



GEOSFERA

TEMA 1. ESTRUCTURA Y COMPOSICIÓN DE LA TIERRA. TECTÓNICA DE PLACAS.

1.1. Modelo geoquímico y modelo dinámico. 1.2. Dinámica de placas.

Conceptos básicos: corteza terrestre (corteza continental, corteza oceánica), manto, núcleo, litosfera, astenosfera, placa litosférica, expansión oceánica, corrientes de convección, dorsales, fallas transformantes, zona de subducción, puntos calientes, orógenos.

1.0. INTRODUCCIÓN: MÉTODOS DE ESTUDIO DEL INTERIOR TERRESTRE.

El estudio de la Tierra ha supuesto un reto para la humanidad desde que nuestra especie comenzó a pasearse por su superficie. Pero eran demasiados los fenómenos observados y pocos los medios para averiguar el porqué de los mismos. Ha sido en estos últimos siglos cuando se ha podido abordar de forma sistemática el conocimiento de cuanto nos rodea (es una suerte para nosotros vivir aquí y ahora). El **método científico** ha sido y es la base de la investigación y en esta introducción se comentan de forma muy superficial algunos de los métodos empleados para el estudio del interior terrestre. Los métodos de estudio aplicados se dividen en dos grupos: métodos directos y métodos indirectos.

Los **métodos directos** son aquellos que nos permiten **conocer** directamente características o hechos acerca del interior. Algunos de ellos son los estudios que pueden realizarse sobre la composición de las rocas superficiales y su densidad; la composición de las rocas más profundas que se obtienen en los volcanes y artificialmente mediante sondeos; la temperatura de la lava y de las rocas profundas obtenidas en los sondeos. Como podemos entender fácilmente, mediante estos métodos apenas se puede conocer una parte insignificante del interior terrestre (el sondeo más profundo no sobrepasa los 15 km y la mayoría no llega más allá de 3 o 4 km. Por su parte, las lavas pueden provenir de profundidades no mayores de 25 km). ¡Solo nos quedan por explorar unos 6.400 km bajo nuestros pies!

<http://unpocodemuchoesbastante.blogspot.com.es/2013/01/la-perforacion-mas-profunda-del-mundo.html>

Los **métodos indirectos** son aquellos que nos permiten **suponer** o **deducir** la composición y la estructura del interior terrestre aunque sin acceder directamente al mismo. El **método sísmico** es el método indirecto que más información ha aportado y será analizado a continuación. Otros métodos indirectos se basan en el análisis de ciertas características de nuestro planeta y de la existencia de valores diferentes a los esperados (anomalías) en algunos puntos concretos de propiedades como **la gravedad, la densidad o el magnetismo**. Los estudios sobre anomalías de la gravedad, densidad o magnetismo son métodos indirectos.

Entre unos y otros, se han ido añadiendo pruebas que apoyan las hipótesis que hoy día se concretan en **dos modelos del interior de la Tierra**.

El método sísmico. Ondas sísmicas. Tipos y propagación. Las ondas sísmicas son perturbaciones del medio que se transmiten en todas direcciones desde el punto en que se originan.

Cuando a una partícula de materia se le comunica una energía que la aparta de su posición de equilibrio (se la empuja), comienza a oscilar en torno a ese punto inicial hasta que, cediendo la energía sobrante, vuelve a su lugar de origen (si empujas un columpio, este empezará a oscilar hasta que finalmente se quede quieto en la posición de equilibrio). Como una partícula de terreno está rodeada por otras, transmitirá parte de su energía a cada una de ellas, lo que a su vez provocará que entren también en oscilación. Estas, a su vez, empujarán a las más próximas comunicándoles parte de la energía que adquirieron de las anteriores y así sucesivamente. Esta perturbación tiende a desaparecer

al alejamos del punto de origen, debido a la pérdida de energía que se produce en la transmisión de la misma (ya sabemos que la energía sirve para hacer trabajo y que en cada transformación, en este caso partícula a partícula, hay una pérdida en forma de calor. Como sucede con las ondas sonoras o las olas del mar, **no hay un desplazamiento neto** de las partículas sino una transmisión de energía (cada partícula sólo se mueve un poco en torno a su posición de equilibrio).

http://www.youtube.com/watch?v=mFNe_pFZrsA&feature=related

Las perturbaciones sísmicas se producen en todas las direcciones del espacio a partir del punto inicial (hipocentro). A cada instante, la perturbación afecta a partículas más alejadas del hipocentro. Podemos decir que la zona afectada tiene forma de una esfera que crece sin parar (podemos hacernos una idea viendo el efecto de tirar una piedra en un charco: se forman ondas circulares que avanzan haciendo que los círculos aumenten su diámetro hasta recorrer toda la superficie del agua. En este caso, la perturbación se produce entre el límite del agua y del aire y por eso son circulares y no esféricas).

Las partículas pueden moverse de diferentes maneras con relación a la dirección de propagación de la perturbación, lo cual nos da distintos tipos de ondas, que presentan características propias y que aunque se originan a la vez, se recogen por separado en aparatos especiales llamados sismógrafos. Estos instrumentos de precisión dibujan unas gráficas llamadas **sismogramas** que son la base del **método sísmico**. Dicho estudio presta especial atención a algunos aspectos fundamentales de las ondas sísmicas:

1- La velocidad de transmisión de las ondas varía al cambiar el medio que atraviesan, o al variar su densidad.

2- Hay ondas que atraviesan materiales sólidos, líquidos y gaseosos, y otras que solo se propagan en sólidos.

3- Al cambiar de medio, las ondas no solo cambian de velocidad sino de dirección, sufriendo refracciones e incluso reflexiones.

Del hipocentro de un seísmo, surgen fundamentalmente dos tipos de ondas: **ondas P y ondas S**. Del epicentro situado en superficie partirán nuevas perturbaciones que en conjunto se denominan **ondas superficiales**.

En una dirección dada (de las infinitas posibles) y con el fin de estudiarla mejor, una onda se puede reducir o representar como una recta que llamaremos rayo sísmico (equivalente a un rayo luminoso), que parte del punto emisor (nos olvidamos de la esfera que va creciendo). Con sencillos esquemas se hacen comprensibles estos tipos de ondas.

Los tipos de ondas producidos por un sismo son múltiples, pero destacan los siguientes:

- Ondas P, Primarias o Longitudinales.

Son ondas de COMPRESIÓN que dependen de la compresibilidad del medio por el que se propagan, de su rigidez y de su densidad. Su velocidad varía entre 8 y 14 km/s. Las partículas oscilan en la misma dirección de propagación de la perturbación, por eso se llaman también longitudinales. Son las más veloces y por tanto las primeras en llegar a los sismógrafos. Se transmiten en todo tipo de medio (sólido, líquido y gas). Son semejantes a las ondas sonoras.

- Ondas S, Secundarias o Transversales.

Son ondas de CIZALLADURA, las partículas vibran perpendicularmente a la dirección de propagación y por eso también se las denominan transversales. Dependen solo de la rigidez del medio y de su densidad, (pero no de la compresibilidad). Como solo los sólidos tienen rigidez (o elasticidad), estas ondas no se transmiten ni en líquidos ni en gases. [cizalla: herramienta que sirve para cortar y que es semejante en su funcionamiento a unas tijeras]. Son más lentas que las ondas P. Sus velocidades oscilan entre 3,5 y 8 Km/s

http://www.youtube.com/watch?v=gl4FvHKzAIU&feature=results_main&playnext=1&list=PL7AF1248B23CD0E5D



- Ondas L o Superficiales.

Se producen a partir del epicentro del sismo. Son las más lentas y aparecen en la superficie terrestre (en la interfase tierra-aire o tierra-agua).

Hay dos tipos, puesto que las partículas oscilan a la vez de dos formas diferentes, son las responsables de los efectos devastadores de los terremotos y no resultan útiles para el estudio del interior terrestre.

Ondas Raleigh. El movimiento de las partículas es elíptico, y en torno a la dirección de propagación de la perturbación. Recuerda al movimiento de las partículas de agua que forman las olas marinas. Velocidad entre 3 y 5 Km/s

Ondas Love. Las partículas vibran en el plano horizontal y perpendicularmente a la dirección de propagación. Su velocidad es similar a la de las anteriores.

