



Geología

GEODINÁMICA EXTERNA

María del Rosario Guevara Salas
Ingeniera Geóloga

Introducción

La geodinámica externa estudia la acción de los agentes atmosféricos externos: viento, aguas continentales, mares, océanos, hielos, glaciares y gravedad, sobre la capa superficial de la Tierra; fenómenos éstos que van originando una lenta destrucción y modelación del paisaje rocoso y del relieve, y en cuya actividad se desprenden materiales que una vez depositados forman las rocas sedimentarias. Igualmente, los efectos resultantes sobre las formas del relieve, evolución y proceso de modelado, es investigado por la geomorfología.

Fuerzas constructivas y destructivas

Las fuerzas actuantes desde el interior y exterior de la Tierra llevan realizando esa labor desde la constitución del planeta. Ambas fuerzas son opuestas, pues la interna (*dinámica interna*) "construye" y transforma continuamente la corteza terrestre desde el centro de la Tierra, es decir, elevando o declinando el terreno y alterando los materiales física y químicamente (volcanes y manifestaciones sísmicas); mientras que la externa (*dinámica externa*) "destruye", actuando por medio de las fuerzas que tienen su origen en la radiación solar y por tanto en los cambios de temperatura, es decir, el viento, lluvia, hielos y glaciares, aguas continentales, mares y océanos, etc., los cuales proceden a la erosión o meteorización, desplazamiento y sedimentación de los materiales.



Las fuerzas internas "construyen" la corteza terrestre desde el centro de la Tierra

Ambas fuerzas, interna y externa, al ser de valores opuestos tienden a neutralizarse mutuamente. Así, cuando se manifiestan las energías del interior de la corteza terrestre en forma de erupciones ígneas y movimientos sísmicos que culminan con la elevación del terreno, las energías externas proceden a la erosión de esas elevaciones, reduciendo el volumen y cubriendo o rellenando las depresiones.



Las fuerzas externas "destruyen" erosionando, meteorizando, desplazando y sedimentando los materiales "construidos" por las fuerzas internas

Todos estos fenómenos de construcción y destrucción se mantienen continuamente en movimiento, así ha sido a través de los tiempos geológicos durante miles de millones de años, desarrollándose en un estado "vivo" sin llegar jamás a un equilibrio estable, y así se mantendrá mientras el Sol siga enviando energía a la Tierra.

Factores del modelado

Como se ha dicho, la geodinámica externa es la responsable de esculpir el relieve de la superficie terrestre. Los agentes geológicos externos (atmósfera, viento, aguas, glaciares, etc.) son los que erosionan, desgastan y modelan las formas o masas rocosas iniciales levantadas por las fuerzas tectónicas del interior de la Tierra, y secuencialmente convierten en nuevas formas paisajísticas.

Los factores que influyen en el modelado de la superficie terrestre son tres: *factores litológicos*, *factores tectónicos*, y *factores erosivos*. Los factores litológicos (relativo a las rocas), tienen que ver con las características de las formaciones o masas rocosas, es decir, capacidad de ser alteradas, permeabilidad, grado de dureza, etc. Los factores tectónicos (relativo a la estructura de las rocas), determinan la disposición relativa de los estratos, así como el tipo de estructuras dominantes. Por su parte, los factores erosivos se relacionan en gran parte con las condiciones del clima, aunque dependiendo de la región de que se trate, y por tanto del tipo de relieve, existen determinados agentes erosivos que son más determinantes.

Los agentes atmosféricos actúan sobre la capa más externa de la corteza terrestre alterando o erosionando las rocas y minerales, y convirtiéndolos en diferentes fragmentos o residuos que pueden ser transportados y sedimentados.

Este proceso se realiza de dos formas: mediante una acción física (mecánica o disgregación) y otra química (descomposición o alteración), aunque dependiendo del clima de cada región puede predominar una u otra; al conjunto de estas acciones se le denomina *meteorización*.

Estas definiciones pueden variar dependiendo de los autores; en algunos casos se considera que la meteorización es el producto de la acción química, mientras que la acción física consiste sólo en la disgregación.



Los desiertos y alta montaña están especialmente expuestos a la actividad física, debido a las grandes diferencias de temperatura día/noche, que dilatan y contraen las rocas generando fisuras y fragmentación

Como se ha dicho, la meteorización produce fragmentos de rocas y minerales, así como otros productos residuales y solubles, que pueden ser transportados y depositados a otros niveles, lo que deja nuevas superficies expuestas a la meteorización. Este proceso está tan ligado al concepto de erosión que en muchas ocasiones se consideran sinónimos, al no existir una clara distinción de donde empiezan y terminan ambos, pues tanto una como otra culminan con el desgaste paulatino del relieve, aunque se asume que el agente inicial de la meteorización es la atmósfera, para posteriormente ser transportados y sedimentados los elementos por medio del viento y el agua.

La meteorización mecánica

La meteorización mecánica es la disgregación física de las rocas en fragmentos. Los agentes actuantes son los cambios de temperatura, humedad y actividad biológica. Tras la meteorización mecánica, las superficies creadas mediante los distintos fragmentos quedan dispuestas a la acción de la meteorización química.

Temperatura

Dependiendo de los coeficientes de dilatación y absorción de los minerales por la acción de los rayos del sol, se producen al calentarse unas diferencias de tensión en su estructura. Por ejemplo, los materiales oscuros absorben más calor que los claros y están expuestos a una mayor actividad física, especialmente en las regiones desérticas y de alta montaña, en donde las altas variaciones de temperatura día/noche imprimen a las rocas fuertes contracciones y dilataciones, que culminarán a la larga con la generación de fisuras y su fragmentación. Cuanto más pequeñas sean los fragmentos más fácilmente serán transportados por agentes como el viento.

La meteorización mecánica (continuación)

Agua

El agua en estado líquido tiene influencia en la meteorización mecánica de las rocas, sin embargo transformada en hielo en su interior puede acortar en gran medida este proceso. En el periodo de unas pocas horas el hielo puede abrir fisuras en las rocas superficiales y exponerlas a una acción acelerada de otros agentes.

Cuando las rocas asoman a las capas más superficiales de la corteza terrestre, presentan unas grietas o fisuras (en bloques o placas) llamadas *diaclasas*, resultado de la acción expansiva que manifiestan al reducirse la compresión a que están sometidas en el interior de la corteza. Cuando el agua de lluvia o procedente de los deshielos penetra en el interior de estas grietas, queda sometida a otro efecto expansivo cuando la temperatura desciende por debajo de los 0 grados.

Como se sabe, cuando se forma hielo el volumen inicial del agua aumenta hasta un 9%, esto ejerce presiones en el interior de la grieta que superan los 2.000 kilogramos por cada centímetro cuadrado. El resultado es la llamada *gelivación* o *gelifración*, consistente en la descamación de la roca que tras la rotura culmina con la fragmentación; si la roca es muy porosa como para que el agua pueda empapar bien, entonces su disgregación puede llegar a tener consistencia granular.



Los efectos de la gelivación son los depósitos fragmentarios denominados gleras, canchales, pedrizas o pedreras

Como resultado de la gelivación se originan por gravedad depósitos fragmentarios, que pueden observarse acumulados en laderas y paredes. denominados *pedrizas* o *pedreras*; o *gleras* o *canchales* si se trata de fragmentos angulosos.

Actividad biológica

La actividad biológica también actúa en la disgregación mecánica de las rocas, aunque lo hace siempre en una segunda fase. Por ejemplo, cuando las rocas ya presentan fisuras éstas pueden ser colonizadas por las raíces de los árboles, que imprimen presión conforme crecen y aumentan de volumen. La presión ejercida por las raíces no es comparable a la del hielo (no es mayor de 15 kg. por centímetro cuadrado) pero puede ser suficiente para generar rotura y desprendimiento de rocas, las cuales quedarán después a merced de otros agentes.

La meteorización química

La meteorización química es el conjunto de los procesos de *disolución*, *hidratación*, *oxidación*, *hidrólisis* y *carbonatación*, todos ellos llevados a cabo por medio del agua, sea por sí misma o actuando como agente portador; o por los agentes gaseosos de la atmósfera como el oxígeno y el dióxido de carbono.

Las rocas se disgregan más fácilmente gracias a este tipo de meteorización, ya que los granos de minerales pierden adherencia y se disuelven o desprenden mejor ante la acción de los agentes físicos.



La descamación de las rocas clásticas es una consecuencia típica de la meteorización química

Las rocas clásticas, es decir, las formadas por fragmentos de otras rocas preexistentes, sufren una expansión superficial y se desintegran paulatinamente en forma de capas o bolas semiesféricas (desprendimiento de escamas o *descamación*). La descamación es una consecuencia típica de la meteorización química.

Disolución

Consiste en la incorporación de un soluto al agua, es decir, de las moléculas aisladas de un cuerpo sólido a otro cuerpo mayoritario y disolvente como es el agua. Mediante este sistema se disuelven muchas rocas evaporitas, o sea rocas sedimentarias de precipitación química, que están compuestas por las sales que quedaron al evaporarse el agua que las contenía en solución. Ejemplo de algunas rocas que tienen este origen son los sulfatos (yesos y anhidrita) o los haluros (silvina, carnalita y halita).

Se estima que estas rocas son producto de la desecación de grandes lagos salados. Cuando los materiales de esta composición son disueltos y arrastrados, dejan surcos y oquedades en la superficie de la roca formando lo que se denomina un *lapiaz*.

Hidratación

La hidratación es el proceso por el cual el agua se combina químicamente con un compuesto. Consiste en la hidratación de las redes cristalinas de los minerales mediante la incorporación de moléculas de agua. En este proceso se libera una gran cantidad de energía, pues los materiales son forzados a una transformación de su volumen.

Cuando las moléculas de agua se introducen a través de las redes cristalinas se produce una presión que causa un aumento de volumen, que en algunos casos como es la transformación de anhidrita a yeso puede llegar a ser del 50%. Cuando estos materiales transformados se secan se produce el efecto contrario, se genera una contracción y se resquebrajan. Las características de plasticidad y aumento de volumen ocurren muy especialmente en las arcillas del grupo de las montmorillonitas.

Oxidación

La oxidación se produce por la acción del oxígeno, generalmente cuando es liberado en el agua. En la oxidación existe una reducción simultánea, pues la sustancia oxidante se reduce al adueñarse de los electrones que pierde la que se oxida.

Mediante este proceso, al oxidarse el hierro que existe en las rocas en abundancia, se torna insoluble, es decir no es arrastrado disuelto en el agua, y pasa a formar parte de los productos resultantes de la meteorización. Los sustratos rocosos de tonalidades rojizas, ocres o parduzcas que se pueden observar en el paisaje en muchas ocasiones, son propias de este proceso.

Hidrólisis

La hidrólisis es la descomposición química de una sustancia por el agua, que a su vez también se descompone. En este proceso el agua tiene la capacidad de disociarse en iones que pueden reaccionar con determinados minerales, a los cuales rompen sus redes cristalinas.

La temperatura tiene una influencia notable en este proceso de disociación, siendo proporcionalmente mayor cuanto más nos alejamos de los polos hacia el ecuador, y alcanzando su máxima intensidad en las regiones húmedas. Mediante la hidrólisis se producen las escisiones de las redes cristalinas de los feldspatos (como la ortosa presente en el granito) y feldspatoides (como la nefelina y la leucita), originándose así los minerales arcillosos más comunes, como son la caolinita, montmorillonita e illita.

Carbonatación

La carbonatación consiste en la capacidad del dióxido de carbono para actuar por si mismo, o para disolverse en el agua y formar ácido carbónico en pequeñas cantidades.



Efecto de la disolución de rocas carbonáticas

El agua carbonatada es el responsable de que se produzcan las reacciones de carbonatación con rocas cuyos minerales predominantes sean calcio, magnesio, sodio o potasio, lo que da lugar a los carbonatos y bicarbonatos. Los paisajes kársticos son clásicos de la disolución del carbonato de calcio componente de las calizas.

Acción biológica

La acción biológica también colabora en la disgregación química de las rocas. Así, los ácidos liberados por las cianobacterias, así como rizoides de líquenes y musgos e hifas de los hongos, terminan alterando las superficies rocosas.

Los componentes minerales de las rocas pueden ser descompuestos por la acción de sustancias liberadas por estos organismos, tales como ácidos nítricos, amoniacos, CO₂, etc., los cuales potencian la acción erosionadora del agua.

El viento es el resultado de las variaciones de la temperatura atmosférica debidas a la radiación solar. Físicamente no es más que el movimiento del aire desde áreas de presión más altas hacia áreas de baja presión. Generalmente, las temperaturas más frías desarrollan presiones más altas debido al aire fresco que se desplaza en dirección a la superficie de la Tierra. Las bajas presiones se forman por el aire caliente que se irradia desde la superficie terrestre.

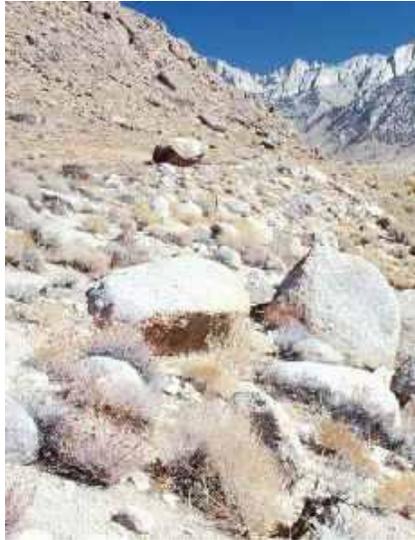
La acción eólica (del dios griego del viento *Eolo*) surge más intensamente en las regiones desérticas, y en general en las zonas ausentes de vegetación, como es el caso de las playas. La acción geológica del viento, aunque importante, es cuantitativamente menor que la de otros agentes erosivos, está condicionada a la ausencia de vegetación y a la presencia de partículas sueltas en la superficie; realiza dos tipos de acciones erosivas: *deflación* y *corrosión*.

Por su parte, la gravedad es la fuerza de atracción que efectúa la masa de la Tierra sobre los cuerpos situados en el campo gravitatorio terrestre. Esta fuerza produce la caída de los cuerpos hacia la superficie de la Tierra, siendo afectados por obstáculos que encuentran en su recorrido, que les imprimen *abrasión*, *modelación*, *rotura* o *disgregación*.

Deflación

La deflación es el proceso por el cual el viento levanta, arrastra y dispersa los fragmentos de rocas meteorizadas del suelo, tales como los limos (partículas de entre dos y veinte micrómetros), así como arenas y arcillas de tamaño adecuado para ser transportados por el viento. Dichos fragmentos, además de producir corrosión sobre otras rocas desgastándolas, se imprimen abrasión a sí mismas en su desplazamiento cuando chocan con la superficie de otras rocas; cuando éstas son de consistencia heterogénea la erosión avanza más rápidamente en las zonas más blandas, produciendo lo que se denomina *superficie alveolar*.

El desplazamiento se realiza de forma similar a como ocurre en las corrientes fluviales, es decir en función del tamaño y peso. Este movimiento puede ser por *reptación*, consistente en el deslizamiento o arrastre a nivel de suelo; *saltación* o acción de saltar los fragmentos por encima de diferentes obstáculos, y cuyo ejemplo podemos observarlo en las conocidas ondulaciones o rizaduras de arena (ripple-marks) que se forman en las playas y arenales; y *suspensión* o acción de quedar los fragmentos suspendidos en el aire en forma de finas partículas. Por su parte, los fragmentos de mayor tamaño que no pueden ser barridos por el viento, quedan aislados y acumulados en el lugar.



