológicos externos (lluvia, viento, cambios de temperatura...) y como consecuencia de ello habrá unos fenómenos de meteorización, erosión, transporte y depósito, iniciándose por tanto otra vez el ciclo de las rocas.

Orógenos o cordilleras de plegamiento.

Un orógeno es una gran masa de rocas deformadas tectónicamente, junto con rocas ígneas producidas durante una orogenia, entendiéndose por **orogenia** a un episodio importante de intensa deformación tectónica con la consiguiente intrusión ígnea producida en una faja larga y relativamente estrecha del margen continental (zona de transición entre continente y océano) como resultado de la formación de una zona de subducción en la cuenca oceánica.

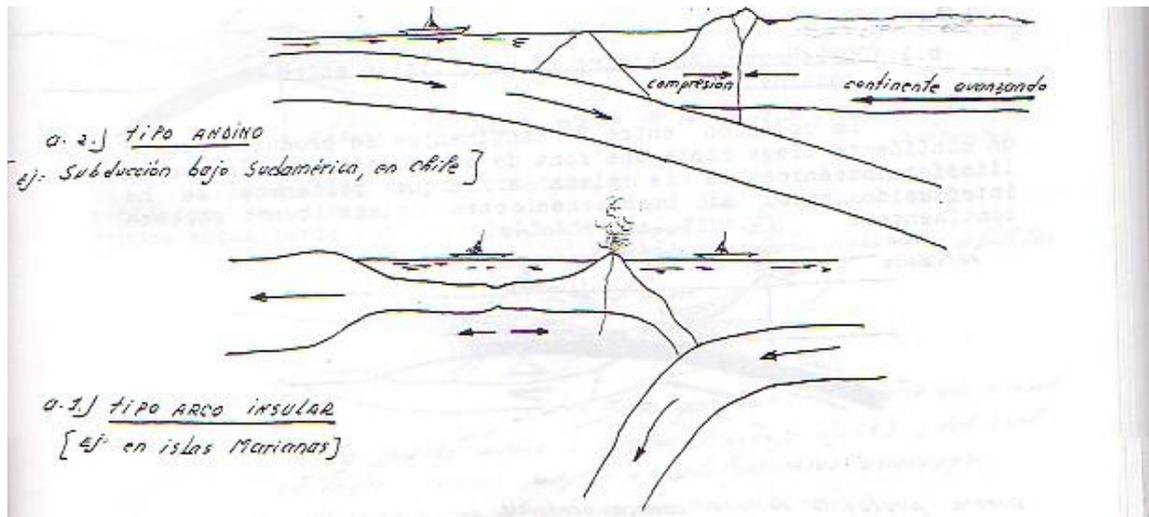
Tipos de orógenos:

- a) Orógenos de activación (o de subducción)
- b) Orógenos de colisión .

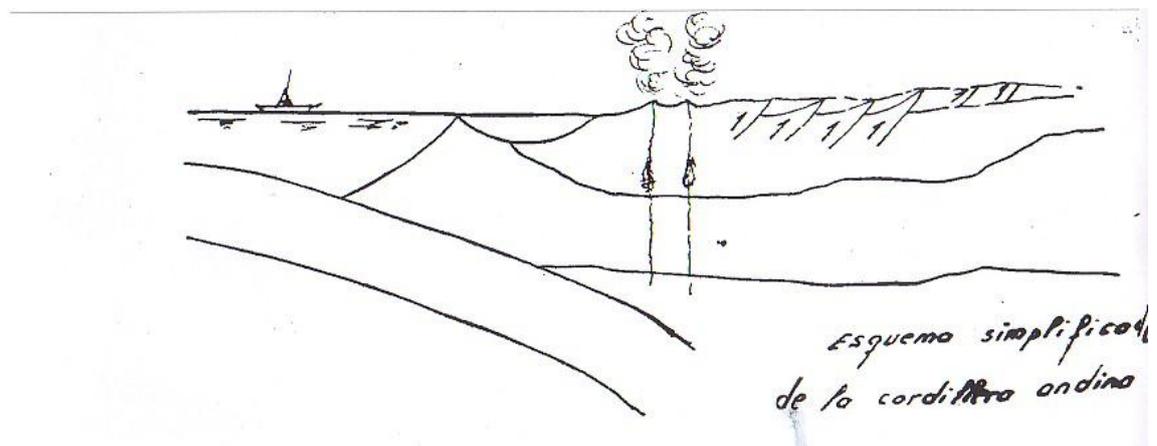
a) Orógenos de activación (o de subducción).

En la subducción de litosfera oceánica bajo el borde o límite de otra placa, se pueden diferenciar dos tipos de orógenos según el acoplamiento entre las placas:

- Si la placa superior se desplaza en sentido contrario en que subduce, tenemos un régimen compresivo y se crea una situación orogénica tipo **andino**.
- Si la placa superior se desplaza en el mismo sentido que la que subduce, se crea una situación orogénica tipo **arco insular**.

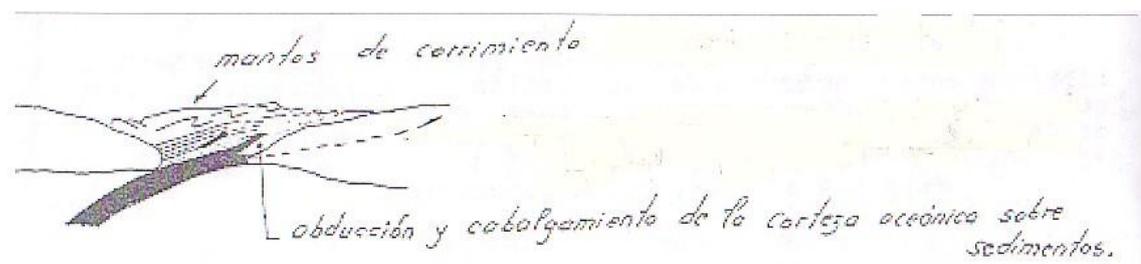


La subducción tipo andino da lugar a un orógeno voluminoso, con importante actividad magmática, y sobre todo y como rasgo más característico, con una propagación de los esfuerzos y de la deformación hacia el interior del continente (o antepaís).



b) Orógenos de colisión (o de obducción).

Vamos a citar el orógeno de tipo **alpino** o de colisión entre continentes:



En el caso de los orógenos de tipo alpino la colisión entre dos continentes se produce cuando un continente llega hasta una zona de subducción, en la que la litosfera oceánica de la placa a la que pertenece se ha introducido bajo el borde de otra placa con corteza continental.

Con la colisión continental se interrumpe la subducción, iniciándose un laborioso proceso de unión entre ambos bordes continentales.

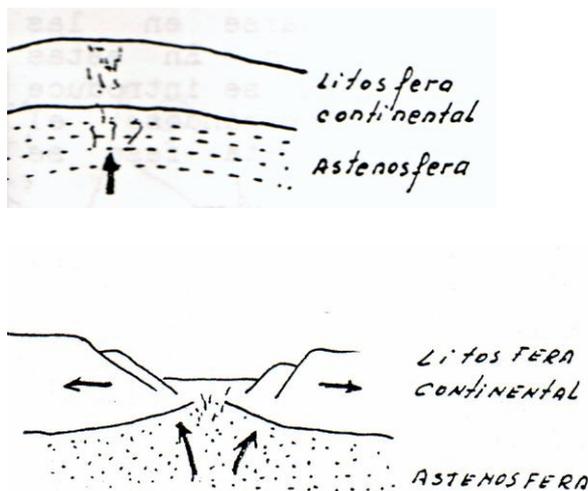
Antes de alcanzar esta situación, el borde continental activo debía de presentar características de un orógeno de activación o de subducción.

La colisión cierra completamente la cuenca oceánica que existía entre ambos continentes. Los sedimentos son comprimidos tectónicamente, y en algunos casos puede reconocerse una línea de sutura, formada por fragmentos de litosfera oceánica (**ofiolitas**).

El ciclo de Wilson.

El profesor canadiense J. Tuzo Wilson identificó una serie de fases en la fragmentación de una placa continental seguida de la apertura de una cuenca oceánica. Completó esta serie con fases de cierre de la misma cuenca oceánica, conducentes a la colisión continental y orogenia. Desde entonces al ciclo completo de apertura y cierre de una cuenca oceánica se le ha denominado ciclo de Wilson, en honor a la contribución hecha por este geólogo a la tectónica de placas.

La fracturación de una placa continental y la posterior separación en dos bloques comienza con el adelgazamiento de la litosfera subyacente producido por la existencia de un flujo de calor de alguna rama ascendente de una célula convectiva situada bajo el continente.

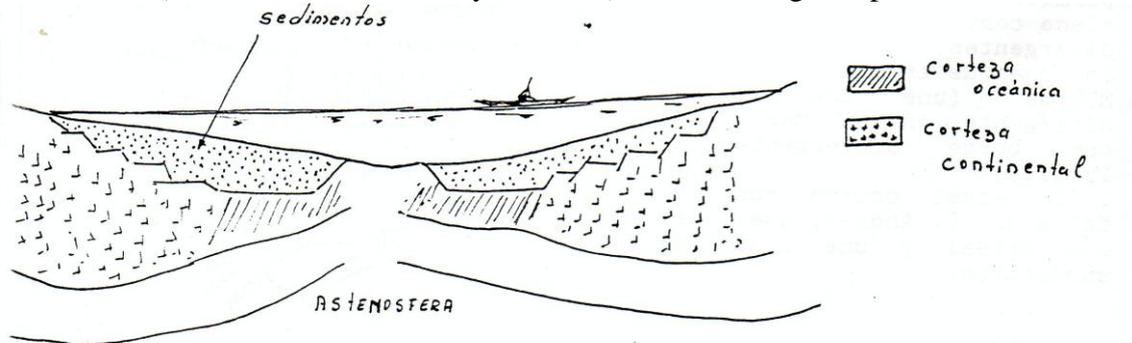


En esta etapa se desarrollan fallas gravitacionales que dan lugar a fosas estrechas y largas que pronto empiezan a llenarse de sedimentos continentales y lacustres. En esta situación se produce un flujo de calor procedente de la Astenosfera que provoca la fusión parcial del manto originado por un vulcanismo basáltico.

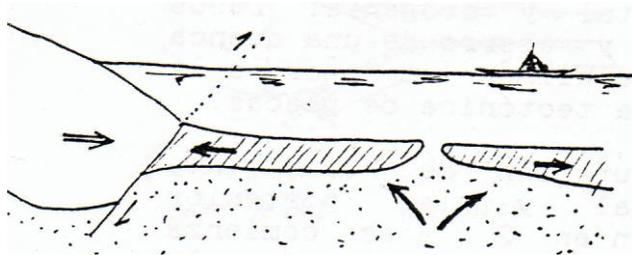
Si el proceso se interrumpe aquí, se forman fosas tectónicas en el interior de continentes.

Si la divergencia continúa, el adelgazamiento de la corteza adquiere mayores proporciones, y éste culmina con la separación en dos de la corteza continental, y la formación de la nueva corteza oceánica.

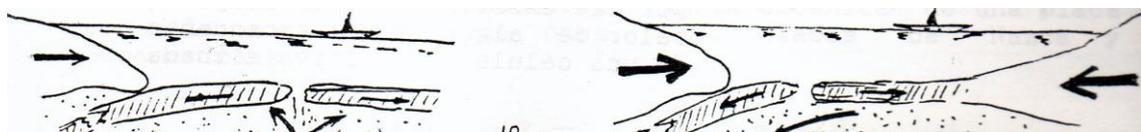
Al tiempo que esto ocurre, las fallas dejan de ser activas y empieza una sedimentación importante. La corteza formada en esta etapa se llama corteza transicional (mixta entre continental y oceánica). Son los márgenes pasivos.



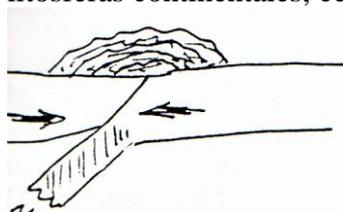
A partir de esta etapa se forma una dorsal oceánica y empieza la deriva de los dos bloques de litosfera continental, que son arrastrados por las corrientes de convección del manto, y empujados por la nueva litosfera oceánica que se forma a lo largo de la dorsal. En esta fase se encuentra la cuenca atlántica.



Una de las premisas de la expansión del fondo oceánico es, que al igual que en las dorsales se genera litosfera oceánica, ésta debe de eliminarse en las zonas de subducción. En estas zonas la litosfera se introduce en el manto, cerrándose el ciclo. Esto provoca un cierre oceánico. En esta fase se encuentra el océano Pacífico.



En la última fase se produce un cierre del océano mediante el choque de las dos litosferas continentales, cerrándose el ciclo.



En conclusión: las placas litosféricas evolucionan; no solo se mueven, sino que pueden fragmentarse y soldarse unas a otras. El proceso de

fragmentación parece ayudado por la acción de los puntos calientes, que adelgazan la corteza hasta romperla.

El proceso de soldadura deja como huella una sutura (una banda deformada de rocas, en parte oceánicas). Cuando la litosfera oceánica desaparece en la subducción, las suturas son los únicos indicios de los antiguos océanos.

Los actuales continentes contienen numerosas suturas, que separan unidades geológicas de decenas a centenares de kilómetros llamadas litosferoclastos. Cada uno representa una colisión local.

2. PROCESOS GEOLÓGICOS INTERNOS Y SUS RIESGOS

2.1. Energía interna de la Tierra. Origen y transmisión. Deformación de las rocas. Deformación frágil: fallas.

Origen de la energía interna de la Tierra.