Estudio de las ondas P y S:

Estas ondas cambian de dirección y de velocidad (refracción), al igual que lo hace la luz, pudiendo llegar a reflejarse.

Estudiando sismogramas del mismo terremoto, recogidos en distintos observatorios de la Tierra, es decir, conociendo los tiempos de llegada de cada tipo de onda a cada uno de ellos, y sabiendo además cuándo llegan las ondas directamente y cuándo debido a un cambio de materiales o de medio son ondas refractadas y reflejadas, se puede conocer a qué profundidad ocurren estos cambios y por tanto, se puede deducir la existencia de capas situadas a distintas profundidades y constituidas por materiales diversos.

Discontinuidades.

Las discontinuidades sísmicas son cambios en la velocidad de las ondas. Estos cambios, se producen al profundizar las ondas en el interior terrestre, y pueden ser debidos, como ya sabemos, a cambios en la composición de los materiales o bien en sus características (variaciones en su densidad, estado, etc.). Se diferencian dos tipos de discontinuidades: de **primer orden** y de **segundo orden**.

Las discontinuidades de 1º orden suponen cambios bruscos de velocidad, mientras que las de 2º orden vienen marcadas por aumentos o disminuciones progresivas de la velocidad.

Estas discontinuidades se aprecian claramente en gráficas que relacionan la velocidad de la onda con la profundidad. [Todos los datos necesarios para elaborar estas gráficas proceden de los sismogramas obtenidos en observatorios de todo el mundo trabajando conjuntamente y aplicándose todos los conocimientos que se tienen sobre el comportamiento de las ondas].

Las discontinuidades que se conocen y admiten (es decir, todas aquellas en las que los científicos están de acuerdo), son las siguientes y han permitido elaborar dos **modelos del interior de la Tierra**. Ambos modelos se siguen admitiendo en la actualidad.

1.1. MODELO GEOQUÍMICO Y MODELO DINÁMICO DE LA TIERRA.

Se conocen como **MODELO ESTÁTICO** o **GEOQUÍMICO** y **MODELO DINÁMICO** o **ESTRUCTURAL**, aludiendo los nombres a que el segundo "explica" el porqué de los movimientos –dinámico– que acontecen en la superficie terrestre, tales como terremotos, volcanes y cordilleras, y el primero no –estático–. El primero se centra más en la composición –geoquímico– y el dinámico más en qué condiciones hay y en cómo se estructuran y comportan los materiales –estructural–.

Las discontinuidades detectadas son:

-De primer orden: hay dos, una primera denominada de **MOHOROVICIC**, que aparece a diferentes profundidades según el punto del planeta considerado. Se le asigna un valor medio de 50 km, si bien bajo los continentes se encuentra más baja, hasta 100 km, y en las cuencas oceánicas apenas a 10 km bajo el agua.

La segunda aparece a los 2.900 km de profundidad, sea cual sea la zona considerada. Se denomina de **GUTENBERG**. A esta profundidad, la velocidad de las ondas P disminuye grandemente y las ondas S desaparecen. Este cambio indica la presencia de una tercera capa **líquida**.

Estas dos discontinuidades nos dividen la Tierra en tres grandes capas concéntricas denominadas **CORTEZA, MANTO y NÚCLEO**.

-Se encuentran también discontinuidades de segundo orden que nos subdividen las capas anteriores. Son:

Discontinuidad de **CONRAD**, aparece dividiendo en dos a la corteza. Sólo aparece bajo los continentes y hoy día se cuestiona su existencia. Discontinuidad de **REPETTI**, que divide al manto en dos, apareciendo hacia los 700 km de profundidad. Discontinuidad de **LEHMAN** o de **WIETCHER**, divide al núcleo en dos. Se sitúa a una profundidad de unos 5100 Km. Esta discontinuidad supone en realidad un límite poco definido, tratándose más bien de una zona de transición entre el núcleo externo y el interno. El hecho de que las ondas P aumenten su velocidad a partir de esta discontinuidad hace pensar en un núcleo interno sólido (el externo podría ser líquido, puesto que las ondas S no lo atravesaban).

1.1.1. MODELO ESTÁTICO: CORTEZA, MANTO Y NÚCLEO; COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA.

Estructura y composición de la Corteza. La Corteza constituye el 1,6% del volumen terrestre y el 1% del peso. La Corteza no es homogénea ni en composición ni en estructura, considerándose la existencia de una corteza continental y de una corteza oceánica (incluso hay autores que hablan de una corteza de transición).

En cuanto al espesor, tampoco se trata de una capa concéntrica, asignándosele un valor medio de 50 km.

Empezaremos por la corteza continental, luego por la oceánica y, dentro de cada una de ellas, se analizarán sucesivamente la estructura horizontal y la vertical:

Corteza continental: Es heterogénea en composición y estructura. Puede alcanzar los 70 km de profundidad.

Vamos a estudiar sus variaciones en profundidad y a lo largo y ancho.

Estructuración horizontal:

La corteza continental aparece formando los continentes. En ella distinguimos:

1- Zonas de ESCUDO o CRATONES. Son formaciones geológicas antiguas (más de 600 millones de años), si bien la capa más superficial suele estar compuesta por rocas sedimentarias modernas. Se trata en cualquier caso de materiales muy afectados por los agentes geológicos externos. Su grosor es mínimo, llegando a los 30 km. Son zonas estables (apenas hay terremotos y volcanes), con aspecto de meseta. La Meseta castellana es un buen ejemplo de cratón.

2- CORDILLERAS u ORÓGENOS. Son las zonas montañosas. En éstas, la corteza puede alcanzar los mayores espesores. Los materiales que los forman son modernos, en general tienen menos de 600 millones de años. Sus relieves son más elevados y agudos cuanto menos edad tengan. Son zonas inestables de la Corteza. Piensa en Sierra Nevada: es un orógeno moderno e inestable, por eso Granada es la zona de la



península más propensa a sufrir terremotos. Recuerda ahora sierra Morena, su escasa altitud se corresponde con una edad mucho mayor que sierra Nevada.

3- PLATAFORMAS INTERIORES. Son depresiones que suelen aparecer entre los cratones y los orógenos en las que se depositan sedimentos procedentes de la erosión de las cordilleras. La cuenca del Ebro o la depresión del Guadalquivir son ejemplos de plataformas interiores.

4- MÁRGENES CONTINENTALES. El continente presenta una estructuración y una composición claramente diferenciada de lo que es la corteza oceánica, pero el límite entre una y otra no lo marca la presencia de agua. El continente continúa bajo el mar con las siguientes partes definidas:

La PLATAFORMA CONTINENTAL es una zona sumergida que comienza en la costa, con pendiente suave hacia el océano hasta alcanzar una profundidad de unos 200 metros. Según la pendiente, la extensión de la plataforma variará. Alcanzada esa profundidad aproximada, nos encontramos un brusco cambio de inclinación, el TALUD CONTINENTAL, que a modo de precipicio submarino, alcanza los 3.500 - 4.000 metros de profundidad y que contacta con el auténtico fondo marino. El GLACIS CONTINENTAL es un depósito de sedimentos de origen continental situado entre el talud y el fondo. Suaviza la pendiente de dicho talud y suele sufrir de tiempo en tiempo grandes desplomes de sedimentos que acaban en el fondo (corrientes de turbidez).

Hay quien se refiere a los márgenes continentales como corteza de transición.

Estructuración vertical y composición:

[Estudiando la estructura vertical de la corteza continental, hoy día no se acepta, en general, la distribución hecha por Conrad (a partir de una discontinuidad de 2º orden) de una zona superior granítica y una zona inferior basáltica (SIAL y SIMA)].

Se admiten 3 niveles, sin límites apreciables y siempre las rocas más abundantes están formadas por minerales del grupo de los **silicatos**.

Nivel superior: formado por rocas sedimentarias, con presencia en ciertas zonas de rocas volcánicas con intrusiones graníticas, pero nada o poco metamorfizadas.

Nivel medio: formado por rocas intensamente metamorfizadas (gneises o migmatitas), o bien plutónicas, mayormente ácidas o ligeramente básicas (granitos).