Cuando la deflación se produce en los desiertos, las arenas y partículas más pequeñas son desplazadas, mientras que los materiales más pesados quedan acumulados formando paisajes pedregosos

Los efectos de la deflación en los desiertos originan paisajes muy característicos. La arena es desplazada por cualquiera de los métodos descritos, mientras que los fragmentos de tamaño suficientemente grande como para impedir ser levantados o arrastrados, van quedando acumulados originando desiertos pedregosos denominados *reg*; en el desierto del Sahara son características las mesetas llamadas *hamadas*, que muestran superficies plagadas de materias pedregosas donde la arena ha sido barrida por efecto de la deflación.

Corrosión

La *corrosión* es la abrasión sufrida por las rocas al ser friccionadas por los impactos de las partículas arenosas que son transportadas por el viento. Cuando estas partículas golpean las rocas sufren a su vez una transformación, tomando un aspecto redondeado.

Si las rocas son blandas se produce lo que se denomina *erosión alveolar* o *diferencial*, es decir, presentan alveolos u oquedades resultado de los golpes repetitivos que las partículas arenosas imprimen en determinados puntos de la superficie. Cuando las rocas son deleznales, o sea, fáciles de romper, disgregar o deshacer, entonces se pueden llegar a formar depresiones o corredores muy profundos.



La erosión alveolar o difusiva es el resultado de la acción de los agentes erosivos que las partículas arenosas imprimen sobre la superficie de las rocas blandas

Cuando la corrosión ocurre sobre rocas homogéneas y compactas las superficies van siendo pulimentadas, resultando efectos con una tonalidad característica denominada *pátina*, muy evidente en zonas desérticas. Igualmente, los fragmentos impactantes adquieren formas de facetas (poliédricas).

Cuando el viento pierde fuerza va depositando los materiales transportados de forma gradual, lo que habitualmente da lugar a la acumulación de partículas de similar tamaño y peso. Ejemplo de este fenómeno son las dunas y arenales y los llamados *loess*. Los loess (o Loes, de la localidad alemana de Löss) es material de origen periglacial, sedimentario arcilloso de color amarillento (limo o polvo muy fino); no presenta estratificaciones y absorbe el agua de lluvia sin producir manantiales. Se encuentra en los valles del Rin y del Mississippi, presentando espesores de entre 5 y 19 m., pero la zona típica de loes es el norte de China, donde cubre unos 600.000 kilómetros cuadrados de superficie y puede alcanzar los 100 m. de espesor. Las praderas americanas y pampas argentinas se levantan sobre este tipo de suelo, y se han demostrado como de gran fertilidad cuando se utilizan como suelos agrícolas.

Por su parte, las dunas formadas por el efecto de la corrosión pueden ser fijas o móviles, y a su vez mostrarse unidas o aisladas. Las dunas móviles son montículos de arenas que en los desiertos y playas son movidos por el viento de grano en grano para formar series paralelas de montículos. Las más características son los denominados *médanos*, *medaños* o *barjanes*, con forma de media luna y que avanzan con los brazos por delante.



Las dunas son resultado de **partículas** similares en tamaño y peso transportadas por el viento

Los grandes campos de dunas como los que se pueden observar en el desierto del Sahara opuestas a las hamadas o regiones pedregosas, se denominan *erg*. Éstos se presentan en conjuntos longitudinales y paralelos a la dirección del viento. Cuando el viento va levantando (excavando) la arena que se encuentra en medio de estas alineaciones, se forman pasillos o corredores denominados *feidj*. Cuando esta excavación logra alcanzar el sustrato se denomina *gassi*.

La erosión areolar

La *erosión areolar*, o también llamado *fenómenos de ladera*, son un conjunto de acciones que tienen lugar en planos inclinados del terreno, y que culminan con el modelado o erosión de las laderas, pendientes o vertientes de los valles. Los materiales procedentes de la meteorización van siendo desplazados lentamente hacia el fondo de los valles, sea por agentes como el agua o simplemente a causa de su propio peso por efecto de la gravedad.

Los materiales acumulados en las partes bajas son generalmente arrastrados por las corrientes fluviales y los glaciares, lo que se denomina *erosión lineal*, pero en ocasiones el volumen acumulado puede llegar a ser de tal magnitud que tapone los valles e impida el discurrir normal de los cursos de agua, produciendo desvíos o desbordes.

La erosión areolar puede ser de dos tipos: desplazamiento de masas y desplazamiento de partículas:

Desplazamiento de masas

El desplazamiento de masas surge cuando la totalidad de un producto de materiales meteorizados se despega del sustrato rocoso. Se realiza de tres formas: deslizamiento de tierras, coladas de barro y reptación:

Deslizamiento de tierras

Los corrimientos o deslizamientos de tierras consisten en desprendimientos de grandes cantidades de materias arcillosas plásticas o arenosas, donde el agua ha conseguido penetrar profundamente separando las capas homogéneas. En aquellos casos en que la base sobre la que se asientan estos materiales sean rocas impermeables, entonces se transforman en una especie de planchas de deslizamiento, por efecto del agua que no puede penetrar más levantando y desplazando los materiales meteorizados.

Coladas de barro



Cuando determinadas materias de grano fino se empapan, tales como las cenizas volcánicas, se produce la solifluxión o coladas de barro

Las coladas de barro, también llamadas *solifluxión* o *gelifluxión*, se producen al empaparse determinados materiales de grano fino, tales como cenizas volcánicas, arcillas, etc., generalmente por efecto de las aguas pluviales, y que en forma de una pasta semisólida puede fluir por las pendientes produciendo a su paso erosión areolar.

Reptación

La reptación, también llamado *creeping*, consiste en el lento descenso de los derrubios del suelo por las pendientes, cuando aumentan de volumen por efecto de las aguas pluviales o las heladas. Este efecto se da en en presencia de agua en cualquier tipo de clima.

Desplazamiento de partículas

Los desplazamientos de partículas surgen, de una parte por efecto de la gravedad, al caer e impactar sobre el suelo a través de paredes y laderas escarpadas los productos de la meteorización, tales como cantos o bloques. Por otra parte, como efecto de las aguas pluviales; las gotas de lluvia actúan mecánicamente sobre las partículas del terreno al impactar sobre él, desprendiéndolas y dejándolas disponibles para su posterior transporte o desplazamiento. Los efectos de las gotas de lluvia son más eficaces cuando se desarrollan en terrenos desprovistos de vegetación.

Las aguas continentales son las que se encuentran en el interior de los continentes.

Están constituidas por las aguas salvajes (aguas superficiales por saturación del sustrato), los cursos de agua (ríos y torrentes), lagos, aguas que discurren bajo el sustrato (subterráneas), y glaciares (grandes masas de hielo en movimiento).

Aguas salvajes

Las aguas salvajes o de arrollada, son aquellas que circulan por la superficie cuando el sustrato se impermeabiliza o satura surgiendo a nivel del suelo. Con lluvias moderadas estas aguas afloran en forma de pequeños hilos, los cuales se unen o funden con otros adyacentes hasta formar diminutos cursos de agua en forma de hileras denominadas *arrollada difusa*, los cuales arrastran en su desplazamiento las partículas más pequeñas que encuentran a su paso.

Cuando las lluvias son copiosas, éstas tienden a buscar por gravedad el camino de menor resistencia al avance, tales como desfiladeros, pendientes, cauces de ríos o propios de la erosión, etc. Si esas aguas se concentran en cauces más o menos estables, que han sido favorecidos por la naturaleza de las superficies que invaden, tales como las arcillosas o arenosas, entonces se denomina *arrollada concentrada*. Estas precipitaciones intensas pueden movilizar partículas muy variadas, desde simples arenas o gravas, hasta grandes piedras y bloques.

Las aguas de arrollada concentrada siguen la línea de máxima pendiente, y en su curso van recortando el terreno y encajándose en barrancos estrechos y profundos denominados *cárcavas* o *badlands*. Son característicos de zonas carentes de vegetación.



El acarcavamiento sobre rocas arcillosas o arenosas da como resultado la formación de las denominadas chimeneas de hadas o chimeneas de erosión

Cuando estas aguas discurren entre rocas poco compactas o predominantemente arenosas o arcillosas, entonces pueden llegar a formar lo que se denomina *chimeneas de hadas*, *chimeneas de erosión*, o *señoritas con sombrero* (*damescoiffées*).

Estas formas surgen porque el acarcavamiento va erosionando las rocas, permaneciendo las crestas elevadas y aisladas por efecto de la protección contra la erosión que presentan algunos grandes bloques, con respecto a los materiales que tienen debajo. Los *lapiaces* y *lenares*, son paisajes típicos de la erosión por aguas de arrollada que tienen lugar en rocas calizas y evaporíticas.

Aguas fluviales

La erosión por aguas fluviales es la llevada a cabo por los cursos de ríos y torrentes. La energía cinética del agua, es decir, el efecto de la fuerza sobre su movimiento, determina la intensidad de la erosión y depende de la energía potencial, o sea de la energía del agua según la posición que ocupa, la cual se debe a la diferencia de altura entre la zona donde discurre y el nivel de base, que generalmente es el mar.

La energía cinética no es uniforme a lo largo del curso del río y es mayor en el tramo alto, de mayor pendiente, y menor en la desembocadura; ello determina una erosión diferencial que modifica el perfil longitudinal del curso del río, evolucionando hacia el denominado *perfil de equilibrio*, en el que cada punto del mismo recibe por sedimentación la misma cantidad de materiales que pierde por erosión. Los cambios de nivel de base (generalmente del mar), por efecto de las transgresiones y regresiones marinas, determinan un nuevo perfil de equilibrio.

Ríos

Los ríos son cursos de agua que se mantienen fijos y constantes (en lo que se refiere a su constancia fluvial), no así en cuanto a sus características físicas, que se transforman por efecto de la erosión. Los ríos no poseen diferencias fundamentales con las torrentes, salvo en que éstas son rápidas e impetuosas y existen en función de las inclemencias pluviales, o sea, se diferencia de los ríos básicamente por su periodicidad.

Tipos de ríos

Se distinguen varios tipos de ríos en función de su origen: *Glaciar*, *nival* y *pluvial*. El de tipo glaciar es aquel que recibe las aguas por efecto de la fusión del hielo de los glaciares; el nival tiene similitudes con el glaciar en el sentido de recibir las aguas de la fusión de las nieves, pero sólo en primavera y verano, procedente de las nieves que han cuajado en el último invierno; y el de tipo pluvial, que está formado por las lluvias de invierno principalmente. En general los ríos suelen ser de tipo mixto, pues la mayoría reciben agua de sus afluentes, los cuales pueden tener diferentes fuentes de alimentación.

Nivel de base

La parte más baja del curso de un río es el llamado *nivel de base*. En los ríos que desembocan en el mar, éste es su nivel de base, mientras que para los afluentes es el nivel del propio río en que desembocan. Si el río desemboca en un lago, entonces el nivel de base es el de la propia masa de agua del lago.

Cursos de un río

Existen tres zonas o tramos definidos en el recorrido de un río: curso alto, curso medio y curso bajo, y cada uno de ellos manifiesta características fisiográficas y erosivas diferentes.

En el curso alto predomina la erosión, lo que da lugar a característicos valles con perfiles en forma de V excavados por el agua en el terreno, tales como hondos y estrechos desfiladeros, hoces y

gargantas. Las cascadas o cataratas se forman cuando estos cauces rompen abruptamente el nivel de su curso. El curso medio manifiesta suaves pendientes y un perfil transversal con formas más abiertas y fondo plano; predomina el transporte de materiales.



En el curso alto de los ríos predomina la erosión, lo que da lugar a característicos valles con perfiles en forma de V

Finalmente, en el curso bajo predomina la sedimentación de los materiales transportados, y formación de cursos sinuosos o divagantes, materializados en forma de meandros; éstos son fruto del proceso de erosión en la orilla cóncava y de sedimentación en la orilla convexa, y se manifiestan en las vastas llanuras aluviales de los cursos bajos. Las sinuosidades de los meandros no permanecen estacionarias, sino que tienden a derivar aguas abajo.



Las cascadas o cataratas se producen cuando el cauce del río rompe abruptamente el nivel de su curso

La escasa pendiente del curso bajo de los ríos motiva que muchos de ellos sean navegables en este punto. El perfil del valle del curso bajo es muy abierto y presenta habitualmente terrazas fluviales, lecho de crecidas y otros fenómenos que se dan en la desembocadura, como los deltas.

Torrentes

Un torrente es una corriente de agua, rápida e impetuosa, con bruscas variaciones de caudal, y cuyo régimen de circulación depende de las aguas pluviales. Se le puede considerar como ríos de montaña temporales. Debido a la pendiente del terreno posee un fuerte declive, y discurre por lo general sobre materiales que van erosionando intensamente la superficie terrestre, precisamente por la facilidad de erosión de esas materias.

En climas subáridos o semiáridos, y en épocas de intensas precipitaciones, se suelen formar las llamadas *ramblas* (típicas en el sureste de la Península Ibérica). En las ramblas, las aguas pluviales se encauzan en amplios valles aluviales con fondo plano, que en épocas de escasa precipitación permanecen desecados. La concentración de las intensas lluvias, habitualmente otoñales, causan verdaderas catástrofes, tanto en lo que respecta a las obras públicas, como a la agricultura y población. En las regiones desérticas los torrentes, denominados *uadis*, son más bien esporádicos.

Un torrente completo, al igual que un arroyo, que es una corriente de agua de caudal corto y casi continuo, consta de tres partes: la cuenca de recepción, el canal de desagüe y el cono de deyección.

Cuenca de recepción

La cuenca de recepción es el curso superior, zona de recogida o punto de origen del conjunto de arroyos que reúnen las aguas salvajes conduciéndolas hacia el canal de desagüe. Presenta forma de embudo y en ella predomina la erosión sobre el transporte y la sedimentación.

Canal de desagüe



La abrupta pendiente del canal de desagüe provoca la erosión y encajonamiento del cauce

El canal de desagüe es el curso medio, en él existe una fuerte pendiente y el agua se mueve a gran velocidad transportando los materiales erosionados en la parte alta, lo que a su vez contribuye a arrancar y arrastrar nuevos materiales del canal. Debido a la abrupta pendiente, el agua erosiona y se encaja, formando un cauce más o menos estrecho dependiendo de las características de las rocas por donde discurra.

Cono de deyección

El cono de deyección, también llamado *abanico*, es el curso bajo o inferior. En este punto se allana la pendiente de forma brusca, disminuyendo la fuerza de las aguas y depositándose los materiales arrastrados o transportados. Esto obliga al agua del torrente a dividirse en diversos brazos, lo que forma el citado cono de deyección, que presenta forma triangular abombada debido al depósito de los productos transportados.

Lagos

Los lagos son masas permanentes o temporales de agua (dulce o salada) que ocupan las depresiones u oquedades de la corteza terrestre, y cuya superficie y profundidad son variables.

Si ocupan grandes extensiones de terreno se definen como *mares interiores*. Al ámbito de su cuenca se le denomina *lacustre*. Los lagos son alimentados por uno o más ríos llamados *inmisarios*. Por su parte, el río por donde desagua se le llama *emisario*. Si carece de emisario, entonces tanto al lago como a su cuenca se le reconocen con el término *endorreico*.

Los lagos no suelen ser estructuras estables y por ello tienden a desaparecer. Generalmente reciben alimentación de agua de las precipitaciones atmosféricas, manantiales o afluentes. La pérdida de agua es debida a la evaporación y al río emisario (desagüe); si la pérdida no está equilibrada con el agua que recibe entonces el lago irá desapareciendo lentamente.

Según el origen de los lagos se clasifican en: tectónicos, glaciares y de barrera, de erosión, volcánicos, de cuencas endorreicas.