Se ha comprobado que la temperatura aumenta gradualmente con la profundidad; a esto se le conoce como **gradiente geotérmico**, cuyo valor es, por término medio, de unos 3 ° C por cada 100 metros que se profundiza, o lo que es lo mismo, 1 ° C por cada 33 metros. Este gradiente varía de unos lugares a otros, al igual que varía en profundidad; en la corteza terrestre, el valor del gradiente geotérmico es mayor que en el manto y en el núcleo. A una profundidad de unos 100 kilómetros se calcula que la temperatura es de unos 1.200 ° C, mientras que en el límite manto-núcleo puede ser de unos 4.500 ° C, y en el centro de la Tierra de unos 6.700 ° C.

Sobre el **origen** de este calor interno, se postulan posibles procesos:

- a) Calor emitido por la desintegración de elementos radiactivos.
- b) Calor liberado cuando el hierro cristalizó para formar el núcleo interno sólido.
- c) Calor liberado durante el proceso de formación de la Tierra.

Flujo Térmico.

Aunque la temperatura de la superficie de la Tierra se debe principalmente a la radiación solar, existe un componente de procedencia interna originado por el calor que desprende la Tierra y que se conoce como **flujo térmico (Q)**.

$$Q = K \cdot \text{Gradiente geotérmico}$$

K = Conductividad térmica de la roca.

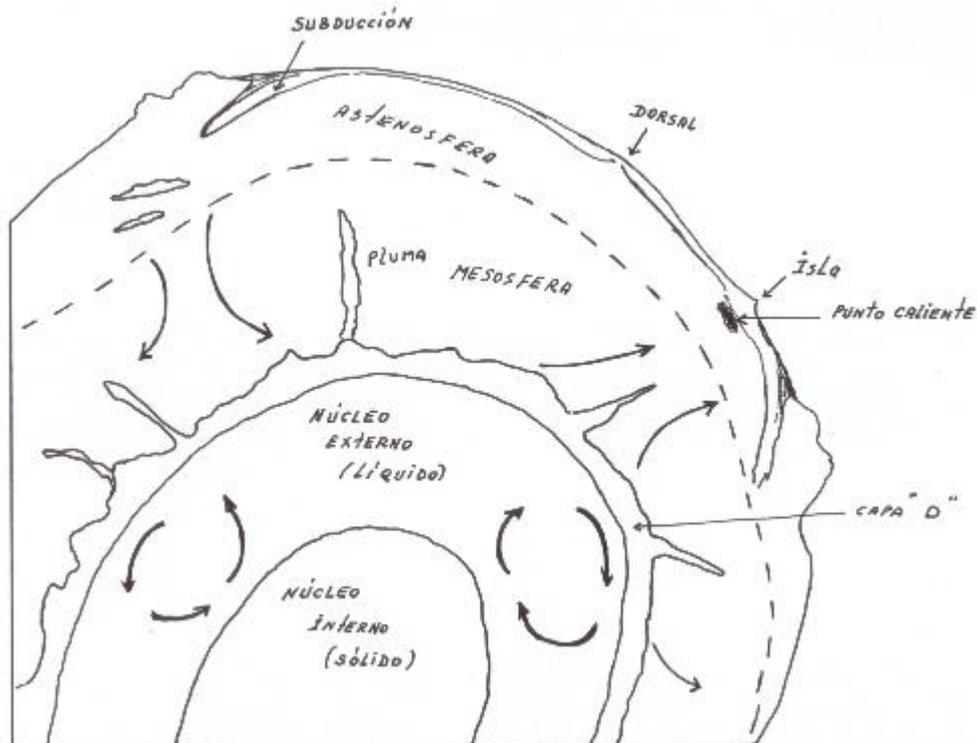
En la corteza, el flujo de calor se realiza por **conducción**. La conducción se realiza a un ritmo relativamente lento en las rocas de la corteza.

Al depender el flujo térmico de la conductividad térmica de las rocas que haya en una determinada zona o región y del gradiente geotérmico, el ritmo de flujo de calor variará de unas regiones a otras, como es el caso del flujo en las dorsales

oceánicas, cuya velocidad de flujo térmico es muy alta, debido a que en estas zonas la corteza tiene poco grosor, al contrario de determinadas zonas continentales de gran grosor cortical, en donde se puede suponer que esta gruesa corteza aísla con cierta eficacia del calor procedente del manto.

Hay zonas con un elevado flujo térmico, debido a la existencia de magmas a poca profundidad o a concentraciones anómalas de materiales radiactivos.

Las corrientes de convección en el interior de la Tierra.



En la corteza terrestre el gradiente geotérmico es muy elevado en relación al que debe de haber en las zonas más interiores (manto y núcleo), en donde el aumento de la temperatura con la profundidad es más gradual. Aunque hemos dicho en la pregunta anterior que en la corteza, el flujo de calor se produce por conducción, sin embargo este no es el único mecanismo de conducción de calor, y teniendo en cuenta que las rocas en general son malas conductoras del calor, se ha llegado a la conclusión por parte de muchos expertos de que debe de existir otro mecanismo más eficiente de transmisión de calor, y que esté de acuerdo con otros datos conocidos sobre el manto y el núcleo terrestre, como es el caso de la transmisión de las ondas sísmicas por su interior. Este mecanismo es la **convección**, que consiste en la transferencia de calor mediante el movimiento o circulación en una sustancia, lo cual nos indica que las rocas del manto deben de ser capaces de fluir. Este flujo convectivo del manto supone que las rocas calientes, menos densas, ascienden, y las más frías y densas se hunden.

Según el modelo convectivo más reciente, se considerarían dos niveles convectivos, que coinciden aproximadamente con el límite de separación entre el manto superior

y el manto inferior, a unos 660 Km. de profundidad, aunque estos niveles pueden ocasionalmente interferir. La rama ascendente de la convección desde el manto inferior estaría en la capa “D”, originándose como unas columnas o penachos, denominados “plumas” de material caliente. Las plumas que alcanzan la superficie originan magmas superficiales: son los denominados “puntos calientes”. La rama descendente del manto superior estaría dirigida por la combinación de dos procesos: el deslizamiento gravitatorio de la litosfera desde las dorsales, topográficamente más elevadas, a las fosas, donde las placas subducen, y por el consiguiente “tirón gravitatorio” generado por el acúmulo de fragmentos de placa y cuyo peso originaría este “tirón”, hasta el manto inferior y llegar a la capa “D”. Naturalmente, este proceso tendría una duración de cientos de miles de años.

2.2. Sismicidad. Origen de los terremotos. Tipos de ondas sísmicas. Magnitud e intensidad de un terremoto. Distribución de terremotos según la Tectónica de Placas. Riesgo sísmico y planificación. Áreas de riesgo sísmico en España.



Origen de los terremotos.

Un terremoto es la vibración de los materiales de la Tierra producida por una rápida liberación de energía.

Lo más frecuente es que los terremotos se produzcan por el deslizamiento de materiales de la corteza terrestre a lo largo de una falla.

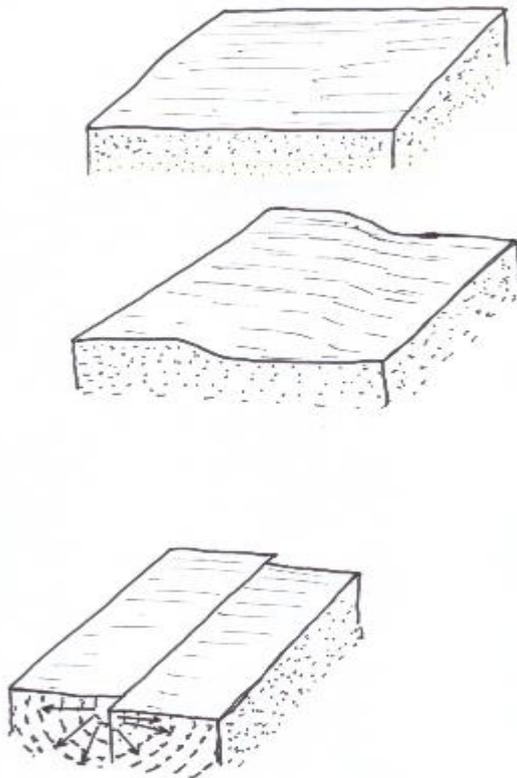
La energía liberada irradia en todas las direcciones desde su origen (el foco o hipocentro), en forma de ondas.

Los terremotos son vibraciones que atraviesan las rocas cuando estas se fracturan.

Origen: Un terremoto se desencadena cuando la tensión acumulada en los labios de una falla supera el rozamiento del plano de ésta.

La hipótesis del "**rebote elástico**"(1960) nos dice que la **deformación elástica** (ante los esfuerzos un material se deforma, pero cuando cesan los esfuerzos, cesa la deformación) es la que explica el terremoto en sí, porque cuando la tensión acumulada excede un valor crítico (que depende del tipo de roca), los bloques contiguos de la falla se desplazan bruscamente, con lo que la deformación elástica se recupera. La velocidad de este movimiento lo hace equivalente a un impacto, lo que ayuda a entender que se produzcan vibraciones en la roca (rebote elástico). Esta energía elástica puede estar acumulada durante años, pero se libera de forma repentina en segundos (al igual que lo hace un muelle tras ser sometido a una compresión).

En resumen, podemos decir que la mayor parte de los terremotos se producen por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en la roca que ha sido sometida a grandes esfuerzos. Una vez superada la resistencia de la roca, ésta se rompe súbitamente, provocando las vibraciones de un terremoto. Se producen terremotos a lo largo de superficies de falla preexistentes cuando se superan las fuerzas de fricción entre los bloques rotos por la falla.



Aunque es evidente que la fractura de una roca no puede afectar aun solo punto sino a una superficie (en general de varios kilómetros cuadrados), la zona en donde se genera un terremoto se denomina foco o epicentro, como si fuese puntual.

Se denomina epicentro al lugar de la superficie terrestre en donde primero llegan las ondas sísmicas.

Cuando se produce un terremoto, se originan vibraciones que se propagan en todas direcciones (a partir del hipocentro), ocasionando un movimiento ondulatorio.

Cuando las ondas encuentran una "superficie de discontinuidad" que separa dos medios con diferentes características físicas que afectan al paso de las ondas sísmicas (Ej., densidad), estas pueden refractarse e incluso reflejarse.

Tipos de ondas sísmicas.

1.-Ondas P (Ondas primarias, longitudinales o de compresión).

Vibran en la dirección de propagación de las ondas.

Son las más veloces (las primeras que se registran en los sismógrafos).

La materia cambiaría en forma y volumen, al paso de una onda P.

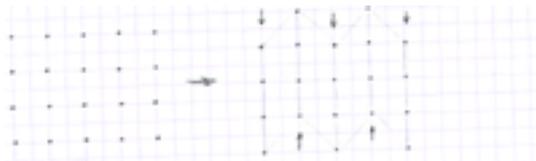


2.- Ondas S. (ondas secundarias o transversales).

Son las que llegan en segundo lugar a los sismógrafos.

Vibran en un plano perpendicular a la dirección de propagación.

Al paso de una onda S la materia se deformaría cambiando de forma (pero no de volumen).



3.-Ondas L. Ondas superficiales, también llamadas ondas largas. Solo se transmiten por superficie, por lo que son las que más efectos catastróficos tienen.

Hay dos tipos:

3.1) Ondas Rayleigh. (R). Son semejantes a las ondas que se formarían al arrojar una piedra aun estanque.

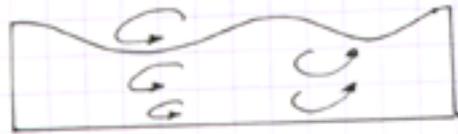
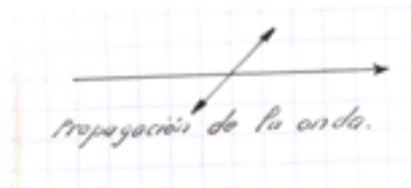
Las partículas rocosas describen una órbita elíptica.

Un individuo afectado sentiría que se mueve hacia delante, atrás, arriba y abajo.

3.2). Ondas Love.

Consiste en un movimiento horizontal perpendicular a la dirección de la onda.

Una persona sentiría un desplazamiento de un lado a otro



Sismogramas.

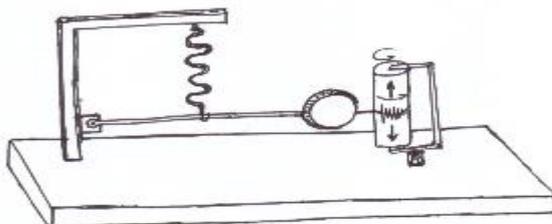
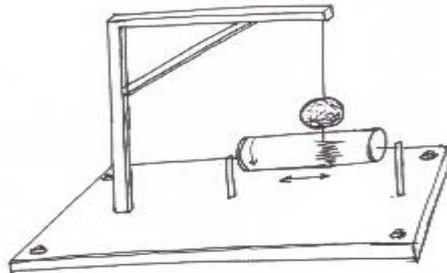
Las vibraciones producidas por los terremotos (que se transmiten en forma de ondas) se detectan en los sismógrafos, construyéndose los sismogramas.

El problema mecánico a resolver para registrar un terremoto consiste en que el propio instrumento debe apoyarse en el suelo, y por consiguiente también se moverá.