Nivel inferior: formado por rocas muy variadas, destacando rocas ígneas plutónicas y rocas muy metamorfizadas, generalmente básicas.

Los fenómenos tectónicos y los erosivos han hecho asomar en muchos lugares rocas procedentes de distintas profundidades y gracias a eso se han podido deducir estos niveles.

Resumiendo, aunque las rocas básicas son más abundantes en los niveles inferiores y las ácidas en los intermedios y superiores, lo único que cabe destacar es el aumento de metamorfismo de arriba a abajo. [Solo en zonas en donde hay un verdadero cambio de rocas ácidas a básicas es donde aparece la discontinuidad de Conrad].

Corteza Oceánica: siguiendo el mismo orden que con el otro tipo de corteza:

Estructura horizontal: se distingue entre fondo oceánico o llanura abisal, dorsales oceánicas y fosas abisales.

1- LLANURAS ABISALES. Son enormes extensiones aproximadamente planas y horizontales, que se sitúan a una profundidad media de 4.000 m. Sobre ellas aparecen numerosos volcanes (miles), en su mayor parte extintos. Algunos sobresalen del océano constituyendo islas. También aparecen numerosos GUYOTS, que son conos volcánicos de cima plana.

2- DORSALES OCEÁNICAS. Son auténticas cordilleras submarinas **volcánicas**, afectadas por numerosas fallas (fallas transformantes). Presentan alturas de 3.000 o más metros sobre la llanura abisal y surcadas a todo lo largo por una hendidura llamada RIFT. Estas cordilleras tienen miles de km de longitud.

3- FOSAS OCEÁNICAS. Son enormes hendiduras que aparecen en la llanura abisal, generalmente cerca de los continentes (separando estos del fondo oceánico). Alcanzan varios miles de kilómetros de extensión, algunos cientos de ancho y varios miles de metros bajo la llanura. (La máxima profundidad se alcanza en la llamada fosa de las Marianas con casi 12.000 m bajo el nivel del mar. Pueden estar más o menos rellenas por glaciares continentales).

Estructura vertical: de arriba a abajo, la estructura de la corteza oceánica está mucho más definida que la continental y es semejante en todo el globo. Su composición es muy homogénea y también lo es su espesor, alcanzando entre 10 y 12 km. Distinguimos en la corteza oceánica 3 niveles:

Nivel 1. Capa de sedimentos de espesor variable, nulo en las dorsales y máximo en las zonas próximas a los continentes (hasta 3.000 m en los glaciares). Son sedimentos recientes.

Nivel 2. Formado por sedimentos consolidados intercalados con lavas basálticas almohadilladas y diques de basalto hacia abajo (rocas volcánicas mal cristalizadas). Espesor aproximado de 1.500 m.

Nivel 3. Formado por rocas básicas como gabros y piroxenitas (rocas plutónicas bien cristalizadas). Es una capa muy uniforme en grosor y tras ella se encuentra el Manto.

Basaltos y Gabros son rocas de composición mineralógica semejante, diferenciándose en su grado de cristalización, debido a su diferente velocidad de enfriamiento a partir de un magma.

Cabe comentar algo más sobre las cortezas, continental y oceánica, y es su gran diferencia en edad: las rocas más antiguas que se conocen son continentales y alcanzan los **4.000 millones de años**, mientras que las más viejas de entre las que forman la corteza oceánica no superan los **180 millones de años**.

[El porqué de estas diferencias se analizará en el apartado de tectónica de las placas].

Manto: estructura y composición. El Manto representa el 84% del volumen terrestre y el 69% de su masa. Si comparamos su composición química con la de la Corteza, vemos un aumento de los elementos básicos como el Fe y el Mg, y una disminución de los elementos ácidos, como el Ca, Na y K, así como de Oxígeno.

Las rocas que constituyen el manto son de tipo ultrabásico, es decir, con menos del 45% de Sílice (dióxido de silicio) y ricas en hierro y magnesio. Los minerales que las forman son silicatos de color oscuro (melanocratos), tales como olivinos y piroxenos.

Se supone que la roca formadora del manto podría ser la PERIDOTITA. Se la considera una buena candidata teniendo en cuenta una serie de pruebas indirectas que lo demuestran, tales como:

- 1- La presencia de peridotitas en la superficie terrestre, procedentes de las profundidades y arrastradas en el proceso de formación de cordilleras. Como las ofitas que pueden verse muy cerca de Valdepeñas (camino de la ermita de Chircales y carretera a Jaén).
- 2- La densidad de estas rocas es la misma que la que posee el manto ($3,3 \text{ g/cm}^3$)
- 3- Se han encontrado meteoritos con este tipo de composición y densidad.

Núcleo: estructura y composición. Se extiende desde 2.900 km. hasta el centro. Ocupa tan sólo el 16% del planeta, pero constituye el 31% de su peso.



La densidad calculada es muy elevada: entre 11 y 13 g/cm³. Esta densidad podría corresponderse con numerosos elementos de la tabla periódica o mezcla de ellos, pero hay que tener en cuenta los siguientes hechos:

- 1- La existencia de un campo magnético sólo puede explicarse con la presencia de un elemento metálico magnético en el núcleo.
- 2- Ha de ser un elemento muy abundante.
- 3- Por pruebas de laboratorio, parece ser que los silicatos, aún a grandes presiones, no alcanzan densidades tan elevadas.

En principio el **hierro** es el elemento que cumpliría mejor con las condiciones supuestas. Pero hay otro problema: sabemos que el núcleo externo es líquido, y para las condiciones de presión y temperatura imperantes allí, debería encontrarse en estado sólido. Por el estudio de los *sideritos* (uno de los tres tipos de meteoritos conocidos y constituido básicamente por hierro) podría contener **níquel**, constituyendo aproximadamente un 4% en peso, pero seguiría siendo sólido, ya que apenas rebajaría el punto de fusión. Parece ser necesaria la presencia de algún otro elemento que actuara como fundente y el mejor candidato, tanto por su abundancia como por su afinidad por el hierro es el **azufre**. Se ha calculado que con un 8 a un 10% del peso total del núcleo se rebajaría en 1.000°C el punto de fusión. No está demostrado.

Se cree que el cambio de estado entre núcleo externo e interno no es debido a diferencias de composición sino a la existencia de distintas condiciones de presión y de temperatura (de hecho, el comportamiento de las ondas sísmicas sugiere no un cambio drástico entre los materiales sólidos y fundidos, sino una zona de transición amplia –varios cientos de kilómetros-).

1.1.2. EL MODELO GEODINÁMICO: LITOSFERA Y ASTENOSFERA. (DINÁMICO = GEODINÁMICO = estructural).

Posterior al primer modelo establecido del interior terrestre (modelo estático), nuevos datos recogidos por sismógrafos más sensibles y análisis más complejos de los sismogramas, revelaron la existencia de una zona situada cerca de la superficie del manto, en la que las ondas sísmicas reducían su velocidad. Esto, ocurría aproximadamente entre 100 y 250 km de profundidad y a esa zona se la denominó **canal de baja velocidad**.

Después de muchas discusiones y mediante experiencias de laboratorio, se ha considerado que este canal constituye un cambio de fase (casi de estado) de las peridotitas del Manto superior, que se encontrarían en un estado sólido casi fundido (no está claro si parcialmente fundido o sólido-plástico).

Este cambio podría deberse, como en el caso del núcleo, a unas condiciones muy concretas de presión y temperatura e incluso a la presencia de ciertas cantidades de agua.

La existencia de esta zona-capa, no muy bien definida en su límite inferior y con un comportamiento plástico se ha denominado **ASTENOSFERA** (astenos= blando) y explicaría los movimientos bruscos de la superficie terrestre (causantes de volcanes, terremotos y cordilleras). Por este motivo, se ha denominado MODELO DINÁMICO al que considera el interior de la Tierra dividido en las siguientes capas:

LITOSFERA: capa sólida y rígida, formada por la **corteza más los primeros km del manto** (hasta el canal de baja velocidad). Esta capa se encuentra dividida en placas o fragmentos que encajan unos con otros y que sufren movimientos.