Tectónicos

Son los lagos que rellenan las depresiones originadas por fallas y plegamientos, o por los movimientos epirogénicos, es decir, por el lento movimiento tectónico de ascenso o descenso de los bloques superficiales de la litosfera. Básicamente son lagos formados por un movimiento del suelo que impide el libre curso de un río.

Ejemplos de lagos tectónicos son: el lago Baikal de Siberia, que es el más profundo del mundo con unos 1.200 metros deprimido por debajo del nivel del mar; el mar Muerto, con una depresión de hasta 400 metros con respecto al mar Mediterráneo; o los lagos de África Tanganica y Niasa, que ocupan la fosa denominada *Rift continental*.

Glaciares y de barrera



Típico lago formado por una barrera de morrenas glaciares

Los lagos glaciares y de barrera se forman cuando las morrenas glaciares u otras materias, como coladas volcánicas o desprendimientos de tierras, taponan los valles y permiten la acumulación de las aguas e impiden su desagüe; o también cuando las aguas ocupan el hueco erosionado por las masas glaciares.

De erosión

Los lagos de erosión se formaron por depresión durante los ciclos erosivos glaciares de la Era cuaternaria. Las tierras cubiertas por las masas glaciales en esa era, manifiestan en la actualidad miles de formaciones erosionadas ocupadas ahora por otros tantos lagos. Ejemplo de ello son los numerosos lagos de erosión presentes en zonas como Suecia, Finlandia, y también pero en menor medida en América del Norte.

Volcánicos

Los lagos volcánicos se pueden dar tras la explosión del cráter de un volcán, el cual forma una caldera volcánica o un hundimiento circular que puede ser inundado tras la extinción de la erupción formando un lago. Si el cráter no posee fisuras que puedan ser utilizadas como emisarios por el lago, o posee materiales de escasa porosidad, entonces puede llegar a convertirse en un lago permanente si mantiene un adecuada alimentación pluvial.

De cuencas endorreicas

Como se ha dicho anteriormente, los lagos de cuencas endorreicas son depresiones en la corteza terrestre que no poseen salida hacia el mar. Contienen aguas generalmente algo saladas, debido a la progresiva concentración de sales por efecto de la evaporación.

Pelágicos

Los lagos pelágicos no son más que vestigios de antiguos mares.

Las aguas subterráneas

La hidrogeología es la parte de la geología que estudia las aguas subterráneas.

Pertenece a la hidrología, o parte de las ciencias naturales que estudia las aguas continentales.

Capacidad de infiltración

Las aguas subterráneas proceden, en gran parte de la infiltración de las precipitaciones, pero también de los ríos, lagos y aguas marítimas costeras. De las aguas pluviales, el resto que no se infiltra en el sustrato es evaporado a la atmósfera o circula libremente por la superficie.

La infiltración depende de las características físicas de las rocas, por ejemplo las que están partidas, fracturadas o fisuradas facilitan la existencia de canales de comunicación para el agua; o la porosidad, que permite a los fluidos penetrar, empapar y circular por su interior.

La porosidad no es sinónimo de permeabilidad, pues determinadas rocas como las arcillosas, aunque de gran porosidad, son por el contrario prácticamente impermeables ya que no disponen de conductos que se comuniquen. Precisamente, en función de la capacidad de las rocas para permitir la infiltración en el sustrato, se distinguen rocas permeables e impermeables. Las permeables son aquellas del tipo de las arenas, areniscas (granos de menos de 2 mm. de diámetro), rocas fisuradas y calizas diaclásticas (rocas rígidas fracturadas por efecto de fuerzas laterales). Por su parte, las rocas impermeables son las del tipo de las arcillas, pizarras y margas (rocas sedimentarias de aspecto similar a la caliza, compuestas por arcillas y carbonato de calcio a partes iguales).

Niveles del subsuelo

En el subsuelo se distinguen dos zonas diferenciadas: la más profunda o *zona saturada*, y la superior o *zona de aireación*, también llamada *vadosa*. A la superficie que separa ambas zonas se le llama *nivel freático* o *hidrostático*. Este nivel no es constante, y puede variar en función de los volúmenes de precipitación y de drenaje del agua. Cuando el nivel freático se encuentra próximo a la superficie se forman zonas pantanosas o encharcadas, mientras que si afloran a través de un corte en el terreno da lugar a los manantiales.

La altura del nivel freático varía según la región de que se trate; mientras que en las zonas lluviosas puede permanecer a pocos centímetros de la superficie, en los desiertos se encuentran generalmente a gran profundidad, y sólo cuando existe un desnivel muy acusado del terreno puede llegar a asomar a la superficie formando los oasis.



Cuando el nivel freático se aproxima a la superficie aflorando por un corte en el terreno da lugar a los manantiales

La infiltración del agua de lluvia en el sustrato se realiza por gravedad, y en el interior se introduce por los huecos y canales de comunicación buscando la zona más profunda. Cuando la alcanza, el agua no puede continuar porque los poros de las rocas están saturados; parte de esta agua puede ascender de nuevo a la superficie por capilaridad.

Evapotranspiración

En la zona de aireación también se da el fenómeno de la *evapotranspiración*. Consiste en la pérdida de agua de un terreno mediante la evaporación del suelo, y la transpiración mediante las raíces de las plantas que lo cubren. Depende de la estructura del suelo, de su grado de humedad, de las condiciones atmosféricas (humedad relativa, insolación, vientos, etc.) y de la abundancia y naturaleza de las plantas. Suele expresarse en *mm* de altura, pero la estimación directa de la evapotranspiración es difícil de precisar.

Pliegues anticlinales y sinclinales

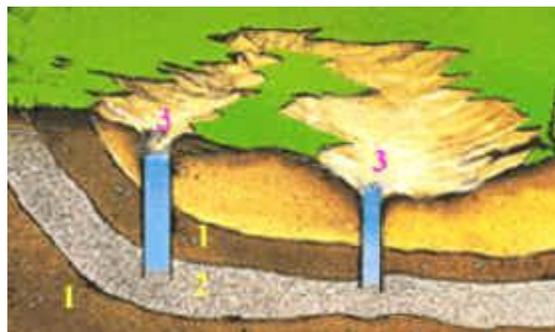
Las características fisiológicas del sustrato pueden albergar pliegues llamados *anticlinales* y *sinclinales*, en los cuales una capa permeable alterna con otras impermeables. Los anticlinales son aquellos en el cual los estratos más modernos envuelven a los más antiguos. Por su parte, los sinclinales están dispuestos justamente en sentido opuesto, es decir, los estratos más antiguos envuelven a los más modernos; sus flancos forman una U característica.

Las aguas subterráneas (continuación)

Acuíferos cautivos o confinados

Cuando una capa permeable está dispuesta entre dos capas impermeables (constitución de pliegues anticlinales y sinclinales) y el agua impregna la capa permeable, forma lo que se denomina *acuífero cautivo* o *confinado*.

Generalmente, en estas condiciones el agua está sujeta a una presión considerable. Si por cualquier circunstancia se crea una fisura en la capa impermeable, entonces el agua asciende rápidamente hasta el nivel freático para equilibrar las diferencias de presión (principio de los vasos comunicantes).



1 - Capas impermeables; 2 - capa permeable (acuífero cautivo); 3 - pozos artesianos

Los pozos artesianos (en que el agua brota superficialmente como un surtidor) son el resultado de perforar un acuífero confinado cuyo nivel freático es superior al nivel del suelo. Por su parte, si la capa permeable no encuentra límite más que en profundidad, entonces se denomina *acuífero libre*.

Cuencas artesianas

Como se ha dicho, las aguas que brotan superficialmente como un surtidor proceden de las cuencas artesianas, las cuales forman pozos artesianos que afloran a través de fallas o dislocaciones de la corteza terrestre. Cuando estas fuentes son termales (de agua caliente), se denominan *caldas*, *termas* o *burgas* (reciben una u otra denominación dependiendo de los usos lingüísticos del lugar), y pueden brotar con temperaturas medias de unos 50º C. (pueden superar los 80º C.).

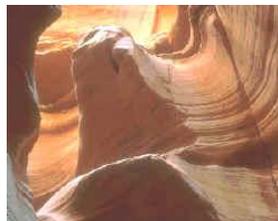
A las sales minerales que llevan disueltas las caldas se le reconocen propiedades medicinales, motivo por el cual se han construido en esas zonas muchos balnearios. Esta práctica es antigua, y ya en tiempos de los romanos eran muy apreciados los baños públicos con aguas minerales. En España son típicas las caldas de la población pontevedresa de *Caldas de Reis* (caldas de Reyes); las termas de *Fuencaliente* en Ciudad Real y *Alhama de Aragón* en Zaragoza; las abundantes y calientes burgas de la provincia de Orense, y un buen número de manantiales repartidos especialmente por toda mitad norte de la Península Ibérica, desde Galicia hasta Cataluña pasando por Asturias y Cantabria.

Fuentes resurgentes o vaclusianas

Se denominan fuentes resurgentes a aquellos manantiales o corrientes de agua que surgen potencialmente por reaparición de cursos de agua preexistentes, y que fueron absorbidos por terrenos permeables o que se filtraron a través de fisuras o rocas diaclásticas calizas. El término vaclusiano se debe a la fuente de *Vaucluse*, cercana a Aviñón (Francia), donde los manantiales de abundante y regular caudal resurgen de las aguas caídas en las mesetas calcáreas y perdidas a través de sus grietas.

Acción geológica de las aguas subterráneas

Cuando el agua penetra en los terrenos calizos a través de fisuras o grietas realiza una acción erosiva, disolviendo las paredes paulatinamente; dependiendo del caudal y características del sustrato puede generar por erosión auténticos canales subterráneos por donde discurren libremente. Los posteriores desprendimientos llegan a formar grutas o cavernas.



Dependiendo del caudal y características del sustrato, las aguas subterráneas pueden generar por erosión auténticos canales subterráneos por donde discurren libremente

Estas cuevas tienen como característica las incrustaciones de carbonato cálcico, así como las concreciones formadas por las infiltraciones de sales calcáreas, silíceas, etc., que penden del techo (estalactitas), y las formadas sobre el suelo en forma de columnas (estalagmitas) debido a las gotas procedentes de las mismas infiltraciones que forman las estalactitas.

La erosión marina es la acción geológica del mar sobre las rocas litorales. Se definen las acciones geológicas marinas como "destructoras" cuando erosionan y disgregan los materiales de la costa; o "constructora" cuando los materiales producto de la erosión son transportados y acumulados.

El modelado de la costa, es decir, la forma de relieve creada por la erosión, transporte y deposición de los materiales sobre las masas litorales, está condicionado por tres factores: fuerza de las olas, constitución litológica (de las formaciones rocosas) y estructura de los materiales.

Olas, mareas y corrientes de marea

La erosión marina es una acción realizada principalmente por el movimiento de las olas, cuyo origen se encuentra en la energía cinética del viento.

La erosión que ejercen las olas es debida al choque de las aguas contra las rocas costeras, así como por la abrasión que el agua imprime a las rocas cuando transporta o arrastra materias o fragmentos, que pueden provenir de la meteorización terrestre y posterior arrastre al medio marino, o de las propias rocas erosionadas.



La erosión marina se desarrolla principalmente por el movimiento de las olas, cuyo origen se encuentra en la energía cinética del viento

Otra actividad erosiva, aunque menos importante, es la que llevan a cabo las mareas por sí mismas (movimiento de subida o bajada del nivel de las aguas), sin embargo tienen gran influencia en la capacidad de erosión de las olas, pues los cambios periódicos del nivel del mar aumentan el campo o superficie de actuación del oleaje.

En las regiones en que existe una gran amplitud (diferencia de altura entre la marea alta y baja), el ascenso y descenso de la marea sobre la costa cubre o deja al descubierto una amplia zona intermareal, la cual se verá afectada por la acción erosiva de las olas.

Una influencia indirecta de las mareas, pero fundamental, es la denominada *corriente de marea*, consistente en el movimiento de agua en sentido horizontal producido por el ascenso y descenso regular de la marea; la corriente de marea es la principal responsable del transporte de sedimentos en las plataformas continentales, estuarios y costas poco profundas.

Formas del medio litoral

Las costas formadas por rocas de acusada pendiente conforman el perfil de los acantilados. En estas formaciones, el agua choca y penetra en las rocas previamente fisuradas o agrietadas, comprimiendo el aire que se encuentra en su interior. Cuando el agua se retira da lugar a una expansión del aire comprimido, que terminará produciendo roturas de las masas rocosas.



El acantilado y la plataforma litoral son las formas erosivas más características en el medio litoral

Como efecto añadido, la erosión o desgaste que la gravas, arenas, areniscas y fragmentos de otras rocas que las aguas llevan en suspensión, golpean contra el acantilado y producen socavaduras.

Plataforma litoral o plataforma de abrasión



La plataforma litoral es consecuencia del derrumbe de las partes altas del acantilado, tras la erosión continuada de las partes bajas.

La acción erosiva constante sobre la parte baja del acantilado, avanzará hasta un límite en el cual el peso de la parte alta y la falta de apoyo en la baja no podrá ser soportada, derrumbándose y formándose en su base una superficie más o menos plana denominada *plataforma litoral*, *plataforma de abrasión* o *terracea*, que generalmente puede observarse cuando baja la marea. La *plataforma litoral* y el *acantilado*, son precisamente las formas erosivas más

características en el medio litoral. El efecto evidente de estas actividades erosivas es el retroceso del acantilado.

Bufaderos o sopladeros

Las líneas de fracturas (diaclasas) de las rocas calizas costeras, forman habitualmente canalizaciones que se comunican desde la parte alta del acantilado con las cuevas horadadas en la parte baja, allí donde las olas mantienen su mayor actividad erosiva. De esta forma se generan los llamados *bufaderos* o *sopladeros*, característicos por el sonido de silbido emitido por la salida del aire comprimido cuando el oleaje pone las cuevas en comunicación.

Erosión diferencial

Cuando las rocas litorales están formadas por estratos sedimentarios alternados entre duros y blandos, se manifiesta una erosión diferencial, es decir, las rocas blandas son erosionadas en mayor medida que las duras, produciendo entrantes costeros como calas y ensenadas. Cuando la erosión se manifiesta solamente sobre estratos duros, la **geografía** del acantilado muestra salientes, pilares de paredes escarpadas y escollos o rocas horadadas.

Farallones



Los farallones son promontorios resultantes de la erosión diferencial en las partes blandas de un acantilado

Cuando la erosión diferencial sobre la línea de costa es muy intensa, pueden llegar a formarse cuevas en las partes más blandas de un acantilado. Los arcos o puentes que forman estas cuevas horadadas en las paredes terminarán finalmente por desprenderse, dando lugar a los denominados *farallones*, *chimeneas* o *skerries*, que en ocasiones pueden superar el centenar de metros de altura. Estos promontorios o salientes quedan aislados y sujetos a una erosión progresiva, lo que terminará por reducirlos a simples arrecifes.

Accidentes costeros de acumulación

El producto de la acumulación de los depósitos costeros generan formas de relieve llamados de *acumulación*. Las más significativas son las *playas*, *flechas* o *barreras litorales*, *dunas costeras* y *zonas intermareales*. Otras formas de relieve también son los *tómbolos*, *deltas* y *albuferas*.

Estos accidentes costeros se forman al ser arrastradas mediante las olas y corrientes, las arenas y sedimentos finos que aportan los ríos y las propias olas en su acción erosiva, y que posteriormente son depositados en otras zonas donde el agua tiene menor actividad o se encuentra en calma.