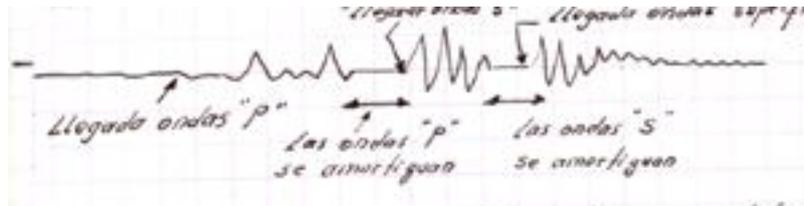
Dado que el instrumento no puede ser físicamente separado de la tierra, se ha de aplicar el principio de inercia: tendencia de cualquier masa a oponerse a un cambio de estado de inmovilidad o de movimiento uniforme en línea recta. La inercia es tanto mayor cuanto mayor es la masa del objeto.

Así pues, para registrar un terremoto puede suspenderse una masa pesada. Por Ej., una bola de hierro de un alambre muy fino o de un muelle flexible. Cuando el suelo se mueva adelante y atrás, o arriba y abajo, según el movimiento de las ondas sísmicas, la masa grande se mantendrá casi inmóvil debido a que el alambre o el muelle que lo aguanta se doblan fácilmente y no transmite el movimiento a través del peso. Si ahora se añade un lápiz al peso de modo que su punta roce una hoja de papel enrollado alrededor de un tambor giratorio, el lápiz trazará una línea en el papel. Las sacudidas fuertes producirán líneas de gran amplitud, y los temblores débiles darían líneas de poca amplitud.

En los sismógrafos modernos se usan aparatos magnéticos y electrónicos para captar, amplificar, filtrar y registrar los movimientos de la Tierra.



Para analizar ordenadamente los terremotos, debe funcionar simultáneamente una batería completa de sismógrafos, porque cada instrumento registra únicamente el movimiento de las ondas en una línea particular de movimientos. Por Ej.: Este-Oeste; Norte - Sur, o bien verticalmente. Además, las ondas comprenden una amplia gama de frecuencias superpuestas de manera compleja. Lo mismo que un receptor de radio, cada sismógrafo está sintonizado para recibir una onda de frecuencia particular, y por tanto se necesitan varios para registrar toda la gama.



Riesgo sísmico y planificación sísmica.

Cuando ocurre un terremoto ocurren diversas manifestaciones de él que son en sí mismas peligrosas para el ser humano: rotura del terreno, deformación permanente de la superficie, licuefacción del terreno, maremotos y tsunamis asociados, y por supuesto movimiento vibratorio del terreno al paso de las ondas sísmicas.

En cualquier estudio de riesgo sísmico, la primera característica a estudiar es localizar el lugar en donde se produce la rotura del terreno, es decir, el hipocentro y su proyección en superficie o epicentro. Esto nos permitirá relacionar el fenómeno con las posibles fallas del terreno. Mediante las redes sísmicas instaladas en distintas partes del mundo podemos determinar la posición del hipocentro midiendo los tiempos de llegada de las distintas ondas sísmicas a los diferentes puntos de observación sobre la superficie de la Tierra.

La primera manera de describir el tamaño de un terremoto es por sus efectos, es decir, por cómo lo percibe la población, por los daños ocasionados en los edificios y construcciones y sobre las posibles modificaciones que ha ocasionado en la naturaleza. La forma de observar así un terremoto, totalmente cuantitativa, define el parámetro que denominamos intensidad sísmica.

En 1902 Giuseppe Mercalli desarrolló una escala de intensidad basada en los daños producidos en los distintos tipos de estructuras. En la actualidad en América se utiliza la llamada escala de Mercalli modificada (MM), propuesta por Richter en 1956 adecuada a los diferentes materiales y técnicas de construcción más recientes. En Europa se utiliza la escala MSK desde 1967. Esta escala tiene 12 grados, siendo equivalente a la MM.

A partir de los valores de intensidad determinados por puntos del área alrededor de un terremoto se trazan las líneas separando áreas de igual intensidad, resultando un mapa de intensidad o de isosistas. De estos mapas se puede deducir, no sólo cómo se ha sentido un terremoto en los distintos puntos de un territorio, sino también cómo se amortigua la intensidad con la distancia, direcciones privilegiadas de transmisión de la energía, etc.

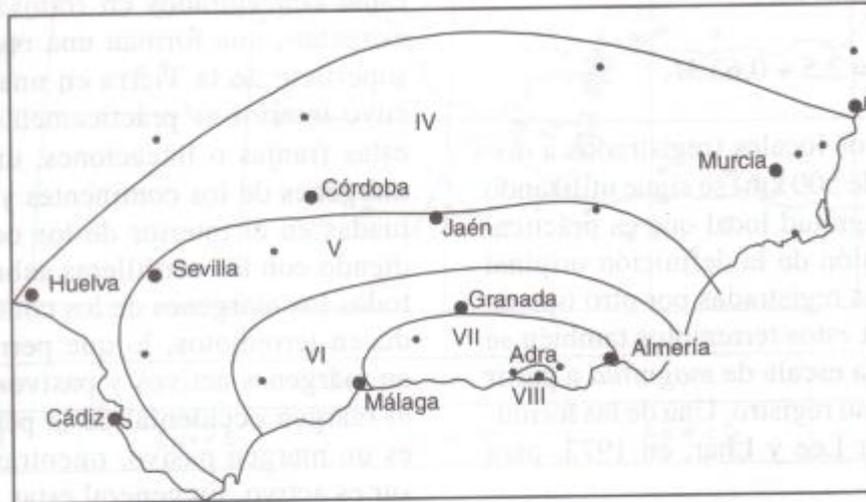


FIG. 14.1. Mapa de Isosistas del terremoto de Adra de 16-6-1910.

La escala de intensidad sísmica es una medida indirecta que no nos da una idea muy precisa de la energía liberada en el terremoto. Por ejemplo, un terremoto muy superficial puede tener una intensidad muy alta en una zona limitada y sin embargo liberar relativamente poca energía. Por estas razones, para medir la energía liberada por un terremoto se realizan otras medidas, ideadas inicialmente por Richter en 1932, estableciendo una escala de magnitud. El concepto de magnitud de un terremoto se fundamenta en que la amplitud de las ondas sísmicas registradas en los sismógrafos es una medida de la energía liberada en el hipocentro o foco.

La escala de Richter es una escala logarítmica que va desde menos cero a más de 9 grados.

El día 26 de diciembre de 2004 hubo un terremoto en el sureste de Asia de magnitud 8,9, que fue acompañado por un tsunami devastador que provocó según algunas datos periodísticos más de 100.000 víctimas entre muertos y desaparecidos.

Al ser una escala de Richter una escala logarítmica, una magnitud determinada es 10 veces mayor que la anterior (Ej. la magnitud de orden 3 es 10 veces mayor que la de orden 2).

Efectos que tienen los grados de intensidad M.S.K.

- A). Fenómenos sentidos por las personas y percibidos en un medio ambiente.
- B). Los daños producidos en las construcciones según sus diversos tipos.
- C). Los cambios advertidos en la Naturaleza.

Hay 12 grados de intensidad que van desde el grado I (la sacudida no es percibida por los sentidos humanos, siendo detectada y registrada solamente por los sismógrafos), hasta el grado XII (prácticamente se destruyen o quedan dañadas todas las estructuras, incluso las subterráneas. La topografía cambia. Hay grandes grietas en el terreno, con importantes desplazamientos horizontales y verticales. Caída de rocas y hundimientos en los escarpes de los valles,

producidas en vastas extensiones. Se cierran valles y se transforman en lagos. Aparecen cascadas y se desvían los ríos.

Es un hecho conocido desde la antigüedad que unas regiones de la Tierra son más propensas que otras a sufrir terremotos

Si se representa en un mapa a escala mundial los epicentros de los terremotos de un determinado periodo de tiempo y los volcanes activos en la actualidad, observaremos que la mayoría se encuentran en los límites de las placas litosféricas.

En los **límites constructivos** la sismicidad es somera. Los focos sísmicos se presentan a una profundidad máxima de 70 Km. Son sismos distensivos, lo que implica que la zona está sometida a estiramiento y que los escarpes corresponden realmente a fallas.

En las **zonas de subducción**, donde se destruye litosfera oceánica, Ej., bordes del Pacífico y algunas zonas del Índico y del Caribe tenemos que:

- Los terremotos someros son distensivos (como en las dorsales).
- Los terremotos profundos a veces son compresivos y a veces distensivos (es decir, en estos casos los esfuerzos producidos son similares a los que tendría lugar si la roca se comprimiese y por último se fracturase. Los focos sísmicos se encuentran en planos inclinados (si los uniéramos entre sí) bajo el continente (zonas de subducción o zonas de Benioff). Los terremotos distensivos se deberían a la flexión de la Corteza al empezar esta a subducir.
- Los terremotos compresivos más profundos revelan los esfuerzos producidos en la penetración de la litosfera oceánica en el Manto.

En los **límites pasivos** las placas se desplazan lateral y horizontalmente a lo largo de fallas verticales. Ej. Falla de S. Andrés (California), que une una dorsal y una zona de subducción; otro ejemplo es la zona de fractura del Mar Muerto (una placa divergente en el Mar Rojo con un límite convergente en Turquía). Como consecuencia de los movimientos se generan terremotos superficiales.

Hay **otras zonas**, como la parte oriental de África, y la zona del Mar Rojo en donde hay gran cantidad de terremotos. Esto (junto con otros muchos datos de estudio) nos haría pensar que estas zonas serían límites divergentes de placas, en donde un continente empezaría a romperse.

Destrucción causada por los terremotos.

Muchos factores determinan el grado de destrucción que acompañará a un terremoto, entre los que destacamos la magnitud del terremoto y la proximidad a un área poblada.

Durante un terremoto, la región comprendida en un radio de 20 a 50 kilómetros con respecto al epicentro experimentará aproximadamente el mismo grado de sacudida, pero, más allá de este límite, la vibración se debilita rápidamente.

Las destrucciones debidas a los terremotos pueden ser:

A) Destrucción causada por las vibraciones sísmicas.

A medida que la energía liberada por un terremoto viaja por la superficie terrestre, hace que el suelo vibre de una manera compleja, moviéndose hacia arriba y hacia abajo, así como de un lado a otro. La magnitud del daño atribuible a las vibraciones depende de varios factores, entre ellos:

- La intensidad.

- La duración de las vibraciones.
- La naturaleza del material sobre el que descansan las estructuras.
- El diseño de la estructura.

B) Amplificación de las ondas sísmicas.

Aunque la región situada entre los 20 y 50 kilómetros del epicentro experimentará más o menos la misma intensidad de sacudida del terreno, la destrucción varía considerablemente dentro de esta área. Esta diferencia es atribuible sobre todo a la naturaleza del suelo sobre el que están construidas las estructuras. Los sedimentos blandos, por ejemplo, amplificarán las vibraciones en general que el sustrato de roca sólida.

C) Licuefacción.

En áreas donde los sedimentos están saturados de agua, las vibraciones de los terremotos pueden generar un fenómeno conocido como **licuefacción**. Bajo esas condiciones, lo que había sido un suelo estable se convierte en un fluido móvil que no es capaz de soportar edificios ni otras estructuras. Como consecuencia, los objetos situados bajo tierra, como conducciones de alcantarillado y otras, pueden flotar literalmente hacia la superficie. Los edificios y otras estructuras superficiales pueden hundirse.

D) Seiches.

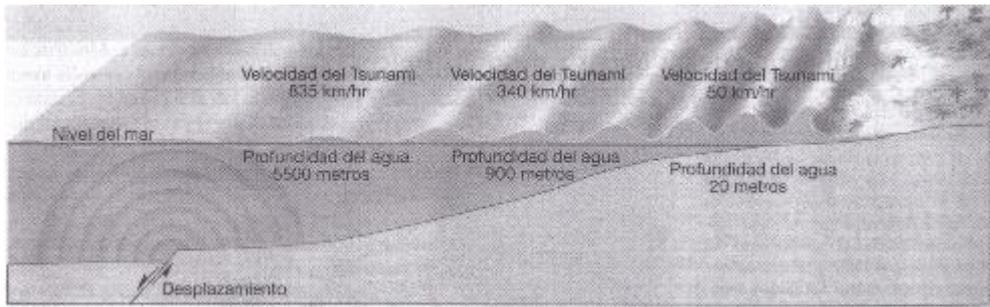
Los efectos de los grandes terremotos pueden sentirse a miles de kilómetros de su origen. El movimiento del terreno puede originar **seiches**: Capoteo rítmico del agua en lagos, embalses y cuencas cerradas (Ej., la del golfo de México).

Los seiches pueden ser particularmente peligrosos cuando ocurren en presas de tierra. Se sabe que estas olas chapotean sobre los muros del embalse y debilitan las estructuras, poniendo así en peligro la vida de quienes viven corriente abajo.

E) Tsunamis.

Los tsunamis son consecuencia casi siempre del desplazamiento vertical del suelo oceánico durante un terremoto. Una vez creado, un tsunami recuerda las ondulaciones formadas cuando se lanza una piedra a un estanque. Al contrario que éstas, el tsunami avanza a través del océano a velocidades asombrosas de 500 a 950 kilómetros por hora. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas grandes puede oscilar entre 100 y 700 kilómetros. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas se ralentizan y el agua empieza a apilarse hasta alturas que a veces superan los 30 metros.

A medida que la cresta de un tsunami se acerca a la costa, surge como una elevación rápida del nivel del mar con una superficie con una superficie turbulenta y caótica.



F) Deslizamientos y subsidencia del terreno.