ASTENOSFERA: capa inferior a la anterior, de naturaleza plástica y que presentaría corrientes de convección responsables de los movimientos de la Litosfera. Pertenece al manto y por lo tanto estaría constituida por peridotitas.

MESOSFERA: es el resto del manto.

ENDOSFERA: corresponde al núcleo en el modelo Estático.

A estas alturas de las investigaciones, están apareciendo voces que niegan la existencia de la astenosfera. Pero la ciencia es así: si más adelante se conocen nuevos datos, es posible que haya que desechar los modelos actuales o modificarlos.

La diferencia entre la densidad de las rocas superficiales y la densidad media de la Tierra (calculada de modo teórico aplicando leyes conocidas de física) permitió deducir que el interior terrestre debía poseer materiales muy densos. El estudio de los meteoritos, de las anomalías de la gravedad y las anomalías magnéticas y el estudio de las ondas sísmicas permitieron deducir todo lo que hoy día conocemos del interior de nuestro planeta.

1.2. DINÁMICA DE PLACAS.

1.2.0. Introducción: Procesos ligados a la energía interna y a la energía externa terrestre.

Se ha denominado Geosfera a la parte sólida del planeta, que abarca la casi totalidad de la masa y una gran proporción del volumen. Está constituida por rocas y ya sabemos que se estructura en capas concéntricas de diferente composición e incluso estado (astenosfera plástica y núcleo externo líquido).

La geosfera presenta una gran actividad procedente de su interior que la mantiene en continuo cambio. Pero además, su límite exterior, en contacto con la atmósfera, con la hidrosfera y con la biosfera sufre las acciones de la dinámica de dichas capas que alteran su superficie.

La **Geodinámica** es la parte de la Geología que estudia la dinámica terrestre (dinámica significa movimiento y en este caso, además, cambio) podemos dividirla en una **Geodinámica interna**, que se ocupa de estudiar las causas de fenómenos tales como terremotos, volcanes, movimientos de las placas... Estos hechos tienen su origen en el interior terrestre y de ahí que se hable de **agentes geológicos internos**. La causa primera de la dinámica interna es el calor interno de la Tierra. Por su parte la **Geodinámica externa** estudia los fenómenos que acontecen en el límite de contacto de la geosfera con las otras capas; en este caso, las causas de la dinámica son los **agentes geológicos externos**, cuyo motor o causa primera hay que buscarlo en la energía solar (que pone en marcha las maquinarias atmosférica y oceánica y la fuerza de la gravedad (recuerda el ciclo del agua).

Todos los procesos producidos por fuerzas internas y externas, se suceden ininterrumpidamente a lo largo del tiempo, unos construyendo relieve y otros destruyéndolo, y en conjunto dándole forma o **modelándolo**. Se da el nombre de **ciclo geológico** a todo ese conjunto de procesos que actúan cíclicamente.

Si se contemplan estos temas en esta asignatura es porque la dinámica terrestre afecta en gran medida a la "sociosfera": los humanos vivimos justo en la zona (junto con el resto de los seres vivos) en la que se producen fenómenos que implican riesgos que es importante prever, así como evaluar sus consecuencias si llegan a ocurrir, para así tener claro cómo actuar.

1.2.1. Energía interna de la Tierra: origen y mecanismos de transmisión.

Este punto aparece en el tema dos del capítulo de Geosfera, pero si se va a hablar de tectónica de placas es imprescindible incluirlo en este apartado.

Aunque el calor de la superficie terrestre se debe principalmente a la radiación solar (que fue absorbida como luz visible), una pequeña parte es de procedencia interna, y se define como **flujo**



térmico. Así pues, cuando se quiere calcular el flujo térmico de la Tierra es preciso restar del calor total emitido el calor procedente indirectamente del Sol. (Medidos en calorías / $\text{cm}^2 \cdot \text{s}$)

Se proponen varias causas para explicar el flujo interno terrestre:

1- Calor primordial: producto de la formación del planeta y que aún persiste, (sea cual fuere el origen de la Tierra, debió haber un momento en el que esta alcanzó un estado de fusión).

2- Calor de origen radiactivo: producido por la desintegración de materiales radiactivos del interior. Se considera que es una fuente importante de calor.

3- Calor producido por los choques y rozamientos entre materiales: allí donde dos placas se aproximan y una de ellas subduce, la fricción llega a fundir las rocas y origina magma. Una falla, aun de dimensiones reducidas, también genera calor al activarse (desplazamiento de los labios).

4- Calor desprendido por rozamiento entre manto y núcleo: hoy día, parece demostrado el movimiento de rotación diferencial del núcleo interno terrestre con respecto a la corteza y manto, sirviendo de “cojinete” el núcleo externo líquido. Este movimiento no está exento de rozamiento, y ya sabemos que el rozamiento es una fuente de calor.

Se denomina **gradiente geotérmico** a la variación de temperatura que se aprecia al aumentar la profundidad. El valor medio de dicho gradiente es de 1°C de aumento de temperatura por cada 33 m de profundidad. Este gradiente ha sido confirmado en sondeos y minas, pero sin duda no se mantiene a grandes profundidades, ya que eso supondría alcanzar temperaturas incompatibles con la propia existencia del planeta (se llegaría a 200.000°C en el núcleo). Así pues, en algún momento debe estabilizarse la temperatura, ya que las altísimas presiones del interior modifican todo el sistema [el calor no es más que la agitación de las partículas. Mayor calor desprendido indica mayor agitación, pero a una gran presión, las partículas no pueden agitarse cuanto quieran, ya que están demasiado apretadas unas contra otras].

El gradiente geotérmico es diferente en distintos puntos del planeta (puede estar por encima o por debajo de la media). Las causas pueden ser atribuidas a la generación de calor en zonas con mucha radiactividad, zonas de grandes rozamientos (zonas de subducción), regiones en las que materiales fundidos de zonas profundas ascienden (volcanes) o, simplemente, lugares en los que las rocas presentan mayor conductividad térmica.

Basándose en estudios geofísicos (métodos indirectos) se supone que a los 100 km de profundidad se alcanzarían los 1.300°C , a los 300 km los 2.400°C , a los 600 km entre 3.000°C y 4.000°C , manteniéndose en ligero ascenso **hasta alcanzar los 6.000°C en el centro.**

LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN DEL INTERIOR DE LA TIERRA

Una corriente de convección es un movimiento cíclico de materia producido por calentamiento diferencial de dicha materia: un foco calorífico que incida en una masa de materia suficientemente fluida producirá una dilatación de la misma en la zona afectada. Este aumento de volumen provoca una disminución de densidad, por lo que la materia calentada al ser menos densa que la no calentada tenderá a flotar sobre esta, originándose una corriente ascendente (esta “flotación” se produce siempre que se esté sometido a un campo gravitatorio).

Este ascenso de material provoca un vacío que será cubierto por materia de los alrededores, que a su vez se calentará al quedar próxima al foco calorífico. El material en ascenso comenzará a enfriarse al alejarse del foco de calor. Al disminuir su temperatura, aumenta su densidad y, a consecuencia de ello, deja de ascender y tenderá a bajar. Pero el descenso no puede hacerlo por donde subió, ya que sigue ascendiendo nuevo material. Esto le obliga a bajar por otra zona. En consecuencia se ha creado una corriente ascendente de ida y otra descendente de vuelta que formará un ciclo o **célula de convección**.

Las corrientes de convección se pueden entender fácilmente si empleamos como ejemplo las que se originan en la atmósfera y que nosotros como observadores apreciamos en forma de

viento, de borrascas o de anticiclones: El Sol ilumina la superficie terrestre y esta superficie devuelve esta energía en forma de calor, capaz de calentar la atmósfera en contacto con el suelo. Este aire más caliente asciende (se crea una baja presión) y crea un vacío que es llenado por aire de otros lugares. El aire una vez frío baja por otros lugares (zonas de alta presión) y al final vuelve al punto de partida donde el aire caliente produjo un vacío al irse. Ese aire en movimiento a ras de suelo es el viento que todos hemos sentido muchas veces en nuestra vida.