Playas

Las playas son el producto de la acumulación de materiales sólidos descompuestos en detritus finos (generalmente arena silíceo), cantos rodados y restos o fragmentos de origen biológico, tales como conchas de moluscos y corales. Si la acumulación de éstas últimas es alta y en partículas muy fragmentadas, pueden llegar a formarse rocas carbonáticas por cimentación.

En una playa típica se distinguen tres perfiles:

- El *berma*
- La *superficie de playa*
- La *barra o bar*

El berma es el cambio de pendiente o terraplén, generalmente bien marcado, que señala la línea de pleamar normal. Está formado por la acumulación lineal de las gravas, cantos, u otros diversos materiales transportados por el agua que se sitúan en lo alto de la playa, justamente en el límite de la marea alta, motivado por la acción constructiva de las olas. El berma tiene su mayor efecto en ausencia de viento y durante los meses de verano.



El berma es el cambio de pendiente situado en lo alto de la playa que señala la línea de pleamar normal, donde se acumulan los materiales transportados por el agua

La superficie de playa, es la zona inmediatamente inferior al berma, donde las olas ejercen su movimiento de flujo y reflujo.



Por su parte, la barra o bar, son las barras o bajíos, largos y estrechos (generalmente bancos de arena) que se encuentran sumergidos y paralelos a la costa. Se sitúan normalmente junto a la marca de aguas bajas, aunque no es un rasgo que se de en todas las playas. Este fenómeno también puede tener lugar en la desembocadura de los ríos.

Accidentes costeros de acumulación (continuación)

Flechas o barreras litorales

La flecha o barrera litoral, es una lengua de tierra o arena que se forma en costas rectilíneas con presencia de una bahía.

Tiene lugar allí donde la costa cambia bruscamente de dirección, como ocurre por ejemplo en los estuarios y desembocadura de los ríos.



Las flechas son lenguas de tierra o arena que se forman en costas con presencia de una bahía

La deriva de las olas transporta y deposita los materiales desde aguas poco profundas hasta las más profundas, prolongando la línea de costa (creando una flecha litoral), que finalmente termina emergiendo a la superficie del mar. La disposición normal de las flechas es paralela a la costa, y frecuentemente se curvan mostrando la parte convexa en dirección al mar.

Si la flechas se inician en partes opuestas de la bahía y continúan hasta tocarse, se forma entonces una flecha continua de arena llamada *restinga* o *cordón litoral*; este es un fenómeno que se da en casi dos de cada diez playas del mundo.

Dunas costeras



Las dunas de costa son montículos de arenas que se desplazan por el viento mediante saltación

Las dunas costeras son montículos de arenas movedizas, que se desplazan por el viento de grano en grano formando series paralelas de montículos. El avance de las partículas se realiza mediante el proceso denominado de *saltación*, es decir a saltos.

Si en el trayecto del viento aparece algún obstáculo, se reducirá entonces su velocidad, momento en el que parte de la arena cae y se deposita creando pequeños montículos. Todas las playas arenosas presentan dunas en mayor o menor medida.

Accidentes costeros de acumulación (continuación)

Zonas intermareales

Las zonas intermareales son aquellas en donde las corrientes de marea provocan la deposición de lodos próximo a la costa en la zona de intermarea (ejemplo de los estuarios).

Este fenómeno da lugar a las marismas, que pueden llegar a originar marismas salinas si la acreción es suficiente para que la vegetación colonice el lugar.



Los manglares son la representación tropical de las zonas intermareales convertidas en marismas

Un equivalente de estas formaciones en las regiones tropicales son los manglares. Se caracterizan por albergar los ecosistemas productivos más conocidos.

Tómbolos

Los tómbolos son simples flechas litorales o barras que unen dos islas, o una isla con tierra firme. Se forman cuando la deriva del oleaje o corrientes de marea depositan los materiales entre dos islas, o entre una isla y la línea de costa. Ejemplo típico de un Tómbolo es el Peñón de Gibraltar, en Cádiz, España.

Deltas

Los deltas son acumulaciones de sedimentos fluviales que se prolongan sobre la plataforma continental. Se llama así a la desembocadura de un río en la que los aluviones se acumulan en el lugar donde contactan con el mar, formando un avance de la tierra sobre él.



Los deltas son depósitos de sedimentos fluviales que se forman en las desembocaduras de los ríos (en la imagen vista aérea del delta del Nilo)

Cuando la materia acumulada sobrepasa la tasa de evacuación se bloquea la desembocadura, formándose difluentes o cursos de baja resistencia por donde discurrir el agua normalmente. La mayoría de ellos se sitúan en mares con ausencia de mareas. El nombre de delta procede de las formas triangulares que a veces adquieren estas acumulaciones, y que es similar a la letra griega *delta*.

Albuferas

Las albuferas se constituyen cuando una bahía queda convertida en un lago, al ser cerrada su unión con el resto del mar por un cordón litoral o restinga, es decir, es una laguna formada por un golfo o entrada de mar cuya boca ha sido cerrada por un banco de arena.

Tipos de costas

Aunque orográficamente las costas presentan numerosas formas, se pueden clasificar básicamente en cuatro tipos:

- De hundimiento
- De emersión
- Neutras

- De falla.

De hundimiento o de inmersión

Las costas de hundimiento o de inmersión, son rías formadas tras la inundación por el mar de valles fluviales en sus cursos bajos, y que tienen origen en procesos erosivos, tectónicos o glaciares.



Las calas y caletas son costas de hundimiento, formadas tras la inundación por el mar de los cursos bajos de valles fluviales

Las Rías de Galicia (España), son un ejemplo significativo. En otras regiones de la Península Ibérica también existen costas de hundimiento denominadas *abras*, *calas* y *caletas* (ejemplo del País Vasco e Islas Baleares). Los fiordos de Alaska, Noruega o Canadá son manifestaciones típicas de costas de hundimiento, donde el mar invadió los valles previamente excavados por los glaciares.

De emersión

Las costas de emersión se originan por una elevación del litoral o por un descenso en el nivel del mar. Las playas que se levantan por encima del nivel de la línea de costa, como sucede en el litoral del Golfo de México y Florida, son un ejemplo significativo de costas de emersión.

Neutras

Las costas neutras son aquellas formadas tras recibir el agua un aporte de material. Su origen puede ser fruto de los materiales ígneos de la una erupción volcánica, los provenientes de los arrecifes de coral, deltas, o por abanicos aluviales.

De falla

Las costas de falla se forman cuando en la línea de costa se produce una falla partiendo y creando dos bloques, de los cuales uno permanece en pie y el otro se hunde en el mar. El resultado es una forma acantilada.

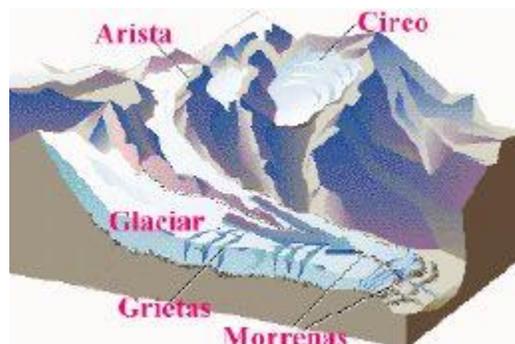
Así como el estudio de la acción conjunta de los agentes externos sobre la capa superficial del planeta, aguas, viento, atmósfera, glaciares, etc., es estudiada por la geodinámica externa; las formas del relieve terrestre resultado de esas acciones, así como la evolución y proceso de modelado, es estudiada por la geomorfología.

Los agentes externos ya citados actúan de distinta forma, o tienen mayor o menor influencia, según la zona climática de que se trate. Así, por ejemplo, mientras que en el dominio glacial es el hielo el agente erosivo predominante, en la zona tropical este agente no existe, siendo los principales el viento y las aguas de arrollada.

Al paisaje o relieve que se forma en los distintos medios terrestres tras la acción de los agentes externos se le llama *modelado*. Según la zona climática, el modelado puede ser: modelado en el dominio glacial, modelado en el dominio periglacial, modelado en la zona templada, modelado en la zona tropical, y modelado en la zona ecuatorial.

Modelado en el dominio glacial

El modelado en el dominio glacial es típico de las zonas frías (por encima de los 60º de latitud). El agente principal de erosión es el glaciar (de casquete, de valle y de circo). Cuando por efecto de la retirada parcial o total del hielo se dejan ver los valles por donde discurren, pueden observarse los efectos resultantes de la erosión.



Los circos son las formas principales de erosión en el dominio glacial. Éstos surgen cuando una depresión del terreno acumula la nieve convirtiéndose en hielo.

Dependiendo del tipo de circo y de su vinculación con otros circos, se pueden dar diferentes formas características. Por ejemplo, si las aristas de intersección de los circos es intensamente erosionada, se formarán desfiladeros naturales llamados *col*. Cuando tres o más circos se unen forman los llamados *horn*, consistentes en unos picos piramidales.

Cuando la lengua del glaciar se desplaza erosiona el suelo por donde discurre, formando valles de fondo plano y pendientes abruptas en forma de U. Las morrenas glaciares son las formas de transporte que se presentan.

Modelado en el dominio periglacial

El dominio periglacial, que linda con el glaciar, se diferencia de éste en que el hielo puede llegar a fundirse a partir de la primavera. Los suelos periglaciares tienen dos tipos de niveles: el *mollisuelo*, de escasa profundidad (apenas unos centímetros); y el *pergelisuelo* o *permafrost*, de gran profundidad, que permanece constantemente helado. Este tipo de suelos están bien representados en Siberia y Canadá.



Modelado periglacial

Las características del modelado periglacial son: la gelivación o gelifracción, la solifluxión o gelifluxión, y la crioturación.

Gelivación o gelifracción

Este modelado periglacial surge a consecuencia del hielo que se forma en el interior de las grietas rocosas en la laderas de las montañas, que producen aumento de volumen, desescamación y posterior disgregación de la roca.

Los fragmentos generados caen y se acumulan al borde de las montañas en las llamadas *pedreras* o *pedrizas*, o en los *canchales* si se trata de fragmentos angulosos.

Solifluxión o gelifluxión

La solifluxión o gelifluxión consiste en la formación de las llamadas coladas de barro o fango, resultando que determinados materiales (como arcillas o cenizas volcánicas) se empapan y deslizan como un líquido por las pendientes. Esto viene motivado por que el subsuelo o permafrost está siempre helado y por tanto es impermeable; esto impide que el hielo fundido del mollisuelo pueda infiltrarse.

Crioturbación

La crioturbación tiene lugar cuando las oquedades o poros en suelos que alternan margas, arcillas y arenas, el agua que contienen cambian de volumen y produce diferentes fenómenos, como retorcimiento o esponjamiento. El resultado son los suelos poligonales de la tundra, y los típicos montículos circulares llamados *pingos*. Estos pingos pueden llegar a quedar recubiertos de un césped almohadillado si la zona de periglaciario es de clima más suave.

Modelado en las zonas templadas

En los climas templados el factor fundamental de erosión es de carácter litológico, a cargo de aguas de ríos, torrentes y aguas pluviales.

Se dan los siguientes modelados dependiendo de las características del terreno:

- Suelos arcillosos o limosos: Formación de cárcavas y barrancos. Paisajes de cornisas, chimeneas de hadas y torreones.



Las chimeneas de hadas y torreones son formaciones típicas del modelado en la zona templada

- Granitos: Se disgrega la ortosa y feldespatos por hidrólisis para formar caolín, mostrando bloques con formas redondeadas.
- Caliza: Se forman lapiazes, cañones, simas, cavernas y otras variadas formas.
- Modelado del suelo a cargo de Torrentes y ríos: Se crea una erosión lineal, forma desfiladeros, cañones, gargantas, cataratas, cascadas, rápidos, valles en forma de V, meandros, terrazas, deltas, etc.
- Modelado por fenómenos de ladera: Se ejercen por gravedad al discurrir el agua de lluvia por las laderas o vertientes de los valles, y por efecto de la meteorización mecánica y

química. Suceden desprendimientos y deslizamientos que dependen de las fallas, diaclasas, etc.

- **Modelado en la zona tropical**

- El modelado en la zona tropical presenta tres dominios característicos: de estepa, subdesértico y desértico.
- En esta zona predomina la disgregación y ruptura de las rocas, al estar los suelos casi desprovistos de vegetación. El efecto erosivo es inmenso debido a la escasa pluviosidad.

- **Dominio de estepa**

- El dominio de estepa se caracteriza porque funciona la red fluvial y existe una cubierta vegetal muy abundante.

- **Dominio subdesértico**

- En el dominio subdesértico, la intensidad de las precipitaciones que se producen en periodos de tiempo muy cortos impide que el agua se infiltre en el subsuelo, creando arrolladas y trasportando los derrubios hasta las laderas de unión con los valles, formando superficies suaves y con escasa inclinación llamadas *glacis*.
- Sobre los materiales como arcillas y margas, las aguas torrenciales o salvajes terminan produciendo acarcavamientos y barrancos (*bad-lands*). En el caso de que el agua utilice cauces heredados se forman las llamadas ramblas (y *uadis* en el caso de los desiertos).

- **Dominio desértico**

- En el dominio desértico no existen prácticamente agentes litológicos. El viento es el principal agente erosivo. La meteorización por el viento produce erosión alveolar, torreones, dunas, suelos pedregosos, etc.

- **Modelado en la zona ecuatorial**



El "pan de azúcar", de Río de Janeiro, es una forma de modelado típico en la zona ecuatorial

- En la zona ecuatorial se distinguen dos dominios: de sabana (con estación seca) y de selva (sin estación seca). Las formas típicas son: en las rocas calizas los karst cónicos (China), y en las rocas graníticas los montes-isla, como el familiar "pan de azúcar" de Río de Janeiro. La modelación se produce generalmente por meteorización química.

GEODINÁMICA INTERNA

Tectónica de placas - 1ª parte

Del griego *tekton* (constructor), la tectónica es la rama de la geología que estudia las dislocaciones y deformaciones mecánicas de la corteza terrestre. Dentro de la tectónica, la *orogénesis*, del griego *oros* (montaña) y *génesis* (nacimiento), estudia y busca respuestas satisfactorias sobre el origen de las fuerzas que pliegan y fallan los estratos de la corteza terrestre, y que han dado lugar a las cordilleras.

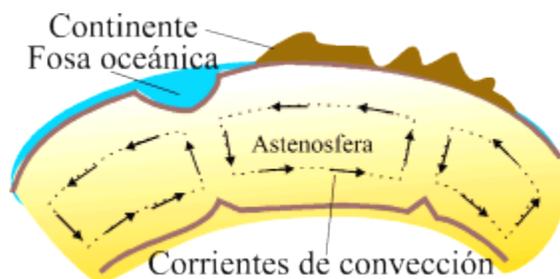
Existen varias teorías orogénicas, todas ellas englobables en *verticalistas* y *horizontalistas*, las cuales intentan explicar la orogénesis mediante la acción de fuerzas verticales y horizontales respectivamente. Por su parte, la *tectogénesis*, del latín *tectu* (techo) y el griego *génesis* (nacimiento), estudia el conjunto de procesos orogénicos, epirogénicos (movimientos de ascenso y descenso de los bloques de la litosfera) y magnéticos, que modifican la estructura de la corteza terrestre y dan lugar a las formaciones montañosas o cordilleras.

Teoría de la tectónica de placas

La teoría de la tectónica de placas fue formulada durante el último cuarto del siglo XX, por diversos geólogos como Le Pinchon, Parker, KcKenzie, Tarling, etc. Esta teoría establece que la llamada *astenosfera* se comporta como una especie de cinta transportadora, sobre la cual se desplazan las placas de la litosfera.