Como consecuencia de la licuefacción, se pueden originar deslizamientos del terreno y hundimientos (subsidencias)

G) Incendios.

El terremoto de San Francisco (1906) nos recuerda la enorme amenaza que representa el fuego. La parte central de la ciudad tenía fundamentalmente

grandes estructuras antiguas de madera y edificios de ladrillo. Aunque muchos de los edificios de ladrillo no reforzado sufrieron un grave daño por las vibraciones, la destrucción mayor fue causada por los incendios, que empezaron cuando se destruyeron las líneas eléctricas y las tuberías de gas. Los incendios estuvieron fuera de control durante tres días y devastaron más de 500 bloques de la ciudad. El problema se agrandó porque la sacudida inicial del terreno rompió las tuberías del agua de la ciudad en centenares de trozos.

Por fin se consiguió contener el fuego dinamitando los edificios situados a lo largo de un ancho bulevar para formar un cortafuegos, la misma estrategia que se utiliza para luchar contra los incendios forestales.

Planificación sísmica.

La planificación sísmica se manifiesta fundamentalmente en una serie de medidas de prevención, tales como:

- Un impulso a la investigación en los campos de la sismología e ingeniería sísmica.
- Una política educativa para la protección ante un terremoto.
- Aplicación de una normativa de construcción sismorresistente, adecuada al tipo de construcción (central nuclear, presa, casa etc.) y en función de la zona de peligrosidad sísmica mayor o menor en donde nos encontremos.

Ya en el caso de ocurrido el terremoto, habrá que tener en cuenta todas las normas generales de protección civil (evacuación et.) que vimos al hablar de la mitigación de daños por erupciones volcánicas, y que salvo las características específicas de cada catástrofe, son generales para todo tipo de emergencia

Áreas de riesgo en España y en Andalucía.

A pesar de que no se puede comparar con lo que pasa en las zonas más activas del planeta, como por ejemplo Japón, California o Irán, España se sitúa en una región mediterránea en la que existe un grado relativamente grande de actividad sísmica. El catálogo sísmico oficial del Instituto geográfico nacional incluye terremotos desde el año 300 antes de Cristo, y muestra que, como media, cada 100 o 150 años se da un terremoto destructivo.

El último gran terremoto habido en España se dio en la región de Granada el 25 de diciembre de 1884 (el denominado "terremoto de Andalucía" que produjo numerosas víctimas mortales y cuantiosos daños materiales en varias poblaciones de Málaga, y Granada (Arenas del Rey, pueblo de Granada, quedó destruido).

Ampliando a la península Ibérica, podemos citar el terremoto de Lisboa de 1755, que se sintió prácticamente en toda la península y que se puede considerar el terremoto de mayor magnitud conocido) y que produjo un tsunami que afectó, además de a Lisboa, a las costas españolas del SW (Golfo de Cádiz).

La distribución de la sismicidad generada en España no es homogénea, de tal forma que se concentra en el sur y sureste (Andalucía y Murcia), en la región del Pirineo y en la zona de Cataluña.

Con cierta frecuencia es la parte sur de la Península Ibérica la que más se ve afectada por pequeños terremotos, que a veces suelen repetirse en grupos. Ej., los sucedidos en Mayo y Junio de 1979 en la región de Granada, que causaron alarma entre la población por el número de sismos que se sucedieron en poco tiempo, aunque de poca intensidad. Más de tarde en tarde hay algún terremoto mayor, y cada siglo o siglo y medio hay un verdadero terremoto destructor. (Ej., el terremoto de Andalucía antes citado).



Si examinamos el mapa de los epicentros de Europa occidental, vemos cómo la Península Ibérica está situada en la línea de terremotos que partiendo de las islas Azores pasa por el estrecho de Gibraltar y sigue a lo largo del Norte de África hasta Sicilia y el sur de Italia. A lo largo de esta línea se producen grandes terremotos con bastante frecuencia, cuyo origen se explica por el hecho de que la línea señala el límite entre la placa Euroasiática y la Africana. El movimiento relativo de estos dos grandes bloques produce terremotos a lo largo de todo este borde. En la actualidad, el movimiento entre estas dos placas es un deslizamiento hacia el Este de Eurasia con respecto a África entre las Azores y Gibraltar, y de una compresión o choque de las dos placas, tendiendo África a ir por debajo de Eurasia desde Gibraltar a Sicilia.

Eurasia y África se están aproximando una a la otra desde la Era terciaria (hace unos 65 millones de años que empezó), produciendo el choque entre sus masas continentales. En este choque de continentes se formaron las cordilleras de los Pirineos y la Béticas (que son los mayores relieves de nuestra península) dejando un área menos deformada (áreas que rodean la Macizo Ibérico o Hespérico) y lo que podemos llamarla meseta (Macizo Ibérico). La velocidad actual de este movimiento de aproximación es de unos 2 centímetros por año y esto da lugar a un esfuerzo de compresión. Ante esta compresión se están moviendo actualmente una serie de fallas. Estas fallas activas se concentran en aquellas áreas geológicas donde la deformación en la Era Terciaria fue mayor y donde la distancia al límite con la placa Africana es menor, y esto explica que el riesgo de terremotos sea mayor en las zonas donde se sitúan las dos grandes cordilleras alpinas.

Sin embargo, se dan también terremotos en áreas estables, como en la región de Galicia o en el Sistema Ibérico. En realidad, la mayor diferencia entre las fallas de estas zonas más "estables" y las de las zonas más sísmicas es la velocidad de deformación. En las zonas más estables la velocidad de deformación es

pequeñísima (de unos 0'5 o 0'05 milímetros por año), por lo que para que se produzca una deformación suficiente en la que exista una liberación brusca de energía cuando se sobrepasa el límite elástico de la roca (es decir, un terremoto), con cierta intensidad, hace falta por Ej., 1.000 o 10.000 años. Por tanto, hay que tener en cuenta el concepto de tiempo geológico, y lo que es estable a escala de una vida humana, no lo es tanto si consideramos el Tiempo Geológico (a escala de miles o millones de años).



Con todos los datos acerca de las zonas de mayor o menor probabilidad de que ocurran terremotos, se realizan mapas como el que vemos en la figura. Estos mapas son marcos o líneas para actuar, y la principal actuación es aumentar la seguridad de las construcciones en zonas sísmicas, con la aplicación de las normas sismorresistentes.

Normas antisísmicas.

Una gran parte de las víctimas de los terremotos se debe al desplomarse los edificios.

La resistencia de un edificio depende de los materiales de construcción, el diseño de la estructura y la cimentación. Se han registrado numerosos ejemplos en los que las sacudidas de la misma intensidad han causado daños muy distintos debido al tipo de construcción y a los materiales empleados.

A raíz del terremoto de Andalucía (25/12/1884), se realizó un informe publicado en la Gaceta Oficial (30/3/1886), dando recomendaciones basadas en el estudio directo de las destrucciones, con los datos técnicos y científicos de su momento.

Las Normas Sismorresistentes de obligado cumplimiento para ciudades, estados o naciones no aparecen en el mundo occidental hasta finales de los años 1950, y su perfeccionamiento a través de las revisiones continuará en la actualidad. Estas normas para evitar los daños sísmicos en los edificios regulan la resistencia para diversos tipos de esfuerzos, distinguiendo entre cargas estáticas y dinámicas.

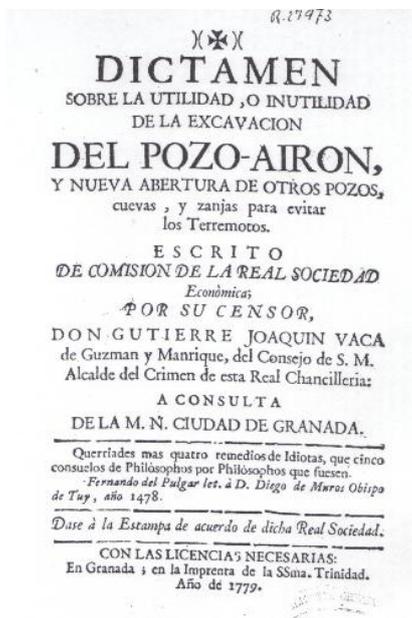
Las cargas estáticas incluyen el peso del edificio.

Las cargas dinámicas incluyen los efectos del tráfico, el viento, los temblores de tierra y otras fuerzas rápidamente variables que puedan afectar a la estructura del edificio.

Las fuerzas dinámicas pueden afectar a las estructuras haciendo que vibren superando los límites de elasticidad y dejándolas en un estado que no les permite resistir esfuerzos posteriores de mucha menor importancia.

Se consideran especialmente afectados por estas normas sismorresistentes los siguientes tipos de construcciones:

- Hospitales e instalaciones sanitarias.
- Edificios e instalaciones de comunicaciones
- Edificios para la coordinación y organización en caso de desastre.
- Edificios para personal y equipos de ayuda: bomberos, policía, ejército, ambulancias, maquinaria.
- Construcciones para instalaciones básicas para la población: depósitos de agua, estaciones de bombeo, centrales eléctricas etc...



(En la Edad Media y épocas posteriores se creía que los terremotos eran debidos a fuertes corrientes de aire dentro de la tierra; de ahí los escritos acerca de un pozo que se hizo en la calle Elvira de Granada; se pensaba que por este pozo que denominaban “pozo-airon”) saldrían las corrientes de aire del interior y de esta manera no se acumularían originando fuertes movimientos)

Un terremoto de 3.9 grados sacude la Vega de Granada y asusta a la población, sobre todo en pisos altos



(Terremoto del viernes 17 de mayo de 1995)

Predicción de los terremotos

En la actualidad, no existe un método fiable para predecir los terremotos a corto plazo (cuestión de horas o de días).

Japón, Estados Unidos, China y Rusia (países donde los riesgos de terremotos son elevados) están realizando esfuerzos sustanciales para conseguir este objetivo.

Las investigaciones se han centrado en el control de posibles precursores (fenómenos que preceden a los terremotos, y que por tanto proporcionan una advertencia de su inminencia).

En California, por ejemplo, los sismólogos están midiendo el levantamiento, la subsidencia y la deformación de las rocas próximas a las fallas activas.

Algunos científicos japoneses estudian el comportamiento anómalo de los animales que puede preceder a un terremoto.

Otros investigadores están controlando los cambios de nivel de agua subterránea y hay otros incluso que están estudiando los cambios de conductividad eléctrica de las rocas para predecir terremotos.

A largo plazo, se han proporcionado cálculos estadísticos porque se parte de de la premisa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos, como el clima. En otras palabras, en cuanto ha pasado un terremoto, los movimientos continuos de las placas litosféricas empiezan a acumular tensión de nuevo en las rocas, hasta que éstas vuelven a ceder. Esto ha llevado a los sismólogos a estudiar los registros históricos de los terremotos en busca de patrones, de manera que pueda

establecerse su probabilidad de que vuelvan a ocurrir. Se denomina **período de retorno** al tiempo medio entre sucesos sísmicos de iguales características.

Cuando los investigadores estudiaron los registros históricos, descubrieron que en algunas zonas no se había producido un terremoto grande en más de un siglo.

Estas zonas tranquilas, denominadas **vacíos sísmicos**, se identificaron como lugares probables para terremotos importantes en las siguientes décadas. En los 25 años transcurridos desde que se llevaron a cabo los estudios originales, alguno de estos huecos ha experimentado terremotos. En este grupo se encuentra la zona que produjo el terremoto que devastó en septiembre de 1985 partes de la ciudad de México.

Se ha puesto en práctica otro método de pronóstico a largo plazo, conocido como paleosismología, y que consiste en el estudio de depósitos estratificados que fueron modificados por sismos históricos. Esto se ha estudiado por ejemplo en un segmento de la falla de San Andrés, al noroeste de Los Ángeles; en este lugar el cauce de un río se ha alterado repetidamente como consecuencia de terremotos a lo largo de la zona de falla.



Actuaciones a seguir en caso de un terremoto.

- Conservar la calma. No correr ni dejarse llevar por el pánico.
- No cambiar de sitio. Ya se esté en la casa o al aire libre, quedarse allí mismo. La mayor parte de los daños que se sufre durante un terremoto suceden al entrar o salir de un edificio.
- Si el terremoto nos sorprende dentro de una casa, ampararse bajo una mesa o banco, o bien junto a muros o puertas interiores, manteniéndose lejos de cristales, ventanas balcones y toda puerta que de al exterior.
- No utilizar velas, fósforos ni llamas de ningún tipo durante el terremoto o poco después. Apagar todos los fuegos.
- Si nos encontramos fuera de un edificio, alejarse de los edificios y de todo género de cables. Una vez en descampado, permanecer allí hasta que las sacudidas cesen.
- No correr dentro de las casas ni junto a ellas. El peligro de verse alcanzado por escombros es máximo en los porches y cerca de los muros.
- Si se conduce en automóvil en el momento de producirse el terremoto, debemos parar el motor lo antes posible, pero permanecer dentro del coche. Al volverse a poner en marcha, estar atento a los nuevos peligros: objetos de la carretera, desprendimientos de rocas, cables eléctricos caídos, vías férreas arrancadas o rotas etc.

Terremotos en Granada.

El terremoto más importante recordado en granada es, probablemente, el que afectó a la comarca de Alhama en 1884.