En un cazo con agua puesto a calentar también podemos apreciar corrientes de convección y asimismo en un radiador de agua como los que hay en clase (dentro de él se organiza una corriente de convección de agua y a su alrededor se forma una corriente de convección de aire).

Parece ser, y cada día está mejor demostrado, que en el interior terrestre también tienen lugar corrientes de convección de tamaños gigantescos y que afectarían a las rocas del manto. Es decir, el interior terrestre a pesar de ser sólido se comportaría como un fluido. La velocidad de este movimiento es lentísima, pero al tratarse de enormes masas de material, sería responsable del movimiento de las placas de litosfera, con los efectos que conocemos (volcanes, sismos y formación de cordilleras).

No está claro a qué profundidad se originarían dichas corrientes, aunque podrían partir de la zona más interna del manto. Incluso parece razonable que hubiera dos niveles de células: uno en el manto interno y otro en el manto externo. El material de la astenosfera, procedente del ascenso de material más caliente, se movería horizontalmente hasta que por enfriamiento y aumento de densidad se hundiría en la mesosfera. Ese desplazamiento horizontal sería el principal responsable del movimiento de las placas litosféricas.

Hoy día hay especialistas que ponen en duda la existencia de la astenosfera.

<http://www.youtube.com/watch?v=jkKIGXG4IG8>

1.2.2. Tectónica de placas

1.2.2.1. Antecedentes de la teoría de la tectónica de las placas: contraccionistas y teoría de la deriva continental.

La teoría de la tectónica de las placas desarrollada en la década de los años setenta del siglo XX tiene su base en la hipótesis de la deriva continental, postulada por el meteorólogo alemán Alfred Wegener a comienzos de ese siglo.

Su obra rompía claramente con las ideas "fijistas" que hasta entonces tenía la geología sobre los procesos ocurridos en nuestro planeta. Wegener enumeraba en su hipótesis una serie de hechos que intentaban demostrar que los continentes habían estado unidos en tiempos pasados formando una sola masa continental y que ésta se había roto en diferentes fragmentos que se habrían ido desplazando "a la deriva" hasta alcanzar las posiciones actuales.

Hoy en día se conocen muchos más datos que los que él aportó, pero hay que reconocerle el mérito de plantear estas ideas y de buscar pruebas empleando todos los medios disponibles en su momento.

Pruebas que aportó Wegener que demostraban la deriva de los continentes:

1- Acoplamiento geográfico de los bordes continentales. Hay coincidencias muy llamativas entre líneas de costa de distintos continentes, como por ejemplo entre las costas atlánticas de Sudamérica y de África. El ajuste, sin embargo, debe hacerse entre los bordes de la plataforma continental, que son los que marcan el auténtico límite de los continentes. (Las líneas de costa varían con el tiempo).

2- Correspondencia y continuidad entre estructuras tectónicas (antiguas cordilleras) de continentes hoy distantes. Por ejemplo, los plegamientos del este de Australia se continúan en Sudáfrica y en Argentina. También las cordilleras más antiguas de Europa continúan con las de Norteamérica.



3- Similitud de depósitos y formaciones sedimentarias y metamórficas. Es decir, pueden encontrarse los mismos tipos de materiales y de la misma edad (existe correlación) en continentes hoy alejados entre sí. Por ejemplo, existe una meseta constituida por gneis en África central que también aparece en Brasil.

4- Distribución de los distintos tipos de climas en el pasado. Puede saberse el clima que tuvo una región por diferentes observaciones, como por ejemplo mediante el estudio de fósiles, incluyendo el polen (así, en la Antártida hay fósiles de helechos tropicales) y por el estudio de ciertos tipos de depósitos sedimentarios (en África ecuatorial, India y Australia hay depósitos morrénicos y restos de erosión glacial; los depósitos de carbón indican climas muy cálidos y húmedos; depósitos de sales indican climas desérticos, etc. El hecho es que se han encontrado rastros de climas del pasado (paleoclimas) muy diferentes a los que hoy día imperan en una región dada.

5- Distribución biogeográfica actual. Existen seres vivos de hábitat continental muy emparentados entre sí y que sin embargo viven en continentes alejados. Para ellos el océano es una barrera infranqueable. La única explicación posible de su existencia es la de que tuvieron antepasados comunes que habitaban un mismo continente, que tras la separación en dos o más, se produciría una evolución diferente para los descendientes que quedaran en cada uno de los nuevos continentes (proceso de especiación alopátrida).

Algunos ejemplos de estos grupos de seres vivos son: los peces pulmonados (viven en charcas de agua dulce), con representación en Australia, África y Sudamérica; los cocodrilos, presentes en América, África, Sur de Asia y Australia; las aves corredoras de Sudamérica, África y Australia. Los camélidos en América, África y Asia, etc.

6- Distribución biogeográfica de fósiles. En distintos continentes se observa una coincidencia casi completa de muchos grupos fósiles, siempre que tengan una cierta antigüedad, y que contrastan con los seres vivos actuales (que muestran entre ellos bastantes diferencias, producto del tiempo transcurrido desde la separación de los continentes y de las poblaciones que quedaron en cada uno de ellos). Todos los hechos observados carecen de explicación si no pensamos en la posibilidad de unos continentes móviles. Por ejemplo, los antepasados africanos de los camellos son diferentes de los antepasados de las llamas americanas hasta tener más de 180 millones de años, momento a partir del cual los antepasados son los mismos en los dos continentes.

Hasta aquí hemos visto una parte de la hipótesis que no ofrece dudas ya que son hechos irrefutables, pero Wegener no pudo responder de modo convincente a las preguntas fundamentales de **por qué** se mueven los continentes.

Wegener consideraba los continentes como enormes "icebergs" constituidos por material ligero situado sobre el fondo oceánico, que se compondría de materiales más densos (hasta hace muy poco se seguía hablando de SIAL y de SIMA) y he ahí un primer error. Estos bloques se desplazarían arrastrándose sobre el fondo, según él, debido a dos causas. La primera de ellas sería la atracción lunar, es decir, la Luna no solo provocaría mareas en los mares sino que de forma mucho menos espectacular también afectaría a materiales sólidos. La segunda causa que colaboraría como motor podría ser la fuerza centrífuga de la Tierra que produciría en los continentes "una huida de los polos" (o lo que es lo mismo, un movimiento general hacia el ecuador). Hoy día se ha comprobado que son ciertos ambos supuestos, pero su acción es insignificante.

La inconsistencia de sus argumentos hizo que la hipótesis fuese rebatida y olvidada hasta muchos años más tarde, cuando nuevos datos darían con la causa de los desplazamientos.

1.2.2.2. La Teoría de la Expansión del fondo oceánico.

Los fondos oceánicos, son estructuras sujetas a continuas modificaciones que curiosamente son las responsables del desplazamiento de los continentes.

La teoría de la expansión de los fondos oceánicos explica entre otras cosas el movimiento de las masas continentales y por lo tanto da la razón a Wegener en cuanto a que la deriva existe, pero ha

echado por tierra las causas propuestas por él y vistas en el apartado anterior.

Esta nueva teoría ha podido desarrollarse a la luz de nuevos datos recogidos mediante métodos de investigación que eran impensables a principios del siglo XX (perforaciones, mediciones empleando satélites y láseres, estudios del relieve submarino mediante sonares, estudios de paleomagnetismo y, sin duda, procesando millones de datos con ordenadores).

Según esta teoría, las **DORSALES OCEÁNICAS** son zonas activas donde se genera nueva litosfera oceánica. Se trata de cordilleras submarinas volcánicas que se extienden a lo largo de más de 60.000 km por las zonas centrales de los océanos, con anchuras de 1.000 km y elevaciones sobre el fondo marino de unos 3 km por término medio. Sus cumbres están surcadas longitudinalmente por una hendidura de gran anchura y profundidad llamada rift. (Ver más datos en el apartado "el ciclo de Wilson").

Las dorsales no forman alineaciones continuas, sino interrumpidas por **fallas transformantes**, que desplazan lateralmente sectores de aquellas.