La coincidencia en la formulación de esta teoría se materializó tras una serie de mediciones geofísicas concluyentes, llevadas a cabo mediante propagación de ondas sísmicas. Se observó que en una capa situada entre los 70 y 300 km. de profundidad, las rocas reducían su rigidez debido a que se encontraban bajo temperaturas próximas a las de fusión. Esta capa casi fundida (*astenosfera*) es la que realiza la función de cinta transportadora de las rocas que se encuentran en la capa situada por encima, es decir, la litosfera.

La litosfera está formada por la corteza terrestre (continental y oceánica) y una parte del manto superior, que se sitúan por encima de la astenosfera. Ambas capas constituyen una unidad rígida pero frágil que, al descansar sobre material plástico sometido a las denominadas *corrientes de convección*, se fragmenta en las llamadas *placas litosféricas*. Estas corrientes son las responsables del movimiento de las citadas placas.



Las corrientes de convección son las responsables del movimiento de las placas litosféricas

Los bordes entre placas litosféricas pueden ser *constructivos*, *destructivos* y *neutros o pasivos*. Son constructivos cuando se produce en zonas de expansión que generan nueva corteza oceánica, es decir, cuando la materia fundida asciende desde la astenosfera para enfriarse posteriormente y formar la litosfera oceánica; *destructivos*, cuando la zona es de subducción o sumidero, es decir, cuando las placas colisionan y una se introduce por debajo de la otra, sumergiéndose hasta el manto y fundiéndose en él; y *pasivos*, cuando las placas se deslizan una con respecto a la otra sin chocar entre sí ni separarse, es decir, sin crear ni destruir litosfera debido a que los deslizamientos se producen lateralmente en la horizontal.

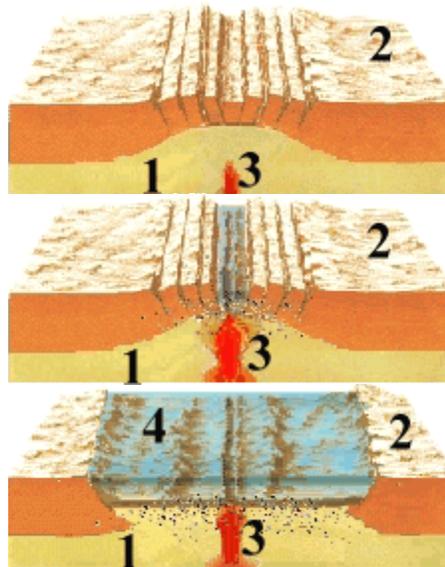
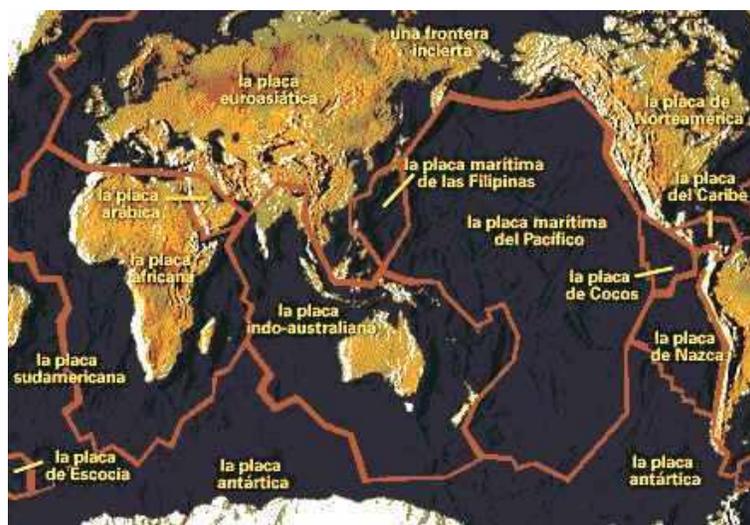


Ilustración de la "construcción" de litosfera mediante la separación de dos placas: 1- Astenosfera, 2-Corteza continental, 3-Materia fundida, 4-Cuenca oceánica

Las principales placas litosféricas son: pacífica, norteamericana, sudamericana, euroasiática, africana, indo-australiana y antártica. Otras placas de dimensiones más reducidas son: La de Nazca (en el Pacífico Sur); Cocos (en la región pacífica de América Central); Caribe (en la región atlántica de América Central); Filipinas (en el Pacífico); y Arábiga (entre la Africana y la Euroasiática).



Fuerzas y deformaciones

Las capas de rocas sedimentarias se encuentran dispuestas en la horizontal por efecto de la sucesiva acumulación de materiales a lo largo del tiempo, formando lo que se denominan *estratos* o *capas estratificadas*.

Estas capas superpuestas sufren modificaciones respecto de su posición original (la horizontal), deformándose y presentando formas inclinadas, curvadas o fracturadas.



Las capas de las rocas sedimentarias están dispuestas en la horizontal formando los denominados *estratos* o *capas estratificadas*

Cuando los materiales son afectados por fuerzas deformadoras de forma tangencial se generan los pliegues; si la fuerza es vertical se producen las fallas.

Tipos de fuerzas y deformaciones

Las fuerzas actuantes sobre las rocas pueden ser: *de compresión*, en la cual las fuerzas tienden a comprimir entre sí las partículas de los materiales rocosos, y por tanto a reducir su volumen; y *de tensión* o *tracción*, en que las fuerzas tienden a separar las partículas rocosas, estirando o alargando los materiales. Las fuerzas de presión, tensión y temperatura a que se ven sometidas las rocas, les infieren deformaciones *elásticas*, *plásticas* y *de ruptura*.

Deformación elástica

La deformación elástica es aquella que sufre una roca por efecto de un esfuerzo progresivo, y que se manifiesta mediante un cambio en la forma y volumen, pero que retorna a su estado original cuando cesa la fuerza que la produjo.

Deformación plástica

La deformación plástica es aquella que al incrementarse el esfuerzo y superar su límite de elasticidad, mantendrá su deformación aunque cese la fuerza que la produjo.

Deformación de ruptura

La deformación de ruptura es aquella en la cual, rebasado el límite de plasticidad de una roca tras un esfuerzo progresivo, el material cede y se produce una ruptura. Se denominan rocas *frágiles* o *competentes*, a las que poseen un límite de plasticidad coincidente con el de ruptura.

Por su parte, se denominan rocas *dúctiles* o *incompetentes*, a las que manifiestan una deformación plástica. Estos conceptos pueden variar según las condiciones físicas, por ejemplo, una roca puede ser frágil a bajas presiones o temperaturas, y sin embargo ser dúctiles cuando éstas son altas.

Deformaciones continuas y discontinuas

Las rocas pueden sufrir deformaciones continuas o discontinuas. Si es continua (sin sobrepasar el límite de ruptura) se deformará sin perder sus características unitarias, lo que dará lugar a los llamados *pliegues*. Por su parte, si es discontinua (se sobrepasa el límite de plasticidad), las rocas se rompen y resultan las llamadas *fallas* y *diaclasas*.

Pliegues

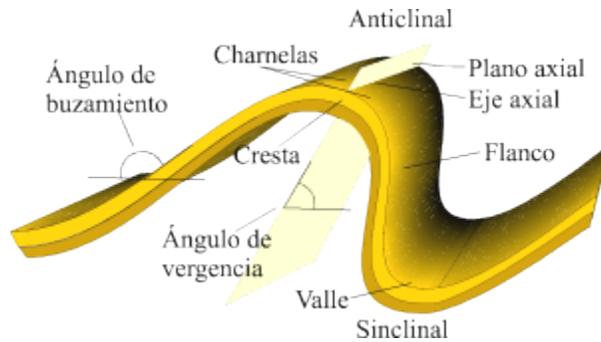
Los pliegues son Inflexiones o dislocaciones (ondulaciones) más o menos bruscas, que forman las capas sedimentarias al ser modificadas en su posición natural (la horizontal) por los agentes orogénicos.



Los agentes orogénicos actúan sobre las capas sedimentarias modificando su posición natural (la horizontal)

Estos agentes o fuerzas generan deformaciones plásticas y continuas tridimensionales, y por esta razón también se le llaman *cuerpos geológicos*. Los pliegues suelen ser más habituales en rocas sedimentarias plásticas, como las volcánicas, y también metamórficas.

Partes de un pliegue



Charnela

La charnela es la línea que une los puntos de máxima o mínima altura en cada capa, es decir, de máxima curvatura del pliegue, donde los estratos cambian el buzamiento. Un pliegue puede tener más de una charnela o ninguna, ejemplo de este último caso se presenta cuando el pliegue es un semicírculo.

Plano axial

El plano axial es aquel que une las charnelas de todas las capas de un pliegue, es decir, el que divide al pliegue tan simétricamente como sea posible.

Eje axial

El eje axial es la línea que forma la intersección del plano axial con la charnela.

Flanco

Los flancos son los planos inclinados que forman las capas, o sea los laterales del pliegue situados a uno y otro lado de la charnela. Se dice que un pliegue es *simétrico* cuando posee los flancos iguales e igualmente inclinados; y *asimétricos* cuando tiene sus planos desiguales.

Cresta

La cresta es la línea que une los puntos más altos de un pliegue.

Valle

El valle es la línea que une los puntos más bajos de un pliegue.

Núcleo

El núcleo es la parte más interna de un pliegue.

Dirección.- La dirección es el ángulo que la línea de intersección del estrato forma con el plano horizontal, tomado con respecto al polo Norte magnético.

Buzamiento

El buzamiento (o inclinación) es el ángulo que forma el plano del estrato con la horizontal.

Ángulo de vergencia

El ángulo de vergencia es aquel que forma el plano axial con la horizontal. Indica el sentido en que se inclina el plano axial.

Formas de los pliegues

Anticlinales

Son aquellos en el cual los estratos más modernos envuelven a los más antiguos (es opuesto a sinclinal). Presentan la parte convexa hacia arriba, con aspecto de bóveda. Los flancos se inclinan en sentido divergente. Los estratos más antiguos se sitúan en el núcleo.

Sinclinales

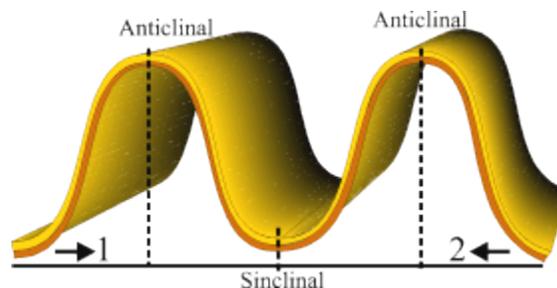
Son aquellos en el cual los estratos más antiguos envuelven a los más modernos. Sus flancos forman una U característica. Tienen la convexidad hacia abajo (hacia el interior de la tierra), con forma de cuenca o cubeta. Los flancos se inclinan en sentido convergente. Los estratos más jóvenes se sitúan en el núcleo.

Antiforma y sinforma

Cuando se desconoce la edad de los estratos que forman los pliegues, se denomina antiforma al pliegue convexo hacia arriba; y sinforma al pliegue convexo hacia abajo.

Tipos de pliegues

Rectos.- Son pliegues rectos cuando el plano axial es vertical, es decir, cuando forma un ángulo de 90° con la horizontal. Se forman pliegues simétricos por efecto de dos fuerzas iguales y opuestas.



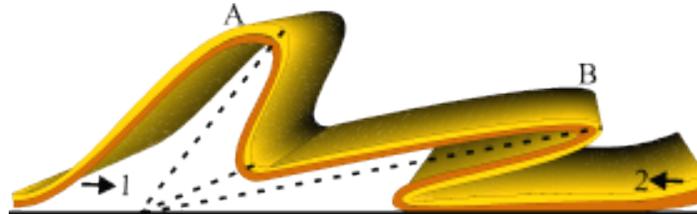
Por efecto de dos fuerzas iguales y opuestas (1 y 2), se forman pliegues rectos y simétricos. Dos de ellos anticlinales (las crestas) y el otro sinclinal (el valle)

Inclinados

Son pliegues inclinados cuando el ángulo formado por el plano axial con la horizontal es mayor de 45° .

Tumbados

Son pliegues tumbados cuando uno de los flancos se apoya sobre la parte superior del siguiente pliegue. El ángulo formado por el plano axial con la horizontal es menor de 45° .



Por efecto de las fuerzas 1 y 2, se forman pliegues asimétricos, A: inclinado y B: tumbado

Acostados o recumbentes

Son pliegues acostados o recumbentes cuando el plano axial y los flancos son horizontales.

En abanico

Son pliegues en abanico cuando poseen dos planos axiales cuyas inclinaciones se oponen.

Otros tipos de Pliegues

De perfil transversal normal.- Los pliegues de perfil transversal normal son aquellos en que los flancos se separan desde la charnela.

Isoclinales

Se denominan isoclinales cuando los pliegues son igualmente inclinados y en la misma dirección, es decir, los flancos del pliegue son paralelos.

Monoclinales o pliegue en rodilla

Son aquellos pliegues cuyas capas presentan el mismo buzamiento y dirección, es decir, cuando tienen un solo flanco.

En acordeón

Se denominan así a los pliegues cuya charnela es angular.

En cofre y artesa

Son los pliegues cuya harnela es recta y forma ángulos aproximados de 90° .

Disarmónicos

Son aquellos pliegues cuyas capas poseen distinta plasticidad, dando lugar a comportamientos diferentes y estructuras complejas.

De arrastre

Son aquellos pliegues cuyas capas de mayor plasticidad se pliegan de forma independiente a las demás, dando lugar a pliegues más pequeños.

Diapíricos

Son pliegues cuyas columnas de rocas plásticas, como las evaporitas, parten del sustrato profundo y por su movilidad rompen y atraviesan las capas suprayacentes, ascendiendo en forma de intrusión y alcanzando o no la superficie. Se origina por el proceso denominado *halocinesis*.

De falla

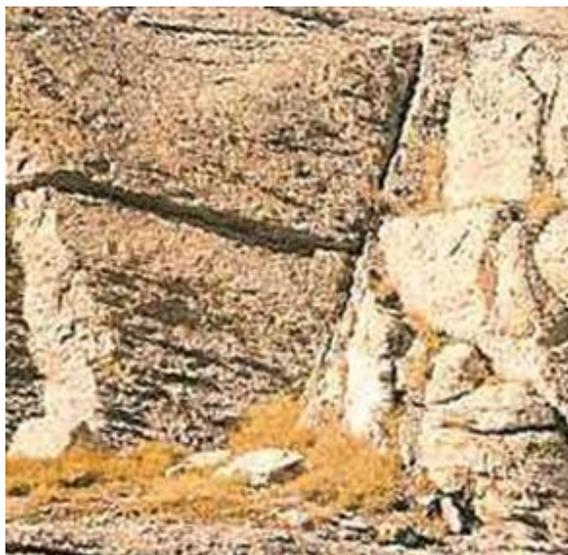
Se denominan así cuando además del pliegue se produce una rotura en las capas, con desplazamiento de las partes.

Fuerzas y deformaciones (continuación)

Cuando las deformaciones de las rocas rebasan los límites de plasticidad, es decir, cuando debido a la rigidez o fragilidad de las rocas y a un esfuerzo progresivo sobrepasan su límite de ruptura, el material cede y se producen fracturas.

Estas fracturas pueden ser de dos tipos: diaclasas y fallas.

Diaclasas



Las diaclasas son fracturas que se producen por efecto de fuerzas laterales pero que, al contrario que en las fallas, no sufren desplazamiento de los bloques resultantes

Las diaclasas son pequeñas fisuras o grietas que se producen en las rocas rígidas de la corteza terrestre por efecto de fuerzas laterales. En este tipo de fracturas no existe desplazamiento de los bloques resultantes, en caso contrario estaríamos en presencia de una falla.