El movimiento de tierra duró aproximadamente, unos 20 segundos, y se produjo el 25 de diciembre de 1884, a las 9 y 10 minutos de la noche. En Granada capital no se produjeron daños personales, pero sí en los pueblos de la provincia como Alhama, en donde murieron 463 personas. En Arenas del Rey murieron 118 y en Albuñuelas 102. El rey Alfonso XII acudió a Granada a consolar y dar moral a los habitantes de los pueblos afectados. Visitó personalmente los pueblos que pudo desplazándose en carruaje o a pié, a pesar de su mal estado de salud (vino acompañado de su médico), y de las malas condiciones climatológicas, ya que el 26 de diciembre cayó una nevada que vino seguida de fuertes vientos y lluvias.

En 1956, el periódico Ideal anunciaba el viernes 20 de abril lo siguiente. “un fuerte terremoto produce en Granada un muerto, 5 heridos, 2 casas hundidas y desperfectos en varias edificaciones. En Albolote y Atarfe hubo 4 muertos y 50 heridos y se destruyeron más de 100 casas .En Albolote hubo después otros 4 movimientos: este fue el pueblo más afectado, ya que registró el epicentro. El parte del observatorio de Cartuja dice así: el terremoto del jueves 19 de Abril se produjo a las 7 horas 39 minutos de la tarde, y alcanzó el grado 6. La sacudida fue muy superficial, y a consecuencia de ésta, se averiaron los 4 sismógrafos del observatorio”.

En Granada, y en 1979 se produjeron 7 seísmos en la madrugada del día 30, a las 2 horas, 55 minutos, 22 segundos, se apreció un terremoto de 4´3 grados de magnitud en los observatorios de cartuja y la Alfaguara, con localización próxima a Alhendín con una intensidad de 6 en la escala de Mercalli. En Granada la intensidad fue de 5 en la escala de Mercalli. Se apreciaron después

otras 6 réplicas en horas comprendidas entre las 6 y 8 de la mañana. El quinto terremoto tuvo una intensidad 3 en la escala anteriormente citada.

Grandes terremotos europeos.

Lisboa (Portugal) 1/12/1755. Tuvo lugar uno de los terremotos de mayor resonancia mundial. El terremoto se sintió en toda España (según referencias, se produjeron grietas en las catedrales de Ávila y de Palma de Mallorca; también en Inglaterra, Suiza y Escandinavia, donde entraron en resonancia algunas lagunas que llegaron a desbordarse, y en ciudades europeas como Amsterdam, Róterdam y Hamburgo (es decir, que se sintió a 3.000 Km. de distancia).

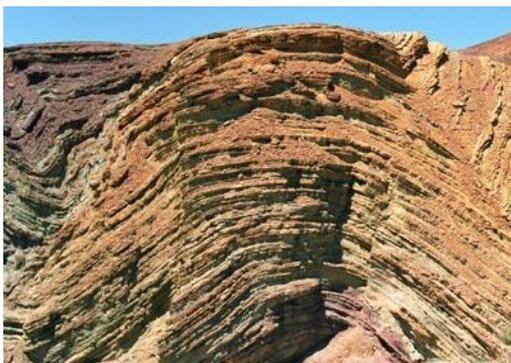
Muy importante fue el tsunami originado, al parecer, durante la primera sacudida, que alcanzó Lisboa inmediatamente después de la 2ª sacudida, precedida de una retirada del mar. En esta ciudad alcanzó una altura de 5 a 15 metros, y los diques y zonas portuarias, donde se había refugiado mucha gente que fueron arrastrados y desaparecieron. Sus efectos fueron observados en las costas inglesas e irlandesas, e incluso en las Indias orientales, con un período de unos 15 minutos.

En Lisboa quedaron destruidas unas 15.000 casas; el número de muertos y desaparecidos fue de 60.000.

LA DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS

Tipos de deformación

Las rocas, al igual que cualquier otro material, se deforman ante la acción de esfuerzos externos. Nosotros no captamos esa deformación, pero sí podemos saber cuándo una roca está deformada. Estudiando la deformación podemos saber cómo han sido los esfuerzos que la produjeron y, por tanto, reconstruir la actividad tectónica pasada en una región.

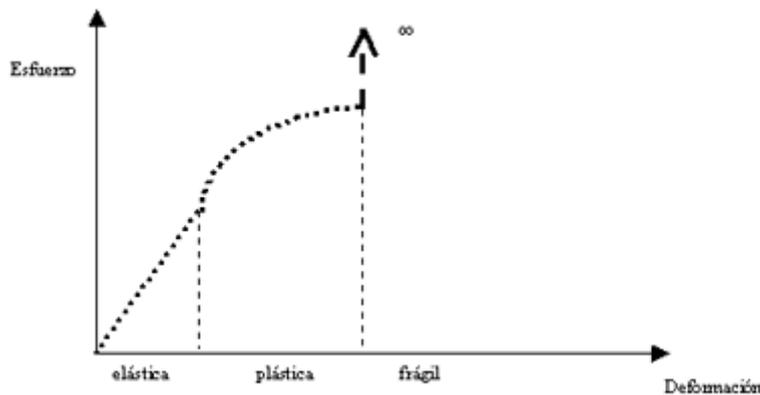


Cualquier material se puede deformar de tres maneras:

Deformación elástica: el material se deforma, pero cuando cesa el esfuerzo, la deformación desaparece (por ejemplo una goma elástica). Es, por tanto, una deformación reversible.

Deformación plástica: la deformación se mantiene aunque el esfuerzo desaparezca (como ocurre con la plastilina). La deformación es irreversible.

Deformación frágil: el material se fractura como respuesta al esfuerzo (sería el caso de un vidrio roto). Al igual que la anterior, también es irreversible..



Cuando estas deformaciones se producen en los materiales terrestres dan lugar a estructuras geológicas reconocibles, como son:

Plegues, cuando la deformación sufrida por las rocas es de tipo plástica. Los materiales se doblan dándonos idea de qué fuerzas los plegaron.

Fallas y diaclasas son deformaciones frágiles. Las rocas aparecen rotas y, generalmente, hay separación entre las partes fracturadas.

Deformación frágil: fallas

Son deformaciones frágiles. Los materiales se rompen y se produce un desplazamiento suficiente de los "fragmentos" rotos (sin desplazamiento no es posible visualizar las fallas). Generalmente las identificamos porque se ponen en contacto materiales de distintas edades.

Elementos geométricos de las fallas

Al igual que en los pliegues, definir una serie de elementos geométricos en las fallas nos servirá para clasificarlas y averiguar ciertos aspectos sobre su origen.

Bloques o labios: cada una de las partes divididas y separadas por la falla.

Labio hundido: el que queda en posición inferior con respecto al otro.

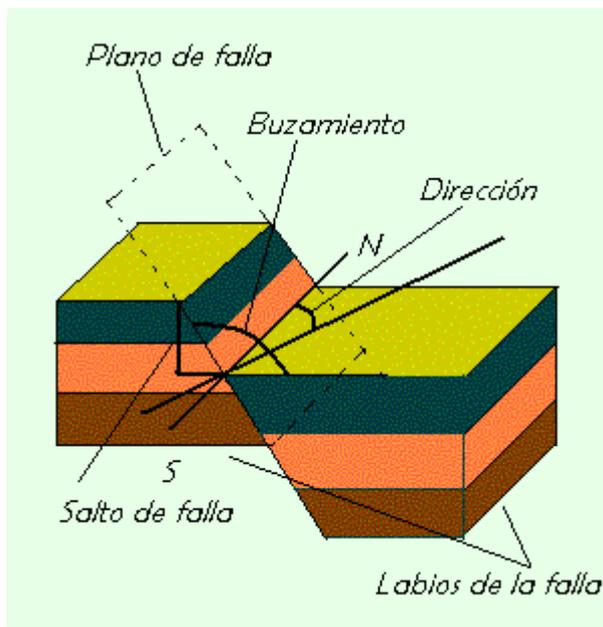
Labio levantado: se mantiene elevado con respecto al hundido.

Muchas veces no se puede saber si se ha hundido uno o se ha levantado el otro. Sólo podemos observar el movimiento relativo de uno con respecto al otro.

Plano de falla: el plano de rotura por el que se ha producido el desplazamiento. Sirve para orientar la falla.

Salto: es la magnitud del desplazamiento.

Salto lateral o en dirección: es el desplazamiento a lo largo del plano de falla medido en horizontal.



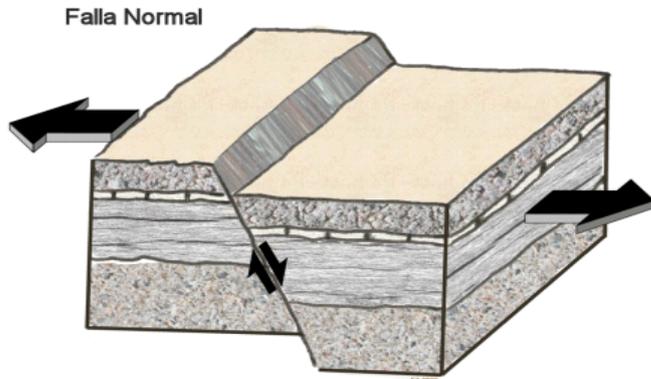
* **Salto horizontal:** es el alejamiento de un bloque con respecto a otro medido en la horizontal. Es perpendicular al salto lateral.

* **Salto vertical:** la distancia, en la vertical, que separa ambos labios. Es perpendicular a los dos anteriores.

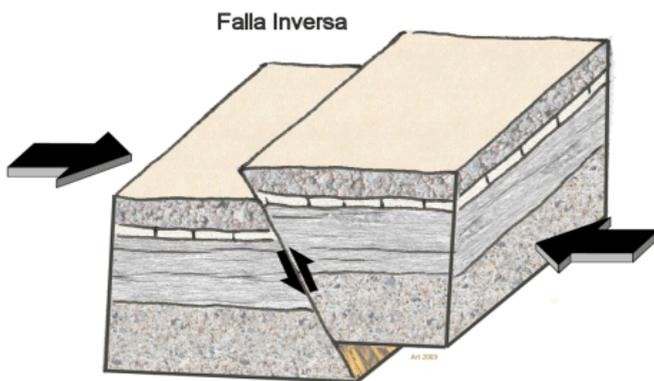
* **Salto neto:** es la resultante de los tres anteriores. Frecuentemente se puede observar sobre el plano de falla unas estrías, denominadas **estrías de falla**. Nos indican la dirección del **salto neto**.

Tipos de fallas

Falla normal o directa: el labio hundido se apoya sobre el plano de falla. Su origen es por fuerzas distensivas, dado que hay un aumento de superficie.



Falla inversa: el labio levantado se apoya sobre el plano de falla. Se originan por fuerzas compresivas. Hay disminución de superficie.



Falla vertical: sin salto horizontal. En realidad son muy raras.

Falla en cizalla, de desgarre o en dirección: no tiene salto vertical.



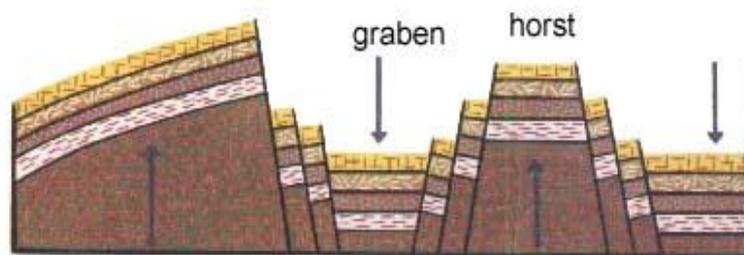
Falla rotacional o en tijera: el movimiento se produce por una rotación alrededor de un eje. El salto varía en magnitud a lo largo del plano de falla.

Asociaciones de fallas

Al igual que ocurre con los pliegues, las fallas no suelen darse de manera aislada, sino que aparecen asociadas, respondiendo a las características particulares de las fuerzas que las originaron.

Horst o macizo tectónico: asociación de fallas en la que la zona central aparece levantada con respecto a los laterales.

Graben o fosa tectónica: la zona central aparece hundida con respecto a los laterales.