Las dorsales oceánicas se formarían por el siguiente proceso: se parte del supuesto de que una masa continental en un momento dado puede fracturarse y a través de la fractura comienza a fluir material magmático, procedente de la astenosfera. Este material se va extendiendo a ambos lados de la grieta, constituyendo la litosfera oceánica, que va aumentando en extensión a medida que los bloques continentales se separan. La dorsal queda así, marcando la "cicatriz" de la fracturación y, por tanto, el límite de las dos nuevas placas resultantes.

Este proceso, denominado **expansión del fondo oceánico**, comienza en una zona continental, con unas fracturas similares a las fosas tectónicas actuales del África oriental. Es la **etapa de Rift-valley**, donde aprovechando estas roturas se produce una emisión de materiales volcánicos. (El volcán Kilimanjaro en Tanzania es conocido por todo el mundo, pero no olvidemos que hay varios cientos más de volcanes en el este de África).

Sigue una nueva etapa, en la cual el valle se hace más extenso y profundo, llegando a ser invadido por el océano, aunque todavía no hay dorsal. Se denomina **etapa de mar Rojo**, por darse en esta zona las circunstancias reseñadas.

Si el proceso de separación continúa surgirá una auténtica dorsal por salida masiva de magma y un ejemplo de esta **etapa de madurez** lo encontramos en la dorsal del Atlántico.

La expansión de los fondos oceánicos está confirmada por una gran variedad de observaciones:

- 1- **Naturaleza y actividad volcánica de las dorsales.** Mediante cámaras se ha podido ver la emisión de lavas en los rifts. Las islas Azores e Islandia son de naturaleza totalmente volcánica y en realidad son picos de la dorsal centro atlántica.
- 2- **Presencia de movimientos sísmicos en las dorsales.** Los seísmos en la zona son continuos.
- 3- **Temperatura bajo las dorsales.** El gradiente geotérmico bajo las dorsales es muy superior al de otras zonas de los océanos. Esto es consecuencia del ascenso de magma desde la astenosfera.
- 4- **Edades de la corteza oceánica.** Al analizar muestras de sondeos (por métodos radiactivos) se encuentran rocas de la misma edad situadas, más o menos simétricamente, a ambos lados de la dorsal y más antiguas conforme nos alejamos del rift.
- 5- **Estudio de los sedimentos pelágicos.** Hay mucho menos espesor junto a las dorsales y datándolos mediante fósiles de organismos del plancton, se obtiene que los sedimentos son muy jóvenes cerca de las dorsales mientras que conforme nos alejamos de ellas, bajo los más modernos encontramos otros de mayor edad. [Sedimentos pelágicos: están formados por partículas que proceden de mar abierto y no de los continentes].
- 6- **Magnetismo de las rocas oceánicas.** Como sabemos, los polos magnéticos terrestres



sufren inversiones periódicas. Estudiando el paleomagnetismo de los fondos oceánicos, al alejarnos de las dorsales, se aprecia la existencia, a ambos lados de las mismas, de unas bandas paralelas de litosfera oceánica constituidas por rocas de la misma edad y magnetizadas del mismo modo (polaridad normal o polaridad invertida).

7- Medida directa de la velocidad de expansión. Gracias a nuevas tecnologías, como la luz láser, se han podido hacer mediciones de distancias muy exactas y se ha comprobado como varían a lo largo del tiempo. Así, se sabe que la velocidad de expansión varía desde unos 2 cm por año en el Atlántico norte, hasta unos 9 cm/año en el Pacífico sur.

[Esta teoría de la expansión de los fondos oceánicos fue postulada por Holmes ya en el año 1.929, pero la idea definitiva se expuso en los años 1960-61 por Hess y Dietz].

1.2.2.3. Teoría de la tectónica de las placas.

Introducción: la teoría de la Tectónica de las Placas también se conoce con el nombre de **Tectónica Global**, y sus postulados tratan de dar explicación a la totalidad de los grandes fenómenos geológicos, tales como la distribución de continentes y océanos, la formación de cordilleras, el origen y distribución de los movimientos sísmicos, el magmatismo (volcanes y plutones), las variaciones climáticas del pasado, la distribución de los seres vivos (tanto fósiles como actuales), etc.

En realidad es algo más que una teoría, puesto que muchos de los hechos citados han sido comprobados. Tanto la expansión de los fondos oceánicos como los demás aspectos tratados en este tema son pruebas y datos que se incluyen en la teoría de la tectónica global.

1.2.2.3.1. Placas litosféricas: concepto, límites y tipos.

Concepto, tipos, tamaño y número de placas. Las placas son cada uno de los fragmentos en que se halla dividida la capa sólida más externa de la Tierra. Esta envoltura cubre completamente la superficie terrestre, de modo que las placas encajan unas en otras como las piezas de un rompecabezas. Dichas placas son rígidas y los movimientos entre ellas son los responsables de fenómenos geológicos muy variados e intensos.

En profundidad, las placas están formadas por corteza y una pequeña porción de manto sólido, denominándose a este conjunto **litosfera**, bajo la cual se encuentra ese mismo manto en estado plástico, casi fundido, al que damos el nombre de **astenosfera**.

El espesor medio de las placas puede considerarse de unos 100 km, pero existen grandes variaciones, y así, en los fondos oceánicos es mucho menor (70 km) y en los continentes puede ser sensiblemente mayor (150 km).

Se consideran tres tipos de placas: **continentales**, muy gruesas. Forman continentes (zonas emergidas). Son escasas y sirve de ejemplo la placa Arábica. **Oceánicas**, de espesor uniforme y muy finas. Constituyen fondo oceánico. Son placas de este tipo la Pacífica y la de Nazca. **Mixtas**, son las más abundantes, llevan una parte continental y otra parte oceánica. Como ejemplo encontramos la placa Africana, la Euroasiática, etc.

El tamaño de las placas también es muy variable, desde las que incluyen gran parte de un océano y continente, la Africana, por ejemplo, hasta las relativamente pequeñas como es el caso de la placa (o microplaca) Helénica, de Gorda, etc.

(Como los límites no siempre están claramente marcados hay discrepancias en cuanto al número total de placas, no obstante, se vienen considerando unas ocho grandes placas que son: Euroasiática, Africana, Antártica, Indoaustraliana, Pacífica, Nazca, Norteamericana y Sudamericana. Entre las placas menores se pueden mencionar la placa Adriática, Helénica, Turca, Arábica, Iraní, etc.).

Límites o contactos entre placas). Dos placas en contacto pueden interaccionar de tres formas posibles:

1- Contacto o límite por SEPARACIÓN. También se llaman **BORDES CONSTRUCTIVOS**. En este

caso las dos placas se separan, saliendo material de la astenosfera y creándose nueva litosfera oceánica. Este límite viene marcado por las dorsales oceánicas.

2- **Contacto o límite por APROXIMACIÓN.** También se habla de **BORDES DESTRUCTIVOS**. (Debe descartarse el término de contacto por choque).

Se distinguen varios casos:

a) Contacto entre litosfera continental y litosfera oceánica. La litosfera oceánica, más fina y densa que la continental siempre se introduce bajo ésta originándose una **zona de subducción** con su correspondiente **fosa oceánica**.

b) Choque entre litosferas continentales u obducción. En este caso sí que hay un auténtico choque. El resultado es el replegamiento del material situado entre ambas placas, formándose cordilleras.

a) Contacto entre litosferas oceánicas. Una de ellas subduce bajo la otra. Se forma también una fosa oceánica y a todo lo largo de ésta, en sus proximidades, aparecen islas volcánicas (arcos de islas).

3- **Contacto o límite por FRICCIÓN o rozamiento horizontal.** También se conocen como **BORDES PASIVOS**. En este caso dos placas rozan horizontalmente. Esto ocurre a lo largo de las fallas transformantes, que ya se han comentado al referirnos a las dorsales. En estos límites ni se crea ni se destruye litosfera oceánica.

Resumiendo, podemos decir que los límites de las placas vienen dados por tres tipos de estructuras diferentes: dorsales oceánicas, fosas oceánicas y fallas transformantes.

1.2.2.3.2. El ciclo de Wilson.

Se entiende por ciclo de Wilson el conjunto de procesos que comprenden desde la **apertura o formación de un nuevo océano** hasta el **cierre o desaparición** de esa misma cuenca oceánica. En resumidas cuentas, se trata de explicar todo lo que ocurre desde la rotura de una placa continental con la consiguiente aparición de una cuenca oceánica, hasta la desaparición de la misma por colisión de los dos continentes resultantes.