Fallas



En las fallas, a diferencia de las diaclasas, existe desplazamiento de los bloques resultantes de la fracturación

Las fallas, al igual que las diaclasas, son fracturas o dislocaciones que se producen en las rocas de la corteza terrestre, pero a diferencia de aquéllas existe desplazamiento de los bloques resultantes de la fracturación. Este movimiento puede producirse en cualquier dirección, sea vertical, horizontal o una combinación de ambas.

Elementos de una falla

Los elementos de una falla son: el *plano de falla*, *labios de falla* y *salto de falla*.

Plano de falla

El plano de falla es la superficie de ruptura y desplazamiento, es decir, la superficie sobre la que se ha producido el movimiento, sea horizontal, vertical u oblicua. Si las fracturas son frágiles (*competentes*), por efecto de la abrasión presentan unas superficies lisas y pulidas denominadas *espejo de falla*, que ocasionalmente muestran estrías indicativas de la dirección hacia donde se produjo el desplazamiento de los bloques. Durante el desplazamiento de las rocas fracturadas se pueden desprender fragmentos de diferentes tamaños; cuando han sufrido un intenso metamorfismo y fragmentación de sus minerales (restos de rocas muy triturados) se denominan *milonitas*; si los fragmentos son mayores reciben el nombre de *brechas de falla*.

Labios de falla

Los labios de falla son los dos bordes o bloques que se han desplazado. Cuando se produce un desplazamiento vertical, los bordes reciben los nombres de *labio hundido* (o *interior*) y *labio elevado* (o *superior*), dependiendo de la ubicación de cada uno de ellos con respecto a la horizontal relativa.

Salto de falla

El salto de falla es el espacio o distancia vertical existente entre dos estratos que originalmente formaban una unidad, medida entre los bordes del bloque elevado y el hundido. Esta distancia puede ser de tan sólo unos pocos milímetros (cuando se produce la ruptura), hasta varios kilómetros; éste último caso suele ser resultado de un largo proceso geológico en el tiempo.

Clases de fallas

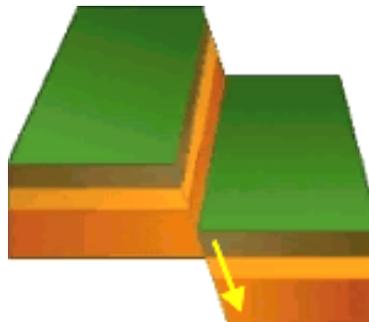
Las fallas pueden ser del tipo:

- Normales o gravitacionales
- Inversas
- De dirección o desgarre
- De tijera o rotación

Las fallas, a su vez, pueden presentar formaciones en:

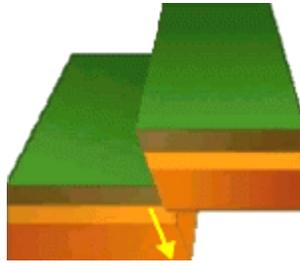
- Macizos tectónicos (horst)
- Fosas tectónicas o de hundimiento (rift)

Fallas normales o gravitacionales



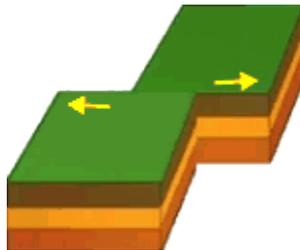
Son fallas que se producen por distensión. El resultado es un estiramiento o alargamiento de los materiales, al desplazarse el labio hundido por efecto de la fuerza de la gravedad (buzamiento del plano de falla hacia el labio hundido).

Fallas inversas



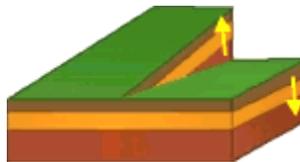
Son fallas que se producen por compresión (efecto contrario al de una falla normal). El resultado es un acortamiento de los materiales por buzamiento del plano de falla hacia el labio elevado. Puede ocurrir que el plano de falla sea muy inclinado, en cuyo caso se originaría un *cabalgamiento*, es decir, que los estratos más antiguos solaparían a los más modernos (quedarían por encima).

Fallas rectas o de dirección



Las fallas *rectas* o *de dirección*, también llamadas de *desgarre* o *cizalla*, son las que tienen lugar por efecto de un desplazamiento horizontal. Ejemplo especial de este tipo de fallas son aquellas transformadoras que desplazan a las dorsales oceánicas.

Fallas de rotación o tijera



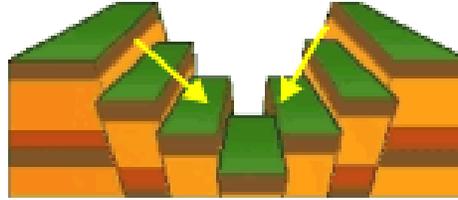
Las fallas de rotación o de tijera se forman por efecto del basculado de los bloques sobre el plano de falla (un bloque presenta movimiento de rotación con respecto al otro). Mientras que una parte del plano de falla aparenta una falla normal, en la otra parece una falla inversa.

Macizo tectónico o horst



Los macizos tectónicos *ohorst*, son bloques elevados limitados por declives o escarpes de fallas (masas hundidas).

Fosa tectónica o rift



En una fosa tectónica o *rift*, también llamada *de hundimiento*, los bloques se encuentran hundidos en una disposición progresiva.

Deformaciones mixtas

Las deformaciones mixtas se dan cuando se combinan pliegues y fallas.

Ejemplos:

Escamas tectónicas

Las escamas tectónicas no son más que pliegues en los cuales predominan las fracturas. Se denominan así por su semejanza con la disposición de las escamas de los peces.

Mantos de corrimiento

Los mantos de corrimiento son *pliegues-falla* (pliegues tumbados), en los cuales se producen cabalgamientos cuyo desplazamiento alcanza varios kilómetros de longitud. En este tipo de pliegues, los materiales que se desplazan (los superiores) se alejan de su origen, por eso se le llaman *alóctonos*; los que permanecen en su posición original (los inferiores) se denominan *autóctonos*.

Cuando los materiales alóctonos son erosionados, su ruptura pueden provocar que afloren los autóctonos, esta manifestación recibe el nombre de *ventana tectónica*. Así mismo, los materiales alóctonos podrían quedar aislados sobre los autóctonos por efecto de la erosión del manto de corrimiento, en lo que se denomina *klippe*.

Estilos tectónicos

Las diferentes estructuras de fallas, pliegues, fracturas, cabalgamientos, etc., caracterizan y diferencian las cadenas montañosas entre sí. Ejemplo de los estilos tectónicos más destacados:

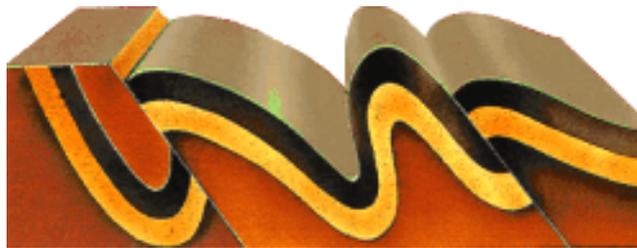
Germánico

En el estilo germánico predominan las fracturas y ausencia de pliegues. Los materiales tectónicos de base son afectados tanto por fuerzas de compresión como de distensión, lo que da lugar a fallas inversas, escamas tectónicas, y fosas y macizos tectónicos.

Jurásico

En el estilo jurásico (de la Jura -Francia-) predominan la sucesión de pliegues rectos y simétricos, asociados a fallas de la misma dirección. Aunque las cumbres suelen corresponder habitualmente con los anticlinales, y los valles con los sinclinales, sucede que en algunas ocasiones se presenta el efecto contrario por causa de la erosión, mostrando un relieve invertido.

Alpino



Estilo alpino

En el estilo alpino (de los Alpes), predominan los pliegues-falla, con series de estratos invertidos y mantos de corrimiento con cabalgamientos de grandes desplazamientos.

GEODINÁMICA INTERNA

Volcanes - 1ª parte

La actividad volcánica, así como los movimientos sísmicos, no son más que la liberación en superficie de las energías que se manifiestan en el interior de la corteza terrestre. Los volcanes son grietas o aberturas de la corteza que se comunican con las zonas internas, donde los materiales rocosos se hallan en estado de fusión debido a las altas temperaturas reinantes.

Como se sabe, la superficie terrestre está sometida a la acción de la geodinámica externa: viento, aguas, temperatura, atmósfera, etc., que actúan modelando el relieve, es decir, "destruyendo" litosfera mediante la erosión ejercida por estos agentes externos. Pero así mismo, se producen modificaciones del relieve por efecto de las energías procedentes del interior de la tierra, que "construyen" litosfera, es decir, crean nueva corteza terrestre como montañas, cordilleras, cuencas oceánicas, o nuevos relieves por efecto de la sedimentación de cenizas y otros materiales.



Las energías procedentes del interior de la Tierra forman la nueva corteza terrestre. En la foto: capas de cenizas sedimentadas procedentes de la erupción del lago Laacher (Alemania)

Cuando las energías que llegan a la superficie son en forma de calor (magmas), dan lugar a la formación de los volcanes; y si esa energía se libera en forma de movimientos u ondas elásticas, se manifiestan mediante sismos o terremotos.

Gracias a las erupciones magmáticas de los volcanes se pueden estudiar los materiales líticos de la corteza, ya que es la única forma de comunicación existente entre lo más profundo de la litosfera y la superficie terrestre.

Partes de un volcán

Un volcán consta de las siguientes partes: *cámara magmática, chimenea, cráter y cono volcánico.*



Partes de un volcán

Cámara magmática

La cámara magmática es el foco o zona de donde procede el material magmático (roca fundida), que posteriormente será arrojado en forma de lava. Se comunica con el *cráter* a través de la *chimenea*.

Chimenea

La chimenea es el conducto, canal o grieta de la corteza terrestre por donde asciende el material magmático hasta el cráter. Durante el violento ascenso de estas materias se arrancan rocas de las paredes de la chimenea, que son incorporadas a la corriente ascendente y expulsadas al exterior junto como los demás productos ígneos.

Cráter

El cráter es el orificio de salida por donde el volcán arroja al exterior los materiales magmáticos durante una erupción (lavas, gases, vapores, cenizas, etc.). Suele presentar la forma de un embudo o cono invertido.

Cono volcánico

El cono volcánico es una construcción en forma de cono truncado, levantado alrededor del punto de emisión de un volcán. Se forma por aglomeración alrededor de la abertura, de lavas y parte de fragmentos de los materiales magmáticos que son arrojados al exterior a través del cráter.



El cono volcánico se forma por aglomeración alrededor de la abertura, de lavas y parte de fragmentos de los materiales magmáticos que son arrojados al exterior a través del cráter. En la foto: cono del volcán Vesubio

Por la intensidad de las erupciones el cono puede alcanzar grandes proporciones. Habitualmente, debido a explosiones eruptivas, se producen fracturas en el cono volcánico dando lugar a nuevos cráteres, que se abren en los flancos y comunican con la chimenea principal mediante otras chimeneas secundarias; a estos cráteres también se les denomina *parásitos*, *adventicios* o *secundarios*.

Actividad eruptiva

La actividades eruptivas de un volcán constituyen los denominados *paroxismos*, es decir, la fase en que se manifiesta la máxima intensidad de la actividad orogénica (también es aplicable a los movimientos sísmicos). Esta actividad volcánica no suele ser continuada en el tiempo, sino alterna o discontinua.

Cuando los volcanes presentan inactividad durante largos periodos históricos, se dice que son volcanes *apagados* o *extinguidos*. Por su parte, se denominan volcanes *activos* aquellos que muestran una actividad permanente, o discontinua pero con periodos de actividad en tiempos históricos cercanos. Durante los periodos en que los volcanes activos parecen extinguidos, en realidad muestran un periodo de descanso que alternan con otro de paroxismo.

Ejemplo de volcanes activos discontinuos con apariencia de inactividad, son: el *Fuji*, en la isla de Hondo (Japón), que tuvo su última y violenta erupción en 1707; y el *Vesubio*, al sur de Italia, en la Campania (Nápoles). Su primera erupción histórica se produjo el año 79 y sepultó bajo las cenizas a las ciudades de Pompeya, Herculano y Estabias. Desde entonces no ha cesado en su actividad; la última erupción violenta tuvo lugar en 1944.



El volcán del monte *FujiYama*, es un volcán activo discontinuo; en la actualidad aparenta inactividad

Ejemplo de volcanes activos continuos son: el *Etna*, en la isla de Sicilia. Es el segundo volcán más alto de Europa (3.340 m), después del Teide (3.718 m.) situado en la Isla de Tenerife, en el archipiélago canario, España. Las erupciones más catastróficas fueron las de 1669 y 1928. A comienzos de 1992 volvió a entrar en erupción. Otro volcán activo de importancia es el *Manua-Loa*, en las islas de Hawai.

Materiales eruptivos

Los volcanes activos, durante las erupciones, emiten materias magmáticas que normalmente irrumpen en la corteza terrestre en forma de lavas o gases; a este proceso se le denomina *vulcanismo*, y a las rocas que forman parte de él *efusivas* o *volcánicas*; si las materias magmáticas no afloran a la superficie y se consolidan en el interior de la tierra, se le denomina *plutonismo*, y a las rocas que intervienen *intrusivas* o *plutónicas*. Los magmas son masas ígneas, espesas y viscosas, que se pueden presentar fundidas total o parcialmente, y proyectarse, desparramarse o volatilizarse, según se trate de materias sólidas, líquidas o gaseosas.

Sólidos

Los materiales sólidos arrojados por los volcanes en erupción hacia la superficie terrestre (por proyección), son también llamados *piroclastos*, del griego *pyr* (fuego) y *klastos* (roto o fragmento). Según el tamaño se dividen en *bloques y bombas*, *lapillis* y *gredas*, y *cenizas* o polvo volcánico.



Los piroclastos son materiales sólidos (cenizas, lapillis y bombas) arrojados por los volcanes hacia la superficie terrestre

Los bloques y bombas son materiales rocosos más o menos fundidos, de tamaño comprendido entre unos cuantos centímetros hasta varios metros. Cuando son expulsados al aire, dependiendo de la viscosidad que presenten, llegan a cristalizar externamente con gran rapidez mientras se mantienen de forma fluida en el interior. Cuando caen al suelo se agrietan como lo haría la corteza del pan, por eso también son llamados *panes volcánicos*.

Los lapillis (del italiano *lapilli*: piedra pequeña), y las gredas (arcillas arenosas), son productos volcánicos de tamaño intermedio entre las cenizas y las escorias (de entre aproximadamente un garbanzo y una ciruela).

Las cenizas o polvo volcánico, son el conjunto de los materiales más finos arrojados por los volcanes. Estas partículas miden muy pocos milímetros de diámetro y el viento puede arrastrarlos a grandes distancias. Como ejemplo, las cenizas procedentes de la erupción del Krakatoa en agosto de 1833, una pequeña isla volcánica de Indonesia, dieron la vuelta al mundo y su dispersión en la atmósfera motivó las ocasionales puestas de sol observadas durante los meses siguientes.

Líquidos

Las materias fundidas, más o menos líquidas, están constituidas por las lavas, que no son otra cosa que magmas que afloran a través del cráter y se deslizan por la superficie.

Si la consistencia es suficientemente líquida, ejemplo de las lavas con origen en rocas basálticas, pueden llegar a formarse notables cascadas a través de las vertientes, o coladas superficiales.