La mitad occidental de la Península Ibérica, que se corresponde con los materiales más antiguos, tiene una estructura en Horsts y Grabens. De norte a sur:

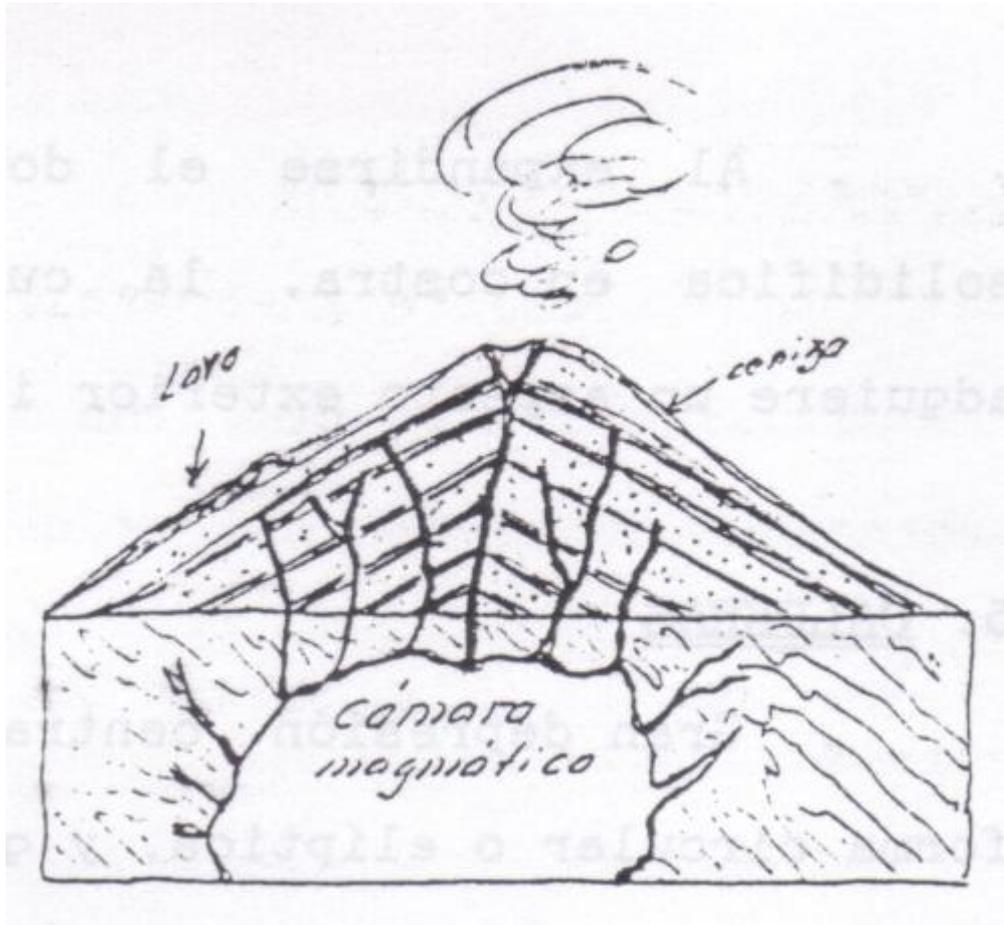
Graben-----Cuenca del Duero
Horst ----- Sistema Central
Graben ----- Depresión del Tajo
Horst ----- Montes de Toledo
Graben ----- Llanura Manchega

¡Ojo!. No todos los sistemas montañosos son asociaciones de fallas; también pueden ser por plegamientos (Sistema Ibérico); por estructuras mixtas (Sistema Bético y Pirineos); o parte de un tipo y parte de otro (Cordillera Cantábrica).

2.3. Vulcanismo. Magmas ácidos y básicos. Tipos de erupciones. Distribución de áreas volcánicas según la Tectónica de Placas. Riesgo volcánico y planificación. Áreas de riesgo volcánico en España.

Introducción.

El vulcanismo se produce cuando a partir de fracturas sale a la superficie terrestre magma procedente del interior. Se denomina **magma** a una masa silicatada y caliente con una importante fase líquida y que contiene además gases disueltos y cristales en suspensión, originada en el interior de la Tierra.



Se denomina **lava** a los productos fundidos arrojados durante el vulcanismo. Puede considerarse como el magma desgasificado en parte.

La lava puede salir al exterior de dos maneras:

- a).- A partir de una grieta o fisura de las rocas superficiales, fluyendo luego en una sucesión de capas de lava. Conocidas como **coladas de fisura**, que pueden recubrir extensiones considerables
- b).- A partir de una abertura denominada **chimenea volcánica** o desde chimeneas muy próximas unas a otras. A estas acumulaciones centralizadas se les designa con el nombre genérico de **volcanes o edificios volcánicos**

Productos volcánicos.

Los productos arrojados durante una erupción volcánica los clasificamos en tres grupos:

1. Gases.- Los principales gases volcánicos son:

- Vapor de agua: Es el gas que entra en mayor proporción (90% de todos los gases, en volumen).
- CO₂
- Azufre; nitrógeno; Cloruros; fluoruros, además de pequeñas cantidades de amoníaco y metano, entre otras sustancias.

2. Lavas.- Se extienden formando coladas, cuya extensión, velocidad y fluidez depende de la composición y contenido en gases.

Las lavas básicas, que comúnmente suelen tener una composición de magma basáltico, tienen temperaturas altas (del orden de 1.100 a 1.200 ° C) y baja viscosidad al emerger a la superficie. La lava de este tipo se mueve rápidamente y recorre grandes distancias por laderas de pendiente relativamente suave.

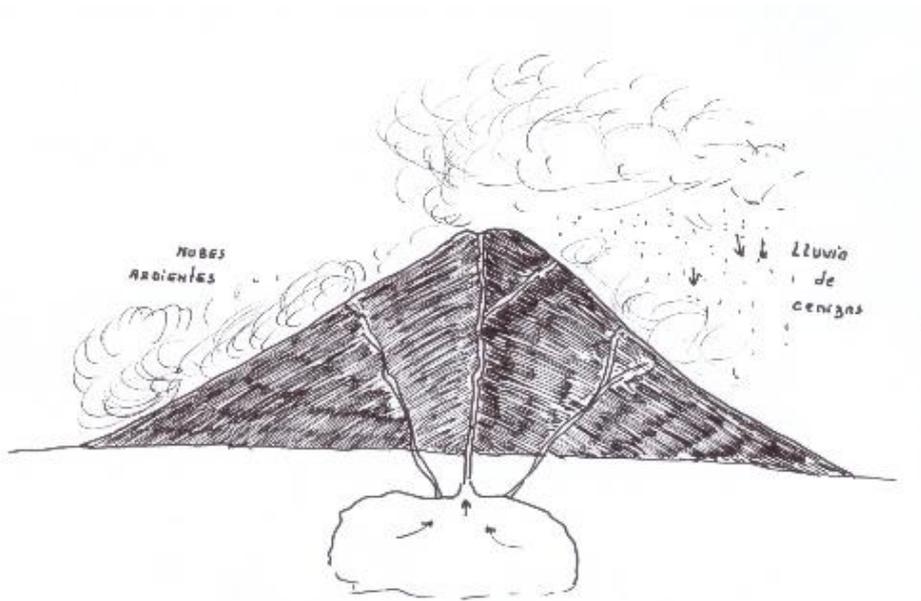
Las lavas ácidas tienen temperaturas comprendidas entre unos 800° C y 1.100°C. La viscosidad de la lava ácida suele ser muy alta, de modo que esta lava fluye más lentamente y se solidifica más cerca del lugar de donde emerge que la de tipo básico.

3. Productos sólidos. Materiales lanzados al aire, procedentes de lavas ya medio solidificadas antes de salir, o de fragmentos de roca arrancados de los conductos volcánicos, o de restos de erupciones anteriores. Se denominan, de forma general, **piroclastos**.

Según el tamaño de grano, reciben los nombres de:

- Bomba volcánica: Piroclasto de diámetro medio mayor de 64 mm. (6,4 cm). La forma suele ser elipsoidal o discoidal, indicando que cuando se originó estaba parcialmente fundido.
- Bloque: piroclasto de igual tamaño que las bombas, pero de forma más irregular y angulosa.
- Lapilli. piroclasto de tamaño comprendido entre 2 y 64 mm.
- Ceniza o polvo volcánico. Piroclasto de tamaño medio menor de 1/16 mm.
- Depósitos piroclásticos. Un depósito piroclástico es un agregado de piroclastos, que cuando son depósitos no consolidados se les denomina tefras, y cuando son consolidados se les denomina rocas piroclásticas.

Una forma especial de material volcánico es el transportado en nubes ardientes o coladas de cenizas, consistentes en una mezcla muy caliente de gases y lava espumosa. Conforme va resbalando en forma de de lengua densa parecida a una nube por las laderas de un volcán, el alud ardiente va dejando una capa de roca de textura fina .Estas rocas reciben el nombre de ignimbritas o tobas consolidadas.



Factores que determinan el tipo de volcanismo.

Los volcanes pueden adoptar formas muy diversas en función sobre todo de la viscosidad del magma:

- Cuando esta es baja, el magma fluye de la cámara magmática a través de la **Chimenea**, sale a la superficie por el **cráter** y se extiende formando **coladas de lava** (magma desgasificado), mientras que los volátiles (gases y vapor de agua se liberan).
- Cuando el magma es viscoso las burbujas de volátiles lo fragmentan al escapar. Estos fragmentos (piroclastos) son lanzados al aire por los volátiles formando chorros que el viento dispersa.
- Por último, cuando la viscosidad es máxima (lo que sucede en los magmas ácidos, que son los que tiene un gran porcentaje de SiO₂) los volátiles apenas pueden escapar del magma. Son tan abundantes que transportan en suspensión, a favor de las pendientes, los fragmentos de magma semisólido, como en un colchón de aire (nube ardiente o colada piroclástica).

Aunque las formas de las cámaras magmáticas sean complicadas, sus elementos mínimos son:

- Un conducto inferior por el cual el magma llega hasta la anomalía térmica (que funde la roca).
- Un cuerpo central donde se almacena el magma.
- Una chimenea que liga la cámara con el edificio volcánico.

Cuando nuevas porciones de magma llegan a la cámara, esta se expande deformando la roca encajante, en general inyectando magma en fracturas previas o en las que resultan de la expansión. Si las fracturas llegan a la superficie, la cámara pierde presión súbitamente, con lo que los volátiles disueltos en el magma se liberan y son emitidos por el conducto, a veces a gran velocidad, arrastrando con ellos el magma y desencadenando una erupción.

Erupciones no explosivas y explosivas.

La lava y gases pueden salir con mucha fluidez del volcán, originando erupciones no explosivas, o por el contrario la erupción puede ser muy violenta, lanzándose al aire gran cantidad de piroclastos, y entonces hablamos de erupciones explosivas.

Como erupciones no explosivas tenemos las **erupciones efusivas**: en ellas la lava y los gases pueden salir con facilidad, sin explosiones apenas. Por ejemplo, es el caso del tipo de erupción hawaiana.

Como erupciones explosivas tenemos las **erupciones piroclásticas y las erupciones extrusivas o domáticas**.

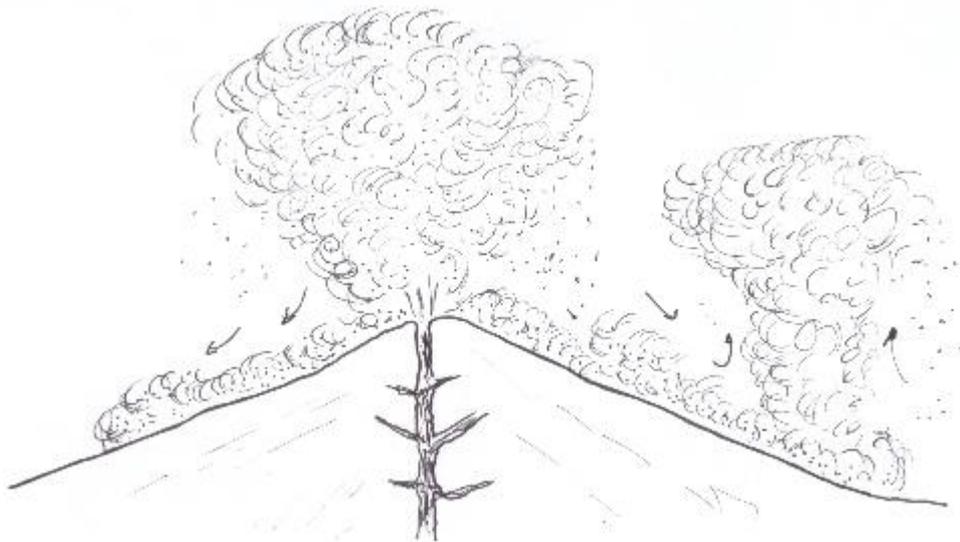
En el primer caso, las erupciones piroclásticas, la viscosidad de la lava dificulta la salida de los gases, y como consecuencia se producen explosiones frecuentes, con gran cantidad de piroclastos. Sería el caso de la erupción tipo vulcaniana.

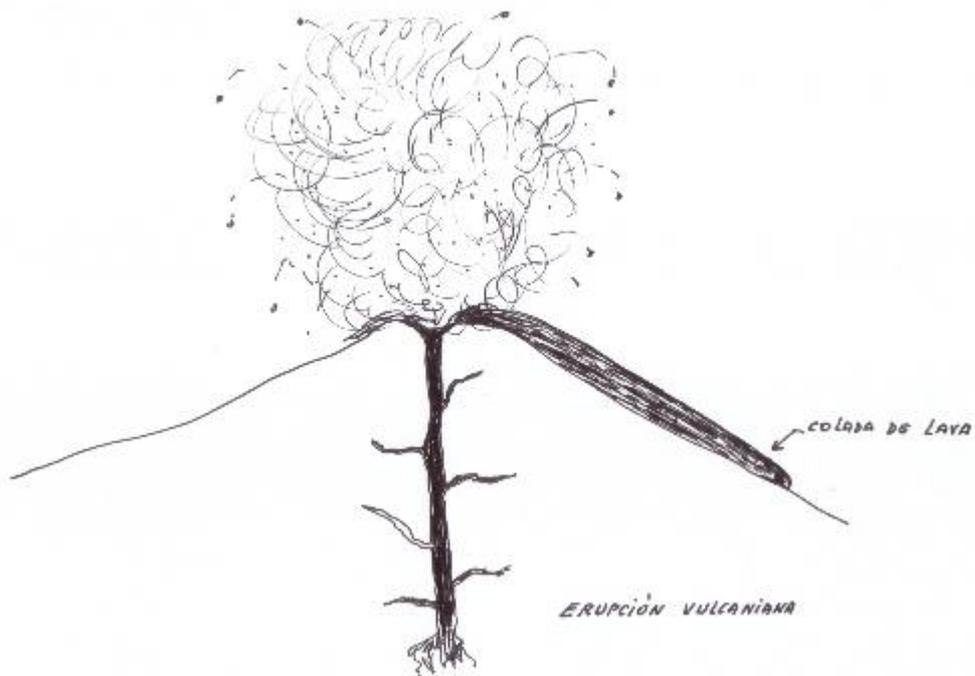
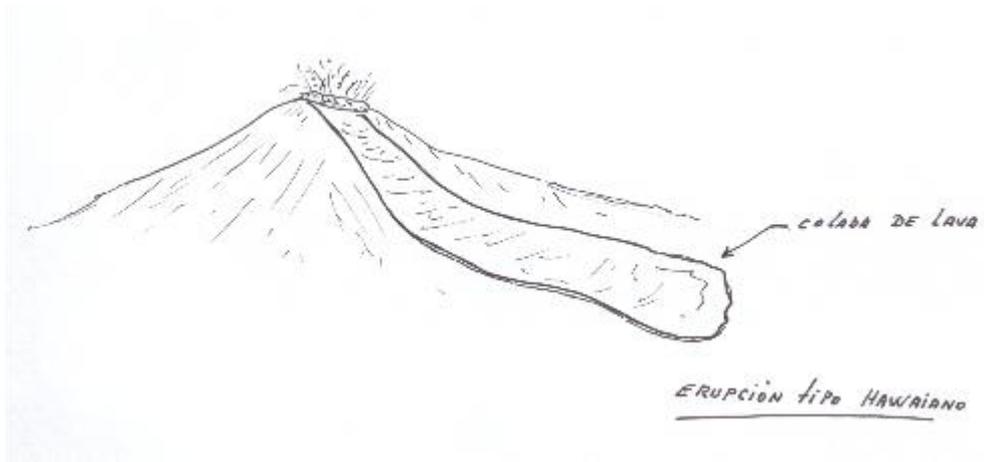
Es el caso de de la erupción del año 79 después de Cristo en el volcán Vesubio, que enterró a las ciudades de Pompeya y Herculano.