Se pueden distinguir 6 fases:

fase 1: Fracturación de un continente por distensión. Es causada por corrientes de convección ascendentes que confluyen bajo una zona continental. Las presiones ejercidas por los materiales casi fundidos, producen en una primera etapa un abombamiento y distensión de la litosfera continental rígida que terminará por romperse y fallarse dando origen a un **valle de rift**. Estos valles son gigantescos, tanto en longitud como en anchura, como en profundidad. Encontramos uno en África oriental con una extensión de 6.000 km de norte a sur.

Fase 2: Separación incipiente de los dos bloques resultantes. Esto sucede tanto por el movimiento de las corrientes de convección como por la salida de lava astenosférica a lo largo de la línea de rotura. En esta fase, la fosa tectónica suele estar por debajo del nivel del mar, por lo que este penetra formando un estrecho brazo.

Como ejemplo actual tenemos el **mar Rojo** y el golfo de Adén. Todavía no hay estructura de dorsal, pero sí hay indicios de una actividad fuera de lo normal: gradiente geotérmico elevado, actividad sísmica y volcánica así como otras manifestaciones (la península de Arabia se está separando de África, y a la vez está acercándose a Asia, de ahí los graves seísmos de Irán e Irak).

Fase 3: Formación de una dorsal. Hay una salida masiva de material fundido en la zona de fractura, de modo que la separación de los dos bloques resultantes aumenta, haciéndose mayor también la extensión de la cuenca oceánica. No obstante, la lava no se deposita como lo hace en los volcanes normales (hacer esquema). La lava ocupa la fisura pero no se derrama tal y como sucede en los volcanes típicos. Tras el desplazamiento de las placas se abre de nuevo la hendidura que vuelve a



ser rellenada por lava que solidifica... Las placas crecen por aposición de material a lo largo del rift.

Ejemplo: la cuenca Atlántica nos muestra un océano bien desarrollado y en expansión, con una dorsal igualmente bien desarrollada.

Fase 4: Reducción de la cuenca.

Puede suceder que las placas que están separándose en una dorsal sufran los empujes de otras placas. Como resultado de los esfuerzos (si las otras placas "empujan con más fuerza") se produce una **zona de subducción**, de modo que la cuenca en vez de crecer, comienza a disminuir (Se rompe la placa por la parte más débil que normalmente es la unión de corteza oceánica y continental).

(La Tierra es una esfera: en unos lugares habrá expansión y en otros subducción. Todas las placas forman un conjunto y las fuerzas procedentes de las corrientes de convección, variables con el tiempo, marcan qué sucede en cada lugar y en cada momento).

Fase 5: Desaparición de la dorsal y aproximación de dos continentes. Si continúa el proceso, la propia dorsal puede ser "engullida" por la zona de subducción y el mar se va cerrando.

Este caso se pone de manifiesto en la cuenca Mediterránea, si bien actualmente el proceso parece estar casi paralizado. Algunas evidencias de la actividad entre las placas Africana y Euroasiática son las islas volcánicas griegas, los volcanes activos de Italia y Sicilia y los seísmos de Grecia, Turquía y norte de África.

Fase 6: Colisión continental u obducción. Se cierra la cuenca totalmente y los continentes se sueldan. En el choque, las plataformas continentales y parte del fondo oceánico, sufren plegamientos, roturas y cabalgamientos, originando cordilleras de tipo bicontinental o intercontinental.

El ejemplo más llamativo lo tenemos en la cordillera del Himalaya, consecuencia del choque de la placa Indoaustraliana y la placa Euroasiática. En la península Ibérica, los Pirineos o las Béticas son también cordilleras producidas por obducción.

1.2.2.3.3. Bordes constructivos. Rifts.

Ya se ha hablado de los bordes constructivos, tanto de la formación de un valle de Rift como de su posterior evolución, que supone la aparición de una dorsal, de nuevo fondo oceánico y en consecuencia de un nuevo océano.

Refiriéndonos a procesos petrogenéticos asociados, diremos que las propias dorsales y todo el fondo oceánico se forman por un proceso de enfriamiento y solidificación de material de la astenosfera.

Aunque dicho material se supone compuesto por PERIDOTITAS (rocas silicatadas ultrabásicas), los fenómenos de **crystalización fraccionada** y de **diferenciación** hacen que el material que sale a la superficie del fondo marino sea de tipo BASÁLTICO (roca silicatada básica), formando coladas de lavas basálticas almohadilladas por contacto directo con el agua, columnas de basalto a una cierta profundidad y llegando a ser gabros aún a mayor profundidad (gabros y basaltos tienen una misma composición mineralógica pero distinto grado de cristalización, por ser los primeros de origen plutónico y los segundos volcánicos).

Para explicar el paso de material sólido (aunque plástico en la astenosfera) a líquido, se piensa en la existencia de una cámara magmática intermedia conectada al fondo marino mediante fracturas en la cual, la disminución de presión debida a las roturas produciría la fusión de las peridotitas. En esa cámara magmática el material fundido se diferenciaría, quizás por densidades distintas de sus componentes, saliendo al exterior los basaltos.

1.2.2.3.4. Bordes destructivos y orógenos relacionados.

La formación de litosfera en las dorsales se compensa con la destrucción de la misma en las **zonas de subducción**, de manera que en un momento dado, la cantidad de litosfera que se crea es exactamente la misma que la que se destruye en todo el conjunto del planeta: por lo que hoy día

sabemos, la Tierra no ha aumentado ni disminuido de tamaño.

En las zonas de subducción, la litosfera oceánica de una placa se introduce bajo el borde continental u oceánico de otra, doblándose y descendiendo hacia el interior de la placa "**pasiva**". En este descenso, la placa "**activa**" se calienta por fricción y acaba por fundirse e incorporarse a la astenosfera. Así, la litosfera oceánica está en continua renovación. La velocidad de subducción varía de unas zonas a otras alcanzando desde 5 hasta 15 cm/año.

La subducción puede realizarse frente al borde oceánico o continental de otra placa. En este segundo caso, si la placa que subduce es mixta, cuando se ha consumido por entero la región oceánica, se producirá la colisión o choque de las litosferas continentales y por tanto el cierre del océano u **obducción**.

La subducción queda demostrada por una serie de hechos que son:

- 1- La edad de la litosfera oceánica. Es máxima en las zonas próximas a las de subducción y nunca supera los 180 millones de años.
- 2- Existencia de fosas oceánicas. Estas estructuras son el resultado del "doblez" de la placa que se hunde. Estas hendiduras alcanzan profundidades medias de casi 10.000 metros, frente a los 4.000 m del fondo oceánico.
- 3- Magmatismo asociado. La intensa fricción producida entre las placas hace aumentar la temperatura, produciéndose la fusión de los materiales que ascienden constituyendo los volcanes y plutones típicos de estas regiones, cuyas rocas no son basálticas. La razón sería que el magma resulta de la mezcla de la fusión de la placa que subduce, la fusión de sedimentos arrastrados y el propio magma astenosférico. (En las dorsales y otros puntos del planeta los volcanes son basálticos).
- 4- Movimientos sísmicos. El mismo hecho de la fricción o rozamiento produce seísmos. Los terremotos más intensos se dan en estas zonas y aquí también la frecuencia de los mismos es la más elevada. Los focos de estos seísmos varían desde superficiales, cerca del margen de la placa pasiva bajo la que se produce la subducción hasta muy profundos (unos 700 km) con la circunstancia de que cuanto más profundos son más se introducen en la placa pasiva.

Al proyectar en un sistema de coordenadas la profundidad de los focos sísmicos con relación a la distancia al borde de la placa pasiva, los hipocentros forman un plano con una inclinación media de unos 45° llamado **PLANO DE BENIOFF**.