Si la consistencia de la lava es fluida, puede dar lugar a formarse notables cascadas a través de las vertientes, y desplazarse a velocidades de hasta 300 metros por hora.

Foto del volcán del monte Etna durante la erupción de 1992

Cuando las lavas, es decir, la materia fundida a temperaturas de hasta 2.000º C., se desplaza por la superficie terrestre, puede alcanzar velocidades de hasta 300 metros por hora. Conforme avanza se enfría rápidamente adquiriendo estructuras vítreas y porosas.

No obstante, si la superficie se enfría con suficiente rapidez como para formar una costra o corteza, aislará el interior donde la lava seguirá en estado fluido, la cual continuará deslizándose por algún tiempo. Producto de estas corrientes son las llamadas *lavas cordadas*, consistentes en formas parecidas a una cuerda (estriadas o retorcidas), por efecto de la adaptación de la superficie de la lava a estos deslizamientos.

Si las lavas son muy fluidas y la superficie se enfría con rapidez, puede dar lugar a túneles internos. Estas manifestaciones se producen porque en el interior sigue deslizándose la lava, mientras que el exterior presenta una coraza solidificada que impide el desplome de la materia. Cuando la lava ha discurrido totalmente deja el interior vacío.

Ocasionalmente, se detectan estas formaciones porque una parte del techo del túnel volcánico se desploma, dejando la sima interior al descubierto; Los Jameos del Agua, en la Isla de Lanzarote (España), es un ejemplo típico de túnel volcánico de notable tamaño, donde una persona puede entrar y caminar con normalidad; actualmente alberga un estanque e instalaciones recreativas perfectamente integradas en el ambiente natural.



Si las lavas son muy fluidas y la superficie se enfría con rapidez, se forman túneles internos por donde la lava sigue discurriendo bajo una coraza solidificada

Una característica de las lavas viscosas que se presenta cuando liberan componentes gaseosos, son las formaciones llamadas *pumitas*, más conocidas por *piedra pómez*. Estas formas son producto de la expansión de componentes volátiles, que durante su liberación en la materia fundida construyen cavidades esponjosas y fibrosas, solidificándose a continuación. Los aglomerados y tobas volcánicas son el resultado de la consolidación de estas materias piroclásticas.

Gaseosos

Durante las erupciones, pueden ser emitidas a la atmósfera grandes cantidades de gas volcánico. Las materias gaseosas suelen ser mezclas de composición compleja, que además pueden ser muy distintas, no sólo de una erupción a otra, sino incluso en los diferentes periodos de una misma erupción. Consisten primordialmente en gases sulfurosos, dióxido de carbono, hidrógeno, nitrógeno, ácidos clorhídrico y sulfhídrico, hidrocarburos como el metano, cloruros volátiles y vapor de agua, entre otros.



Durante las erupciones, pueden emitirse a la atmósfera grandes cantidades de gases volcánicos

Los gases ácidos, como el dióxido de azufre y los cloruros y sulfuros de hidrógeno, pueden reaccionar con las partículas de agua para formar lluvias ácidas, que después se precipitan sobre la tierra causando daños a la vegetación.

Si las erupciones son muy fuertes, el dióxido de azufre puede conseguir alcanzar la estratosfera y combinarse con el agua condensada, resultando nubes llamadas *parasol*, capaces de reducir la temperatura media de la superficie terrestre.



Desprendimiento de gases sulfurosos en el volcán *Vulcano*

Las lavas fundidas también desprenden gases, pero esencialmente se producen como fumarolas (a través del cráter o grietas), que suelen hacer acto de presencia antes o después de las erupciones. Es habitual que las emisiones de gases se manifiesten en forma explosiva o incluso inflamable.

Dependiendo de la densidad de los gases expulsados durante una erupción, éstos pueden arrastrar materias en suspensión inflamables, tales como cenizas, que forman las denominadas *nubes ardientes*.

Tipos de erupciones

Los llamados *magmas básicos*(fluidos), *magmas ácidos* (viscosos), así como la temperatura, cantidad de productos volátiles que incluyen las lavas, y forma en que se presenta el cono volcánico, determinan los tipos de erupciones volcánicas.

En base a estos elementos se distinguen los diferentes tipos de volcanes: *hawaiano*, *estromboliano*, *vulcaniano*, *vesubiano*, *peleano*, *krakatoano*, *submarinos*, *de cieno* y *fisurales*.

Hawaiano

En las erupciones de tipo hawaiano, se distinguen lavas muy fluidas que rebasan y desbordan el cráter en grandes cascadas, formando corrientes que se deslizan fácilmente alcanzando grandes distancias antes de solidificarse. No se manifiestan fenómenos del tipo de nubes ardientes,

proyección de bombas o cenizas volcánicas. Cuando el viento arrastra partículas de lava se forman unos hilos cristalinos que los nativos llaman *cabellos de la diosa Pelé*.



En las erupciones de tipo hawaiano, las lavas fluidas desbordan el cráter formando corrientes que se deslizan fácilmente alcanzando grandes distancias

Estos volcanes suelen tener varios cráteres, acostumbran ser más anchos que altos adoptando el cono una forma muy rebajada, teniendo en su centro una ancha abertura en forma de caldera que durante las erupciones se llena de lava. Se encuentran en el Pacífico, y sus representantes más típicos son los volcanes *Kilauea* y *Mauna-Loa* en las islas Hawai.

Estromboliano

En las erupciones de tipo stromboliano (del volcán activo *Stromboli*, en la isla italiana del mismo nombre, en el mar Tirreno), se distinguen lavas poco fluidas, con proyección violenta de lapillis, bombas, escorias y abundantes gases, y que pronto forman un cono de escorias, lo que provoca que el cono se rompa por una de sus laderas.



Una de las características de las erupciones de tipo estromboliano, es la violencia de las proyecciones

Por la baja densidad y facilidad con que se desprenden los gases, no se produce una apreciable emisión de cenizas. Las lavas rebosan por el cráter y forman corrientes, al igual que en las erupciones de tipo hawaiano, pero no alcanzan tanta distancia.

Vulcaniano

En la erupción de tipo vulcaniano (del volcán *Vulcano*, en isla italiana del mismo nombre, en el archipiélago de Lipari), se distinguen magmas de escasa fluidez, de hecho apenas salen del cráter y colaboran a su taponación al ser de rápida consolidación, pero que desprende grandes cantidades de materias gaseosas; cuando se produce la taponación los gases se acumulan a gran presión y hacen saltar el tapón de lava sólida.

Se manifiestan fuertes explosiones, con proyección de materiales fragmentarios, bombas, lapillis y pulverización de lavas que generan cenizas. Las lavas que alcanzan el exterior, aunque se consolidan rápidamente, forman no obstante superficies muy ásperas e irregulares (*lavas cordadas*), resultado de los gases desprendidos que rompen y resquebrajan las materias semifluidas durante el enfriamiento. El cono adopta una forma muy irregular.

Vesubiano

Las erupciones de tipo vesubiano (del volcán *Vesubio*, en Nápoles, al sur de Italia), tienen similitudes con el de tipo vulcaniano, pero se caracterizan por que el vesubiano manifiesta violentísimas explosiones, producto de la enorme presión de los gases que levantan grandes masas de tierra, formando cráteres gigantescos llamados calderas, y dentro de los cuales es frecuente que se formen uno o más cráteres. Las lavas, aunque viscosas, llegan a formar corrientes.

Las explosiones y emisiones gaseosas forman nubes ardientes opacas, debido a su densidad en cenizas. Cuando estas nubes se enfrían se producen importantes precipitaciones de cenizas; una de estas precipitaciones sepultó a la ciudad de Pompeya en el año 79. A este tipo de erupción pertenecen, además del *Vesubio*, el *Etna* y, básicamente, también el *Vulcano*.

Peleano

Las erupciones de tipo peleano (del volcán *Mont Pelé* -monte pelado-, en la isla de la Martinica, en Las Antillas), se caracterizan por emitir nubes ardientes y opacas, muy densas, que se deslizan por las laderas, y pueden arrasarse poblaciones enteras. La lava es muy viscosa (semisólida), y por su rápida consolidación se va acumulando en el cráter, llegando a taparlo completamente formando una gran aguja o pitón (en algunas regiones se les llama *roques*). Normalmente, cuando se inicia una fase de actividad, la aguja es levantada por efecto de la enorme presión haciéndola saltar en su intento del magma por encontrar la salida.



El volcán *Mont Pelé* explotó a la atmósfera densas nubes ardientes, y causando 25.000 víctimas

El volcán más célebre y representativo es el citado *Mont Pelé*, que el 8 de mayo de 1902, reventó sus paredes y liberó violentamente los gases acumulados a temperaturas altísimas, generando una nube ardiente cargada de cenizas que destruyó la ciudad de Saint-Pierre y causó 25.000 víctimas.

Krakatoano

Las erupciones de tipo krakatoano (del volcán *Krakatoa*, en la isla del mismo nombre en Indonesia), son también llamadas *erupciones freáticas*.

El citado volcán manifestó una tremenda explosión en 1883 que, además de causar una gran cantidad de víctimas, destruyó la mitad de la isla (ahora mide sólo 15 km.²). Emitió a la atmósfera grandes cantidades de gases volcánicos, creando atardeceres rojizos y llameantes.



El volcán *Krakatoa*, durante una gran explosión en 1883, emitió a la atmósfera gran cantidad de gases volcánicos y destruyó la mitad de la isla

El Krakatoa generó un enorme maremoto y una ligera disminución de las temperaturas del aire en todo el mundo. Se estima que los fenómenos eruptivos de tipo krakatoano, son el resultado de entrar la lava ascendente en contacto con el agua y las rocas mojadas.

Submarinas

Las erupciones de tipo submarino tienen lugar en los fondos oceánicos. Si las materias magmáticas consiguen alcanzar la superficie del mar, se forman entonces islas volcánicas. Ejemplo de islas de este tipo son las Cícladas griegas.

De cieno

Las erupciones de cieno son provocadas por determinados volcanes, normalmente en reposo, cuyos cráteres permanecen cubiertos de nieve o convertidos en lagos ocasionales. Si el volcán recobra de pronto la actividad, la manifiesta en forma explosiva, ocasionando normalmente numerosos daños y víctimas, pues el agua, hielo, restos, etc., son levantados violentamente formando grandes avalanchas de cieno y barro, y destruyendo a su paso todo lo que encuentra.



El Nevado del Ruiz presenta erupciones del tipo de cieno. En su último periodo de actividad, en 1985, causó numerosas víctimas y daños

En 1985, en Colombia, se produjo un suceso de estas características cuando entró en erupción el volcán Nevado del Ruiz. Las lavas fundieron el casquete helado que taponaba el cráter del volcán, haciéndolo saltar y formando coladas de barro que terminaron sepultando la ciudad de Armero. Se contabilizaron alrededor de 20.000 muertos, decenas de miles de heridos y cuantiosos daños.

Fisurales

Las erupciones fisurales se originan a través de dislocaciones de la corteza terrestre.



Estas aberturas pueden tener varios kilómetros de largo, y a través de ellas consiguen aflorar y fluir las lavas recorriendo grandes extensiones y formando los denominados *traps*, consistentes en amplias mesetas de lavas consolidadas, de gran espesor y superficie. La meseta del Deccan, en la India, es un ejemplo típico de erupciones fisurales.

Morfología volcánica

La morfología de los volcanes depende directamente de las características de los magmas y gases emitidos.

Se distinguen variadas formas: Estratovolcanes, volcanes en escudo, calderas, fumarolas, solfataras, mofetas, géiseres, soffionis, volcanes de lodos

Estratovolcanes

Cuando las erupciones de lava alternan con la expulsión de materiales piroclásticos, se forman los denominados *estratovolcanes* o *volcanes compuestos*, consistentes en la superposición de capas a base de estos materiales sólidos, es decir, cenizas, coladas de lava y otras materias.

La razón de estas formaciones estriba en que no es habitual que los volcanes expulsen solamente piroclastos, formando exclusivamente conos a base de cenizas, sino que éstas suelen alternarse con episodios de expulsión de lavas, resultando edificios volcánicos formado por capas alternativas de lava y tefra (rocas volcánicas básicas con feldespatoideos).



Los estratovolcanes, que presentan la morfología mas común en todo el mundo, son el resultado de las erupciones alternas de lava y materiales piroclásticos

Los estratovolcanes presentan conos volcánicos con acusadas pendientes, resultado de la acumulación de sucesivas coladas, lavas y piroclastos. Casi todos los volcanes más grandes y conocidos del mundo presentan este tipo de morfología, ejemplo: FujiYama, Vesubio, Stromboli, Cotopaxi, Kilimanjaro, Teide, Paracutín, etc.

Volcanes en escudo

Si la lava es muy fluida, se forman los volcanes en *escudo* (en referencia a la forma ligeramente curvada del escudo de un guerrero). Son de estructuras muy amplias (decenas de kilómetros cuadrados de diámetro), producto de grandes coladas de lava basáltica que se desparraman formando suaves pendientes, y sin ninguna o escasa actividad explosiva. La rapidez y fluidez de las lavas, que brotan a borbotones, consiguen alejarse lo suficiente de la chimenea central como para evitar que ésta forme laderas escarpadas.



En los volcanes en escudo (como el *Kilauea*, en Hawai), las lavas fluyen tan rápidamente que no permiten solidificarse en las proximidades de la chimenea, impidiendo la formación de laderas escarpadas

Las islas Hawai, como *Kilauea*, y la formada más recientemente *Manua-Loa*, son un ejemplo de volcanes en escudo elevados desde el fondo oceánico. Otro volcán en escudo muy conocido es el *Etna*, en Sicilia.

Calderas

Las calderas, son otra formación volcánica característica que contrasta ampliamente con los descritos anteriormente. Se trata de depresiones estructurales (ocasionalmente de varios kilómetros de diámetro) cuyo origen probable es un efecto explosivo, erosivo o de hundimiento. La caldera formada en el volcán Krakatoa durante la erupción de 1833, fue resultado de una explosión muy violenta que reventó y voló el cono volcánico, que terminó en parte cayendo al interior de la chimenea.



Caldera anegada del Lago *del Cráter*, en Oregón, Estados Unidos

Las calderas de algunos volcanes famosos, ahora dormidos o apagados, han terminado anegadas y convertidas en lagos, ejemplo del *Lago del Cráter*, de unos 8 km. de diámetro, situado en el Parque Nacional del mismo nombre en Oregón, Estados Unidos.

Fumarolas

Las fumarolas son gases emitidos por las lavas cuando alcanzan determinadas temperaturas. Su composición no es lineal, sino que varía según la temperatura, desde que se manifiestan hasta que se extinguen.



Fumarolas del volcán Pinatubo (Filipinas)

Se reconocen los tipos de fumarolas *secas*, *ácidas* y *alcalinas*. Las secas son las que proceden de la lava fundida. La temperatura supera los 500° C. Su composición es primordialmente cloruro sódico, potasio y anhídrido sulfuroso y carbónico. Las ácidas están compuestas básicamente por agua, y ácido clorhídrico y anhídrico sulfuroso. Su temperatura se encuentra entre los 300 y 400° C. Las alcalinas están compuestas por vapor de agua, y ácido sulfhídrico y cloruro amónico. Su temperatura se aproxima a los 100° C.

Solfataras

Las solfataras consisten en emisiones de vapor de agua y ácido sulfhídrico. Las temperaturas no superan los 100° C.

Mofetas

Las mofetas son fumarolas que surgen a través de grietas del terreno en aquellas regiones volcánicas. También se manifiestan a través de los cráteres de los volcanes cuando han cesado su actividad. Los gases emitidos son fríos.