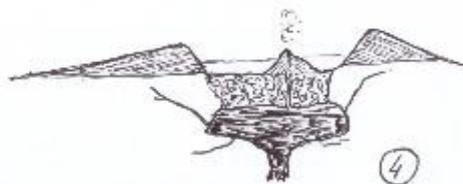
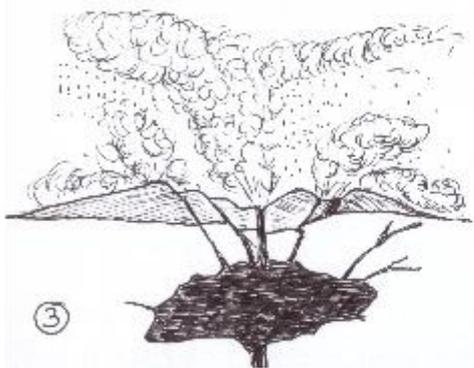
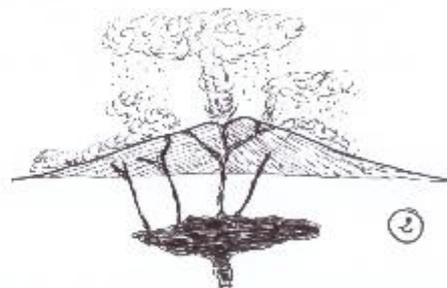
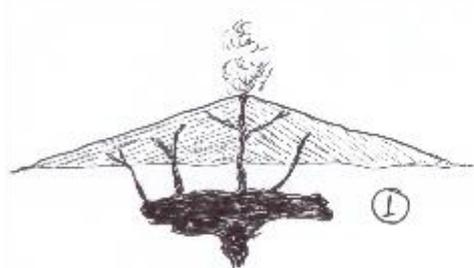
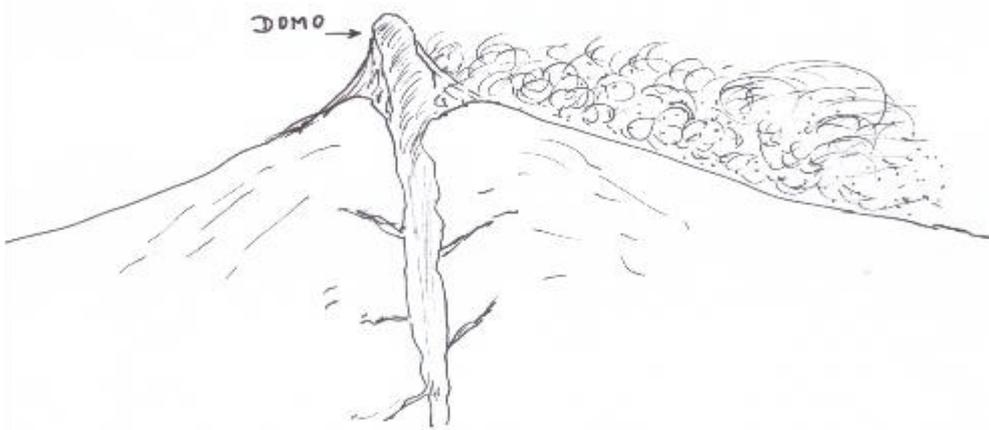
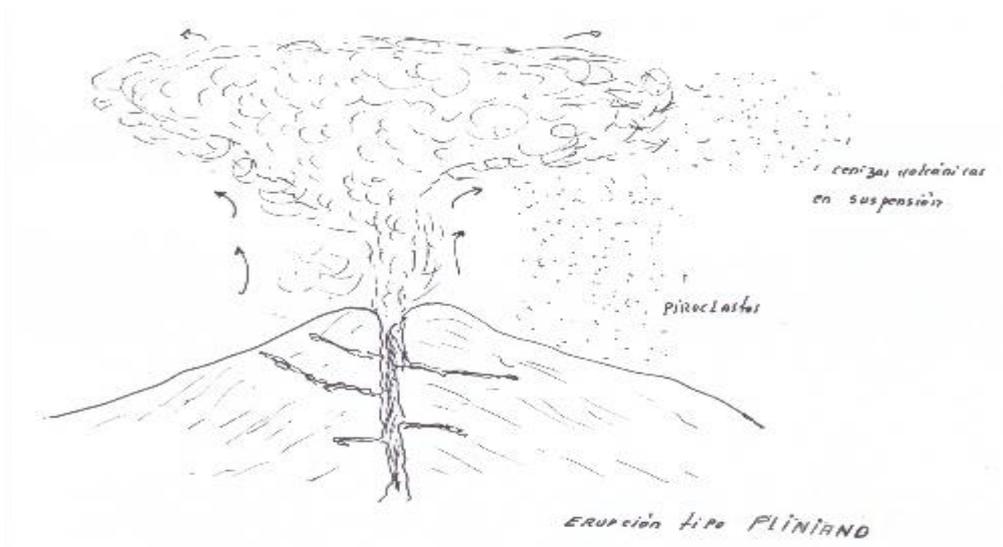
Las erupciones extrusivas o domáticas son aquellas en donde la viscosidad del magma es tan grande que se consolida en la propia chimenea volcánica. Esta lava tan viscosa se puede enfriar taponando el conducto de salida , con lo cual los gases tienen que buscar otra salida por distintas fisuras originando explosiones a su salida que arrastran cenizas volcánicas a nivel del suelo del suelo acompañados de una enorme cantidad de gases y originando lo que se conoce como “nubes ardientes”.

Cuando se erosiona parte del edificio volcánico, queda la chimenea volcánica que estaba taponada por la lava, originando un domo o resto de lo que fue la chimenea volcánica.

Erupciones domáticas o extrusivas se conocen por ejemplo en el monte Pelé, en las Antillas (en la isla de la Martinica) y en el monte Sta. Helena, en los Estados Unidos.







Distribución de las áreas volcánicas.

Si observamos en un mapa la distribución mundial de los principales volcanes activos y lo comparamos con un mapa de distribución de los principales focos sísmicos, llegamos a la conclusión que en un 95% de los casos coinciden las áreas de distribución de los volcanes activos y de los epicentros de los terremotos que se han registrado.

Los volcanes actualmente activos se localizan en el llamado “Cinturón de fuego del Pacífico” en Asia y Oceanía orientales y en América occidental. Este cinturón agrupa aproximadamente el 80% de los volcanes activos.

El resto de los volcanes activos se localizan en el Caribe, Mediterráneo, Asia Central y a lo largo de las dorsales oceánicas y sus fallas transformantes (caso de las islas Canarias).

La causa de esta coincidencia hay buscarla en la Teoría de la Tectónica de Placas, pues las zonas volcánicas y sísmicas coinciden principalmente en los bordes o límites entre placas.

De acuerdo con esto, las zonas volcánicas se localizan principalmente en dos límites de placas:

1.-Límites constructivos o divergentes.

- Se crea litosfera oceánica por salida de lava procedente de la astenosfera.
- Las placas se alejan, y el límite se establece en una dorsal oceánica. La lava al salir empuja lateralmente y existe actividad volcánica y sísmica.
- Los productos volcánicos son siempre basaltos. Su composición química y mineralógica indica que provienen de fusión parcial pequeñas profundidades de un porcentaje alto (sobre un 25%) de material del manto.

2.-Límites destructivos o convergentes.

- Se establecen en las zonas de subducción, donde se destruye litosfera oceánica al mismo tiempo que se crea en las dorsales.
- Las placas se acercan, distinguiéndose 3 fases de aproximación.
- En cuanto al **vulcanismo**, el 80% de los volcanes de la Tierra se encuentran cerca de los límites de subducción o fosas de arco-isla.

Otras zonas: Hay casos de volcanes que se atribuyen a un comienzo de divergencia o rotura dentro de una placa existente, agrietando y separando gradualmente la placa. Ej., algunos volcanes asociados con dicho agrietamiento se encuentran en ciudades importantes como son Albuquerque, Nuevo Méjico (aunque ahora se piensan que están apagados).

Finalmente, hay unas pocas áreas dentro de placas (zonas de intraplaca, tanto en zonas oceánicas como continentales, en donde hay vulcanismo que se puede interpretar debido a la existencia de puntos calientes (áreas debajo de la corteza que tienen suficiente calor como para producir vulcanismo superficial a través de la placa). Las islas Hawaianas (cerca del centro de la placa Pacífica), y el Parque Yellowstone (dentro de la placa de América del Norte), son ejemplos de vulcanismo asociado con puntos calientes.

Vulcanismo reciente en las islas Canarias y en áreas volcánicas de la Península Ibérica.

Islas Canarias. Las islas Canarias constituyen, por la cantidad de productos volcánicos emitidos durante su formación y por la duración de su actividad volcánica, uno de los archipiélagos volcánicos más importantes entre los localizados en el Océano Atlántico.

Está formado por siete islas mayores, que por su situación geográfica y por tener características geológicas comunes suelen agruparse en:

- Orientales (Lanzarote y Fuerteventura)
- Centrales (Gran Canaria, Tenerife y la Gomera)
- Occidentales (La Palma y Hierro)

Las islas surgen sobre una corteza de carácter oceánico, aunque se admite la posibilidad de que bajo las islas orientales pueda tener carácter transicional.

Cada isla ha tenido una historia geológica diferente e independiente, iniciando su actividad en diferentes momentos y con diferente duración y evolución de cada una de ellas.

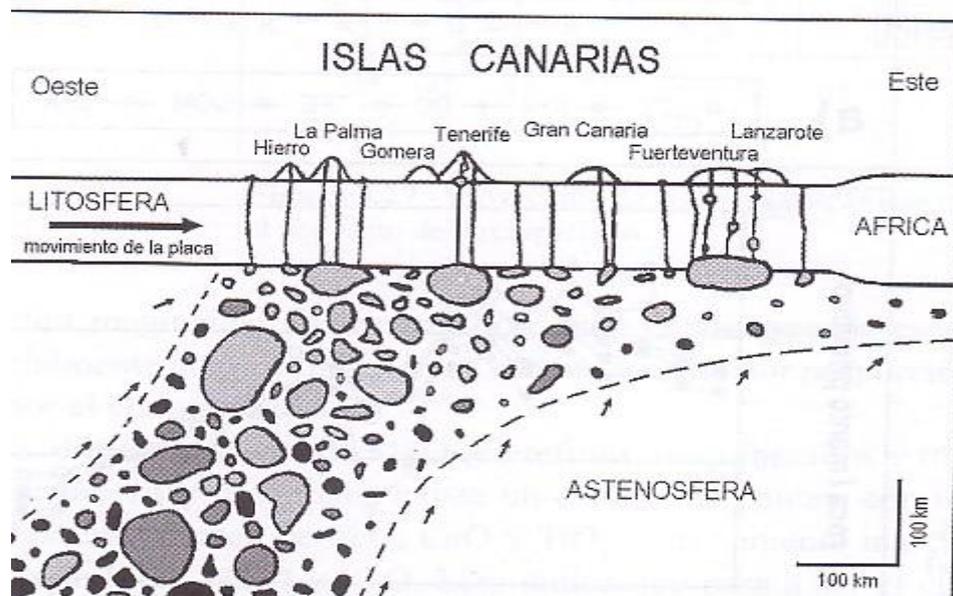
Una de las características que diferencian las islas Canarias de otras islas volcánicas oceánicas es la duración tan prolongada de su actividad, que excepto en las más jóvenes (La Palma y Hierro) ha superado los 10 o los 20 millones de años.

Algunas islas están caracterizadas por la existencia de distintos períodos de actividad volcánica constructora, alternados por otros de reposo e intensa erosión, mientras que otras parece haber tenido una actividad más continua.