- 5- Procesos orogénicos o formación de cordilleras. Las cordilleras pueden explicarse como resultado del choque de dos placas. Se distinguen, al menos, dos tipos:

1- **Cordilleras Perioceánicas o Pericontinentales.**

Se producen en zonas de subducción entre litosfera oceánica y litosfera continental. Los materiales acumulados en la plataforma continental, en el talud y en la fosa, así como los transportados por la placa oceánica en su avance, son comprimidos, plegados y fracturados. Por otra parte, la fricción entre las placas produce la fusión de materiales que junto con el magma astenosférico saldrán a la superficie como lavas diferentes a las que surgen en las dorsales, formando volcanes. Como consecuencia de todo lo anterior, la litosfera continental se hace más gruesa y crece por el extremo de la placa. Dos ejemplos de orógenos de este tipo lo constituyen los Andes y las montañas Rocosas que recorren los dos continentes americanos.

2- **Cordilleras Bicontinentales o Intercontinentales.**

Son causadas por colisión de continentes en las etapas finales del cierre de un océano u obducción. Al ser las placas continentales gruesas y poco densas, no se produce subducción sino un choque de ambas y el cabalgamiento de parte de una sobre la otra. Como resultado final habrá un replegamiento de los materiales situados en los márgenes continentales y el material sedimentario depositado sobre el fondo oceánico del mar que se cierra. En ocasiones, si una masa continental llega a montarse sobre la otra, se formará una meseta en la primera (un ejemplo lo constituye la meseta del Tíbet). El proceso es tan violento que pueden aflorar materiales de



zonas muy profundas como las OFITAS u OFIOLITAS (rocas plutónicas ultrabásicas de color verde oscuro) así como todo tipo de rocas metamórficas e ígneas. [Existen ofitas en Valdepeñas].

En estas cordilleras es característica la gran intensidad de la deformación, con la existencia de numerosos cabalgamientos y mantos de corrimiento. Sin embargo son muy pobres en vulcanismo debido precisamente a que la obducción cierra los posibles caminos de salida del magma.

Ejemplos típicos de estos orógenos son el Himalaya, los Pirineos, los Alpes o las cordilleras Béticas.

- 6- Arcos de islas o arcos insulares. Se originan por subducción entre bordes de placas oceánicas, o entre borde oceánico y borde continental de plataforma extensa. A lo largo de estos contactos hay fosas oceánicas y sobre la placa pasiva (la que no subduce) hay islas distribuidas paralelamente a lo largo de estas hendiduras.

Estas islas son volcánicas y algunas de ellas tienen además rocas sedimentarias plegadas (no se trata de sedimentos recientes). Los arcos de islas actuales se encuentran fundamentalmente en los contactos de la placa Pacífica con la Euroasiática y la Indoaustraliana.

Hay dos tipos de arcos de islas:

- **Maduros** como los de Japón, Filipinas o Indonesia que son de edad antigua, están cerca de un continente, son islas de gran tamaño y además de estar formadas por volcanes contienen una proporción importante de rocas sedimentarias. Con el tiempo tienden a quedar unidas con el continente al plegarse los sedimentos del mar interior, que se cierra, formándose cordilleras PERIOCEÁNICAS.

- **Jóvenes o inmaduros**, suelen estar alejados de los continentes, mayoritariamente sus islas son exclusivamente volcánicas sin materiales de otro tipo y son estructuras relativamente recientes. Se supone que evolucionarán acercándose a los continentes y acumulando materiales sedimentarios plegados.

El nombre de arco de islas proviene del aspecto siempre curvo de las fosas y por tanto de la disposición igualmente en arco de circunferencia del archipiélago. [Si la Tierra fuera plana no habría arcos sino rectas].

Los volcanes aparecen sobre la placa pasiva y se forman por la salida de lava procedente de la fusión de la placa que subduce, junto con material fundido de la astenosfera y por litosfera continental u oceánica de la placa pasiva que también se funde en la zona de rozamiento.

1.2.2.3.5. Áreas de intraplaca: magmatismo.

Existen formaciones que no pueden explicarse por las causas anteriores y son:

CORDILLERAS INTRACONTINENTALES

Las cordilleras intracontinentales son aquellas que se han formado en el interior de un continente por un proceso de distensión que produce un valle de rift (sistema de fallas con disposición de fosa tectónica). Este valle puede inundarse y acumular sedimentos (se trataría de la primera etapa de formación de una dorsal). Pero en un determinado momento la distensión cesa y se produce una compresión (quizás un cambio en la dirección de las corrientes de convección). Esta compresión eleva los materiales al plegarlos, pero en ningún caso éstos resultan muy deformados. La consecuencia es una cordillera sin magmatismo y sin mantos de corrimiento (estilo Jurásico).

PUNTOS CALIENTES

Hay innumerables islas volcánicas que en muchos casos aparecen alineadas y alejadas de los límites de las placas. Su origen es diferente a las de los arcos de islas. Son debidas a la presencia en la astenosfera de lo que se conoce como PUNTO CALIENTE. Se supone que hay un ascenso lento de materiales en zonas muy concretas y puntuales que se denominan PLUMAS DE MANTO.

Estas columnas tienen una localización fija pero una actividad variable a lo largo del tiempo. En periodos de actividad es capaz de producir tensiones en la litosfera oceánica llegando a abrir grietas por las que saldrá material fundido que formará un volcán submarino que, si llega a emerger, será una isla. Al cabo de un tiempo la actividad puede cesar, con lo que el volcán se extinguirá. Como la placa sobre la que se sitúa se desplaza (las placas se mueven), el volcán se alejará del punto caliente. Si la pluma vuelve a activarse creará sobre ella un nuevo volcán, mientras que el antiguo no volverá a entrar en erupción. La repetición del proceso originará archipiélagos o volcanes submarinos alineados (siguiendo la dirección de crecimiento de la placa).

Ejemplos de este fenómeno de puntos calientes lo encontramos en las **islas Canarias**, en las **islas Hawái** o en los numerosos guyots de los fondos oceánicos (volcanes de cima plana).

Por este mismo motivo se explicaría la existencia de ciertos volcanes continentales y la presencia de antiguas y enormes coladas de basalto como las de la meseta del Decán en la India y otras en Norteamérica. El famoso parque Nacional de Yellowstone es otro ejemplo de punto caliente continental.

[Atención: las islas Canarias están formadas por el fenómeno de punto caliente, pero no están alineadas ya que todas ellas se han formado al mismo tiempo y debido a la salida de lava a lo largo de dos fisuras. Por lo tanto, no tienen que ver con el fenómeno de activación y desactivación de la pluma de manto y el movimiento del fondo oceánico].

1.2.2.3.6. Fallas transformantes

Aunque han sido mencionadas en varios apartados anteriores, conviene explicar con más profundidad estas estructuras:

En las dorsales oceánicas se produce la salida de material fundido que taponan la grieta que hay entre las dos placas que se separan. Esta grieta tiene una longitud de miles de kilómetros. Es lógico suponer que la velocidad de separación a lo largo de toda ella no tiene por qué ser la misma (depende de muchos factores y entre ellos de la intensidad de las corrientes de convección que mueven dichas placas). Debido a este hecho se generan tensiones que rompen literalmente las placas siguiendo líneas aproximadamente perpendiculares al eje de la dorsal (la grieta).

Todas las dorsales están divididas por innumerables fallas transformantes que tienen longitudes de varios miles de kilómetros y que les dan el aspecto de una espina dorsal o columna vertebral. De ahí viene el nombre de *dorsales* centrooceánicas.

Como veremos en el tema siguiente, una falla es una estructura geológica que supone una discontinuidad (rotura) en los materiales rocosos seguida de un movimiento entre los bloques separados por dicha discontinuidad. Según el movimiento relativo entre los bloques, se habla de diferentes tipos de fallas. Por una serie de características específicas, tanto de origen como de comportamiento, las fallas transformantes son muy diferentes de las otras.

Con esquemas veremos cómo se produce el movimiento relativo de bloques a ambos lados de la falla transformante. Como es lógico deducir, dicho movimiento produce seísmos y por ello las zonas de las dorsales son zonas de alta sismicidad.

Aunque la inmensa mayoría de las fallas transformantes se sitúan bajo los océanos, algunas veces aparecen sobre la corteza terrestre. El caso mejor estudiado es el de la falla de San Andrés, que corre por California.