Géiseres

Los géiseres son emanaciones o surtidores intermitentes de vapores y agua hirviendo, algunas muy ricas en sílice, propias de regiones de vulcanismo atenuado. Su salida en forma de chorro es debida al calentamiento del agua contenida en una grieta por su parte media o inferior; cuando el agua trata de aumentar su volumen, ejerce presión hacia la superficie y surge violentamente.



Los géiseres son emanaciones de vapores y agua hirviendo

Son famosos los géiseres del Parque Nacional de Yellowstone (E.U.A.), Nueva Zelanda e Islandia.

Soffioni

El soffioni es un fenómeno consistente en desprendimientos de vapor de agua, a temperaturas superiores a 100° C., que surgen a través de grietas del terreno. Cuando se enfrían depositan ácido bórico y boratos. Es típico en determinadas regiones volcánicas de Italia, especialmente *Toscana*.

Volcanes de lodos

Los volcanes de lodos son conos de pequeño tamaño por donde se emiten burbujas compuestas de cienos o lodos, agua salada y gran cantidad de dióxido de carbono.



Volcán de lodo

Son típicas en Islandia, Sicilia, México, etc. Ocasionalmente, dependiendo del tamaño y nivel de actividad, pueden causar daños de importancia.

Regiones volcánicas

En la Tierra existen actualmente alrededor de 600 volcanes en actividad. Las regiones volcánicas coinciden con las grandes líneas de dislocación, motivo por el que existe una gran abundancia de volcanes en las costas del Pacífico: América del Sur y América Central, Alaska, Aleutianas, Kamchatka, Japón, Formosa, Filipinas e islas de la Sonda. También en el interior de este océano: Nueva Zelanda, Samoa y Hawai.

Otra zona de gran actividad volcánica es la que se extiende desde el Cáucaso a Italia, incluida una prolongación hacia las islas Columbretes, frente a Castellón de la Plana (España); se trata de una zona formada por volcanes extinguidos. Otras regiones volcánicas importantes son: África oriental, Archipiélago de las Antillas, Canarias, Azores, Islandia, y Tierra Victoria en el Continente Antártico.



Vista de las ruinas de Pompeya con el Vesubio al fondo

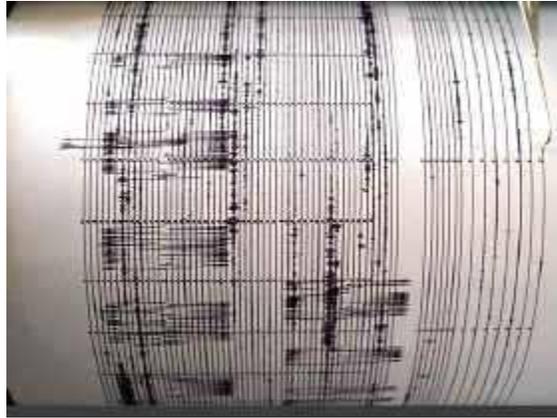
Las erupciones más célebres que han ocurrido a lo largo de la historia y de las que se tiene conocimiento son: la del Vesubio en el año 79, que sepultó con sus cenizas y lava a Pompeya y Herculano; la de Krakatoa (en la isla del mismo nombre en Indonesia), en 1883, que hundió gran parte de la costa; y la del Mont Pelé (En la islas de la Martinica, en Las Antillas), el 8 de mayo de 1902, que con sus nubes ardientes destruyó la ciudad capital Saint-Pierre y causó más de 25 000 víctimas.

Sismos

Los movimientos rápidos y bruscos de las fallas y fracturas en el interior de la corteza terrestre, se transmiten a grandes distancias del subsuelo como ondas elásticas, y se manifiestan constantemente en la superficie en forma de trepidaciones, generalmente imperceptibles pero ocasionalmente perceptibles con mayor o menor intensidad.

Intensidad de los sismos

Cuando los movimientos sísmicos son pequeños e imperceptibles (los denominados *microsismos*), solo pueden ser detectados y registrados mediante aparatos muy sensibles (sismógrafos).



Los movimientos sísmicos imperceptibles, solo pueden ser detectados y registrados mediante unos aparatos muy sensibles denominados sismógrafos

Sin embargo, cuando las trepidaciones alcanzan determinado nivel de intensidad, se manifiestan sobre la corteza de forma perceptible como sismos o terremotos, es decir, sacudidas bruscas y repetitivas que pueden llegar a causar efectos catastróficos. Se denominan *macrosismos* a los sismos de intensidad media, suficiente como para causar daños a los enseres y estructurales a las viviendas; y *megasismos* a los sismos de gran intensidad, cuya violencia es capaz de arruinar las edificaciones de poblaciones enteras y generar numerosas víctimas.

Tipos de sismos

Según el origen de los sismos éstos se clasifican en tres grandes tipos: *volcánicos*, *tectónicos* y *de hundimiento*.

A pesar de la llamativa actividad de los volcanes, su influencia en la generación de movimientos sísmicos (*sismos volcánicos*) es menor. Se producen durante las grandes erupciones volcánicas y apenas representan el 10% de todos los sismos.



Los sismos volcánicos apenas representan el 10% de todos los tipos de sismos

En su mayor parte, los sismos son de naturaleza tectónica (*sismos tectónicos*), y pueden deberse a causas diversas, como los epirogénicos, que se dan en regiones tectónicamente estables pero

sometidas a movimientos de elevación o descenso; o los orogénicos, relacionados con los fenómenos de plegamiento y fractura de la corteza terrestre (pliegues y fallas).

Algunos sismos, los llamados *locales*, tienen un ámbito geográfico muy reducido, y su origen se debe, generalmente, a vibraciones que se transmiten por hundimientos en la corteza (*sismos de hundimiento*), ejemplo de galerías de minas, deslizamientos de tierras sobre capas arcillosas, u otros fenómenos como las disoluciones de estratos yesíferos, que provocan la ruptura y hundimiento de las cavidades presentes en estos macizos.

Desarrollo de un seísmo

Las perturbaciones provocadas por las fallas se transmiten a través de las capas de la corteza terrestre. Si una zona de la corteza donde existe una fractura es sometida a fuerzas tectónicas capaces de desplazar grandes masas de tierra, dada la elasticidad de la corteza comienzan a manifestarse deformaciones (pliegues).

Conforme la presión aumenta progresivamente sobre las masas, alcanzarán un valor límite en el cual la falla será desplazada rápidamente, liberándose a la vez una gran cantidad de energía (vibraciones) que será transmitida a través de la litosfera, es decir, se manifiesta un seísmo.

Tsunamis

Cuando el seísmo se produce en el fondo del mar o en las costas, dependiendo de su magnitud, las aguas pueden ser agitados violentamente y formar olas gigantes (en ocasiones de hasta 30 metros de altura).



Cuando el seísmo se produce en el fondo del mar, se pueden formar olas gigantes, en ocasiones de hasta 30 metros de altura

Si el epicentro de seísmo se encuentra mar adentro, las olas se propagan hasta las costas donde se estrellan, causando a su paso inundaciones y gran destrucción. Estos maremotos se reconocen en sismología con cualquiera de los términos: *tsunamis* (en Japón), *ola de marea*, *ola de traslación*, o también con la locución francesa *raz de marée*.

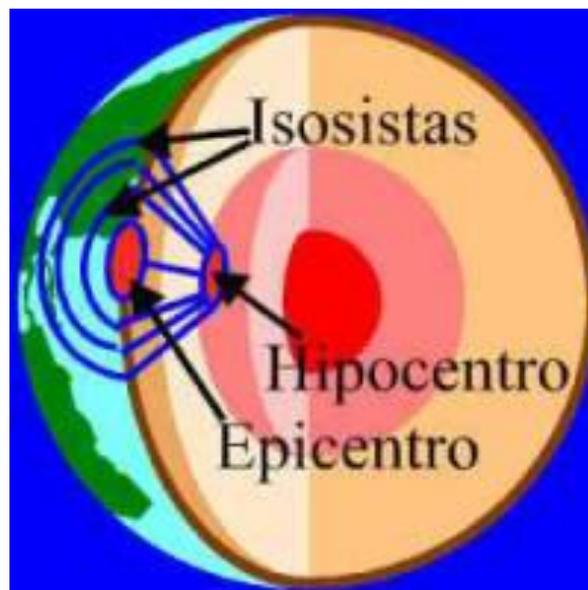
Efectos primarios y secundarios

En cuanto a los efectos de los sismos, se dice que éstos son *primarios* cuando están producidos directamente por las dislocaciones, es decir, son producto de la intervención directa del movimiento sísmico por encontrarse dentro del ámbito de desplazamiento de la falla. Si por el contrario, los efectos ocurren alejados del punto de dislocación, pero surgen al paso de las ondas sísmicas producidas por ella, se denominan *efectos secundarios*.

Propagación de las ondas sísmicas

Antes de conocer la forma en que se propagan las ondas sísmicas, es conveniente definir algunos términos que nos ayuden a situar el punto interno de nacimiento de un seísmo, y su correspondencia con las trepidaciones que se manifiestan en el exterior.

A la zona del interior de la corteza terrestre donde se produce el seísmo se le llama *hipocentro* o *foco*; si este punto se encuentra a menos de 70 km. de la superficie se dice que es un *seísmo superficial*; si está entre los 70 y 300 km. es un *seísmo intermedio*; si está en zonas más internas se trata de un *seísmo profundo*.



A la zona de la superficie situada en la vertical del hipocentro se le llama *epicentro*; es el punto del exterior donde el seísmo se manifiesta con mayor intensidad. Para localizar el epicentro de un seísmo se recurren a las llamadas *isosistas*; éstas son líneas que se obtienen uniendo sobre un mapa los puntos en los que el seísmo ha tenido la misma intensidad.

Las ondas sísmicas originadas por el movimiento de los bloques de la corteza son, en teoría, esféricas. Estas ondas pueden ser registradas y medidas en unos aparatos denominados *sismógrafos*. Las ondas sísmicas se propagan a través de la corteza en todas direcciones partiendo en primer lugar del hipocentro, o punto interno de partida y máximo movimiento; y en segundo lugar del epicentro, o punto externo de la corteza terrestre donde las ondas llegan por primera vez.

Tipos de ondas sísmicas

Las ondas sísmicas nacidas en el hipocentro son de dos tipos: ondas *P* y ondas *S*; las que circulan por el exterior de la corteza son las ondas *L*. Todas estas ondas pueden ser detectadas y registradas en los aparatos llamados sismógrafos, y a través de ellos evaluar el epicentro, intensidad, dirección, y otros parámetros de un sismo.

Ondas P

Las ondas *P* o *primarias* (también llamadas *de compresión* por producir cambios de volumen en los materiales), se denominan así porque son las primeras en producirse. Son ondas longitudinales, es decir, oscilaciones o vibraciones de las partículas de los materiales, que se desplazan en la misma dirección de propagación que las ondas que las originaron. Estas ondas son las que se mueven a mayor velocidad, y tienen la capacidad de hacerlo en cualquier medio, sea agua, hielo, roca, etc.

Ondas S

Las ondas *S* o *secundarias*, (también llamadas *de cizalla* o *distorsión*), se llaman así porque son las segundas en llegar. Son ondas transversales, es decir, las vibraciones de las partículas de los materiales se producen en dirección perpendicular a la propagación del movimiento original. Estas ondas pueden vibrar en planos horizontales o verticales. Se desplazan más lentamente que las ondas *P*, y no tienen capacidad de hacerlo a través de fluidos ni de alterar el volumen de los materiales.

Ondas L

Las ondas *L* no son más que ondas estacionarias, fruto de la interferencia de las ondas *P* y *S* cuando alcanzan la superficie de la corteza terrestre, es decir, la fusión de las ondas *P* y *S* al encontrarse ambas en la superficie crean una tercera onda resultante *L*. Se reconocen dos tipos de ondas *L*: ondas Love (o de torsión) y ondas Rayleigh; las primeras se mueven perpendicularmente a la dirección de propagación, mientras que las segundas lo hacen de forma elíptica con respecto a la citada dirección. Las ondas *L* son las más lentas de todas, pero por el contrario tienen una gran amplitud y longitud, y por eso suelen ser las que provocan los mayores desastres.

Zonas de actividad sísmica

Las zonas de la Tierra con mayor actividad sísmica, dada su relación con los fenómenos volcánicos, suelen coincidir entre sí. Se ha demostrado que la actividad volcánica y sísmica tienen su máxima

intensidad en aquellas zonas donde se produce la expansión o extensión de la corteza, ejemplo de las dorsales oceánicas, zonas de subducción, etc.

Se estima que la Tierra posee cinco zonas de máxima actividad volcánica y sísmica: Circumpacífica, Mediterránea-asiática, Índica, Atlántica y Africana.

Zona Circumpacífica



Zona Circumpacífica o Cinturón de Fuego (destacado en rojo)

También llamada *Anillo* o *Cinturón de Fuego*, la zona Circumpacífica se origina en la cordillera de los Andes y Montañas Rocosas, y se extiende de forma circular por el océano Pacífico, costas de América, Asia y Oceanía. Se distinguen volcanes en Alaska (Katmai), archipiélago de las Aleutianas (más de 30 volcanes activos), península de Kamchatka, islas Kuriles (arcos isla que enlazan las Aleutianas, Japón y Filipinas), Japón (Asama, Fuji-Yama), islas Marianas, Sumatra, Krakatoa, Java; Filipinas, Nueva Guinea, Nuevas Hébridas, Nueva Zelanda y Tonga; Antártida (Bird, Erebus y Terror), Chile, Argentina (Aconcagua), entre Bolivia y Chile (Guallatiri), Perú (Misi), Ecuador (Chimborazo; Cotopaxi), Colombia (Nevado del Ruiz; Tolima), Costa Rica, Nicaragua, El Salvador, Guatemala, México (Popocatepetl; Colima; Paracutin; Pico de Orizaba), Norteamérica, Santa Elena. En la placa Pacífica se encuentran como zonas calientes las islas Hawai (Mauna-Loa; Mauna-Kea y Kilauea).

Zona Mediterráneo-asiática

La zona mediterráneo-asiática se extiende transversalmente de Oeste a Este desde el océano Atlántico hasta el Pacífico. Se distinguen volcanes en Italia (Etna, Vulcano, Strómboli y Vesubio) y en Grecia. En cuanto a las zonas sísmicas se extienden desde los Alpes occidentales hasta las orientales, Turquía, Cáucaso, golfo Pérsico, Irán, Asia Central (Himalaya), hasta Indonesia donde coincide con la zona Circumpacífica.

Zona Índica

La zona Índica enlaza con la Circumpacífica por Sumatra y Java rodeando el océano Índico. Se distinguen montañas submarinas con vulcanismo activo, ejemplo de la isla de Reunión y Comores.

Zona Atlántica

La zona Atlántica se extiende de Norte a Sur por el centro del océano Atlántico. Se distinguen volcanes en Islandia (Hekla, Laki, Helgafell); Ascensión, Santa Elena, Tristan da Cunha y Gough; islas de Madeira e islas Salvajes. Asociados a fallas transformantes se distinguen los archipiélagos de Azores y Canarias (Teide, Teneguía).

Zona Africana

La zona africana se extiende desde Mozambique a Turquía en la región oriental. Se distinguen los volcanes Kilimanjaro, Meru, Kenia, Niragongo, Erta-Ale, Fantalé. Entre Etiopía y Somalia nace un nuevo océano (el denominado triángulo de Afar) donde una dorsal oceánica incipiente separa la placa Africana de la Arábica. En el África occidental destaca el Mont Camerún, que se relaciona por fallas con el vulcanismo de las islas de Príncipe, Fernando Póo, Santo Tomé y Annobón.