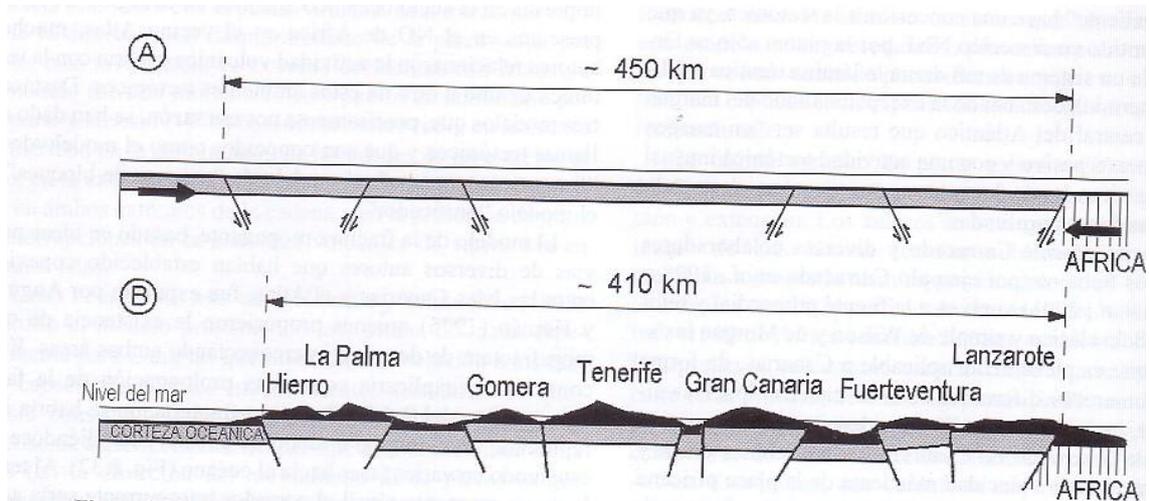
Origen del archipiélago canario. A diferencia de lo que ocurre con otros archipiélagos volcánicos, no se dispone de un modelo único aceptado de forma unánime o mayoritariamente para el estudio del origen de las islas Canarias..

Los modelos que se han propuesto para la génesis de las islas Canarias son los siguientes:

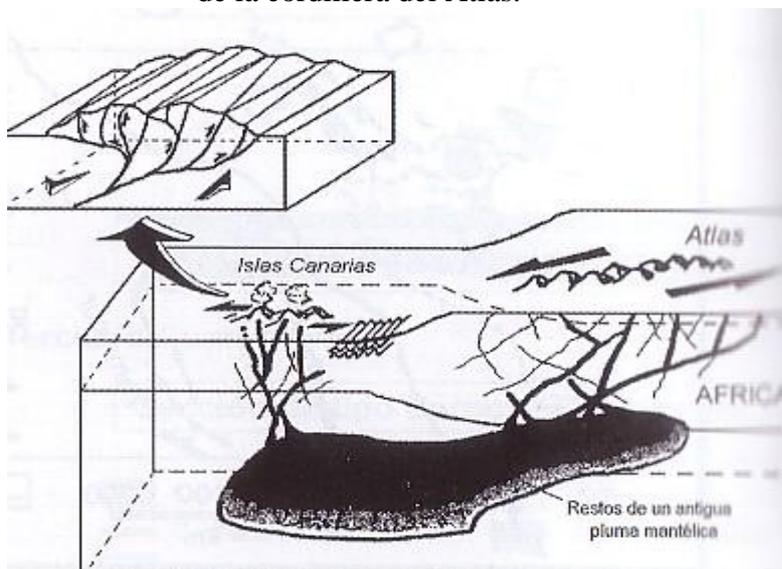
- **Existencia de un punto caliente.** Se trataría de materiales arrojados a partir de un punto caliente procedente de una pluma enraizada en el manto al desplazarse sobre ella la placa africana en dirección Este.



- **A partir de grandes fracturas o zonas de debilidad.** Otros autores centran su atención en grandes fracturas o zonas de debilidad (deducidas a partir de datos sísmicos o bien observados sobre el terreno) y que presentan direcciones similares con las fracturas del suelo oceánico atlántico de la región, o con las presentes el Noroeste de África, en el cercano Atlas. Es por ello que diversos autores han relacionado la actividad volcánica canaria con estos ambientes tectónicos.



- **Modelo unificador.** Intenta integrar los aspectos más positivos de los modelos precedentes. Consideran que puede haber una anomalía térmica sublitosférica en forma de capa por debajo de las islas Canarias, Atlas y otras zonas cercanas, y que representaría el residuo de una antigua pluma, participe en la apertura del atlántico durante el período Triásico (Era Mesozoica o Secundaria), pero que actualmente está en fase terminal por estar agotándose su foco de alimentación. Hace relación este modelo no solo con una anomalía térmica, sino también en la existencia de fracturas en los períodos de distensión de las etapas tectónicas durante la elevación de la cordillera del Atlas.



Vulcanismo reciente en la península Ibérica.

En la parte española de la península Ibérica existen cuatro áreas principales de vulcanismo reciente:

- Zona de NE (zona de Gerona)
- Zona central o del Campo de Calatrava
- Zona del SE o de Almería-Murcia
- Zona del Levante o del golfo de Valencia

En las dos últimas gran parte de las emisiones volcánicas fueron submarinas, y se encuentran en la actualidad bajo el mar.

No se trata de regiones con un volumen importante de rocas, y únicamente la zona del SE es más extensa, sobre todo si tenemos en cuenta la parte sumergida.



El vulcanismo de todas las zonas corresponde a edades menores de 10 millones de años, aunque en ninguna se ha registrado vulcanismo histórico, por lo que deben considerarse como zonas inactivas.

La erupción más reciente que se tiene registrada corresponde a un volcán de la zona de Olot (Gerona), con unos 100.000 años de antigüedad.

Riesgos volcánicos en España.

En el único lugar de nuestro país que existe un vulcanismo activo es en las islas Canarias, en donde se tienen registradas 17 erupciones históricas en cuatro islas: Lanzarote, Tenerife, La Palma y Hierro. Casi todas han sido poco explosivas y de corta duración, surgiendo unos pequeños conos piroclásticos y coladas de lava de escaso recorrido. El grado de explosividad ha sido bajo y la superficie afectada pequeña, dando tiempo suficiente para evacuar las áreas de riesgo.

Un caso de explosividad histórica importante tuvo lugar en Lanzarote, con el volcán de Timanfaya, que empezó el día 1 de septiembre de 1730 y que permaneció la erupción activa a través de varias fisuras eruptivas durante seis años, aunque no hubo víctimas humanas, pero sí de animales, provocadas por emanaciones gaseosas. Las autoridades evacuaron a la población en barcos hacia las islas más cercanas, principalmente Fuerteventura o incluso Tenerife. Fue la erupción más grande espacio-temporal de todas las históricas.

La erupción más reciente en el tiempo tuvo lugar en el volcán Teleguía, situado en la isla de la Palma y que ocurrió el 26 de octubre de 1971, con una duración de 25 días.

Un caso particular lo constituye el volcán del Teide en Tenerife, que con sus 3718 metros de altura es el pico más alto de España. Este enorme edificio permanece **semiactivo**, con anomalías térmicas y emanaciones gaseosas en la cumbre.

Con el aumento de la densidad de población ha aumentado también el riesgo volcánico potencial de algunas zonas semiactivas.

Del estudio de las erupciones históricas se puede deducir que las zonas de mayor probabilidad de que haya una nueva erupción corresponderían a la isla de La Palma y Tenerife por la zona del Teide.

En cuanto a los fenómenos volcánicos que caber esperar e el futuro, y siempre teniendo en cuenta la historia vulcanológica de las islas, podemos pensar en una caída de piroclastos y un flujo de lavas bastante fluidas que corran a favor de la pendiente.

Aunque no es de esperar ningún riesgo directo para la población, sin embargo las infraestructuras de las islas sí pueden quedar seriamente dañadas: las comunicaciones pueden quedar cortadas, los terrenos agrícolas enterrados, los bosques incendiados, y las poblaciones pueden quedar necesitadas de evacuación.

Planificación de los riesgos volcánicos.

En la planificación de los riesgos sísmicos tenemos que tener en cuenta tres partes principales:

1. Un sistema de vigilancia que nos permita detectar con anticipación una posible erupción volcánica.
2. Un plan de mitigación del riesgo volcánico que evalúe la peligrosidad y el riesgo de la erupción.
3. Un plan de evacuación ante un caso de necesidad.

1. Sistema de Vigilancia.

Para la prevención de los riesgos volcánicos se hace necesario estudiar una serie de aspectos:

- a) Una cartografía vulcanológica de la zona. En ella comprendemos un esquema de las estructuras volcánicas.
- b) La historia eruptiva de la zona. Es importante por ejemplo el estudio de las rocas y de su composición química, ya que esto nos indicará la naturaleza del magma.

Esta historia nos permitirá saber los tipos de erupciones que ha tenido el volcán y prevenir cómo es posible que sean las futuras.

Detectadas las áreas de riesgo, la siguiente fase de prevención comprende otros dos aspectos: la investigación y la vigilancia de volcanes activos.

La investigación nos permitirá detectar reservorios de magma bajo el volcán. También hay que analizar las condiciones hidrológicas de los terrenos en donde se encuentra el volcán, ya que la interacción agua-magma va a condicionar la presión final de la erupción, y por tanto su peligrosidad.

La vigilancia de volcanes activos se encarga de conocer el movimiento ascendente del magma y por tanto su mecanismo eruptivo. Esto se realiza con una red de aparatos que nos indican cualquier anomalía en la zona donde se encuentra el volcán. Actualmente, mediante los satélites artificiales podemos hacer algunas de estas observaciones mediante sensores remotos, aunque su utilización esta muy condicionada a su elevado coste económico.

Algunas de las observaciones que se suelen realizar en un sistema de vigilancia las podemos agrupar en:

- Observaciones sismológicas.
- Observaciones geodésicas: observaciones en la topografía del edificio volcánico que pueden ser observadas y medidas.
- Observaciones geotérmicas: las anomalías térmicas en los volcanes son fenómenos frecuentes que se relacionan, en general, con períodos eruptivos o con etapas finales de erupciones pasadas.

2. Plan de mitigación del riesgo volcánico.

Prevenir y disminuir al máximo que se pueda las consecuencias de una erupción volcánica dependerá del riesgo de que se trate. No todos los riesgos se pueden prevenir de igual manera. Vamos a poner algunos casos:

- Defensa de las coladas de lava.

Las medidas estructurales para mitigar este efecto van encaminadas a frenar los flujos de lava, por ejemplo, mediante la construcción de diques o barreras, o bien mediante la utilización de chorros de agua para enfriarla.

- Defensa contra los piroclastos de caída (tefra).

Para evitar la caída de los tejados habrá que confeccionarlos con materiales resistentes a los posibles piroclastos que puedan caer. Una vez caídos los piroclastos, el primer paso será intentar quitarlos de las construcciones.

Para protegerse de los daños de las cenizas volcánicas, las personas pueden utilizar impermeables y paraguas especiales.

En el caso de personas con problemas respiratorios se utilizan máscaras de gas, o en su defecto, trapos húmedos para taparse la boca.

-Defensa contra las coladas piroclásticas.

Es muy difícil defenderse de ellas. Se recomienda sellar puertas y ventanas para evitar la entrada de gases. Otra medida es la de permanecer en refugios subterráneos.

- Defensa contra los lahares.

Debido a que los lahares siguen casi siempre los cauces de la red hidrográfica en dirección hacia zonas topográficas más bajas, resulta más fácil definir con antelación cuál será la zona afectada. Por ejemplo, se pueden situar sistemas de

- alarma en las zonas de cabecera de los valles, o plantar de vegetación las laderas para frenar en parte el avance de la colada de barro, etc.
- Defensa contra los terremotos.
Para mitigar los efectos de los terremotos que acompañan a las erupciones volcánicas habrá que construir cumpliendo las normas sismorresistentes.
 - Defensa contra las ondas de choque.
Para defenderse de las ondas de choque provocadas por las violentas explosiones volcánicas es reforzar los cristales de puertas y ventanas.

3. Plan de evacuación ante un caso de necesidad.

Los contenidos fundamentales que deben de incluirse en un plan de protección civil son:

- Estudio y prevención del riesgo.
Esto requiere tener realizados los estudios de riesgo y tener previstas las medidas que hay que adoptar.
En esta prevención hay que tener en cuenta no solamente el fenómeno natural, pues la repercusión de una catástrofe volcánica tiene un fuerte componente social. Por tanto es necesario contar con equipos de psicólogos, sociólogos y otros especialistas
- Planificación de emergencias.
Hay que tener prevista las acciones a desarrollar en caso de erupción, naturalmente una vez tenidas en cuenta los factores de riesgo existentes, su distribución territorial y sus probables consecuencias sobre bienes y personas.
- Plan de evacuación.
De todas las medidas que hay que tomar en una situación de emergencia, la más difícil de adoptar es la de dar la orden de evacuación, pues según estudios realizados, la mayoría de las personas no obedecen fácilmente ante avisos de evacuación. Hay muchos factores que influyen en la colaboración de los ciudadanos para cumplir el plan de evacuación, como es el caso del miedo a perder la casa y bienes, o el empleo, o bien el encontrar un alojamiento alternativo adecuado etc.
- Rehabilitación.
Comprende todas las operaciones necesarias para restablecer lo antes posible todos los servicios públicos fundamentales que están previstos que se destruirían o serían deficientes ante una erupción volcánica.
- Actividades de educación (Formación, información y divulgación del plan de emergencia).
La población tiene que conocer los planes de emergencia ante el caso de una erupción volcánica, así como las medidas de prevención a adoptar y el comportamiento que deben de seguir en caso de emergencia.