

Geología General

Un complemento
para
2º BACHILLERATO

Juan D Centeno

Departamento de Geodinámica

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

Geología General.

Una introducción para estudiantes de Biología o
Ciencias Ambientales.

© Juan D Centeno

Primera Edición, 2009

ISBN: 978-84-613-5351-4

Índice

<u>1.</u>	<u>NOCIONES FUNDAMENTALES Y PRINCIPIOS BÁSICOS EN GEOLOGÍA</u>	<u>1</u>
<u>2.</u>	<u>MINERALES Y ROCAS</u>	<u>4</u>
<u>3.</u>	<u>ESTRUCTURA Y COMPOSICIÓN DE LA TIERRA</u>	<u>10</u>
<u>4.</u>	<u>MAGMATISMO Y ROCAS MAGMÁTICAS</u>	<u>22</u>
<u>5.</u>	<u>METAMORFISMO Y ROCAS METAMÓRFICAS</u>	<u>31</u>
<u>6.</u>	<u>TECTÓNICA DE PLACAS</u>	<u>37</u>
<u>7.</u>	<u>DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS</u>	<u>44</u>
<u>8.</u>	<u>HIDROSFERA</u>	<u>51</u>
<u>9.</u>	<u>ATMÓSFERA</u>	<u>58</u>
<u>10.</u>	<u>METEORIZACIÓN</u>	<u>68</u>
<u>11.</u>	<u>EDAFOGÉNESIS: LA FORMACIÓN DEL SUELO</u>	<u>73</u>
<u>12.</u>	<u>PROCESOS FLUVIALES</u>	<u>77</u>
<u>13.</u>	<u>PROCESOS EÓLICOS</u>	<u>84</u>
<u>14.</u>	<u>PROCESOS LITORALES</u>	<u>87</u>
<u>15.</u>	<u>PROCESOS KÁRSICOS</u>	<u>92</u>
<u>16.</u>	<u>PROCESOS GLACIARES Y PERIGLACIARES</u>	<u>94</u>
<u>17.</u>	<u>PROCESOS PERIGLACIARES</u>	<u>98</u>
<u>18.</u>	<u>GEOLOGÍA HISTÓRICA</u>	<u>101</u>
<u>19.</u>	<u>GEOLOGÍA REGIONAL DE ESPAÑA</u>	<u>107</u>

1. Nociones fundamentales y principios básicos en Geología

1.1. Geología Histórica y Geología Predictiva: la relación entre ambos enfoques.

La Geología nació simultáneamente como actividad de investigación básica y aplicada. Mientras unos científicos resolvían poco a poco el problema de la edad de la Tierra, otros aplicaban sus conocimientos para predecir la ubicación de yacimientos minerales. Por eso, la afirmación de que la Geología es una Ciencia Histórica sigue siendo válida pero merece matizarse: los geólogos se interesan por la historia del paisaje o las rocas, pero es que ese conocimiento histórico es básico en la búsqueda de recursos o en la predicción y prevención de riesgos geológicos.

Encuentre una aplicación para las siguientes aportaciones de la Geología “histórica”:

- El origen de las cordilleras.
- La formación de las rocas volcánicas.
- La formación de playas en el Cretácico.
- La extinción de los dinosaurios por el impacto de un meteorito.

Tabla 1. Los campos de la Geología según la Enciclopedia Británica (2006)

▪ Materiales terrestres: mineralogía, petrología.
▪ Estructura de la Tierra sólida y volcanes: Geología estructural y vulcanología
▪ Historia Geológica y registro fósil: Geología Histórica, Paleontología, Estratigrafía, Astrogeología (o Geoplanetología)
▪ Relieve y procesos superficiales: Geomorfología y geología glacial
▪ Geología Económica: Geología Minera, del Petróleo, del Carbón
▪ Aliados: Geodesia, Geofísica, Geoquímica

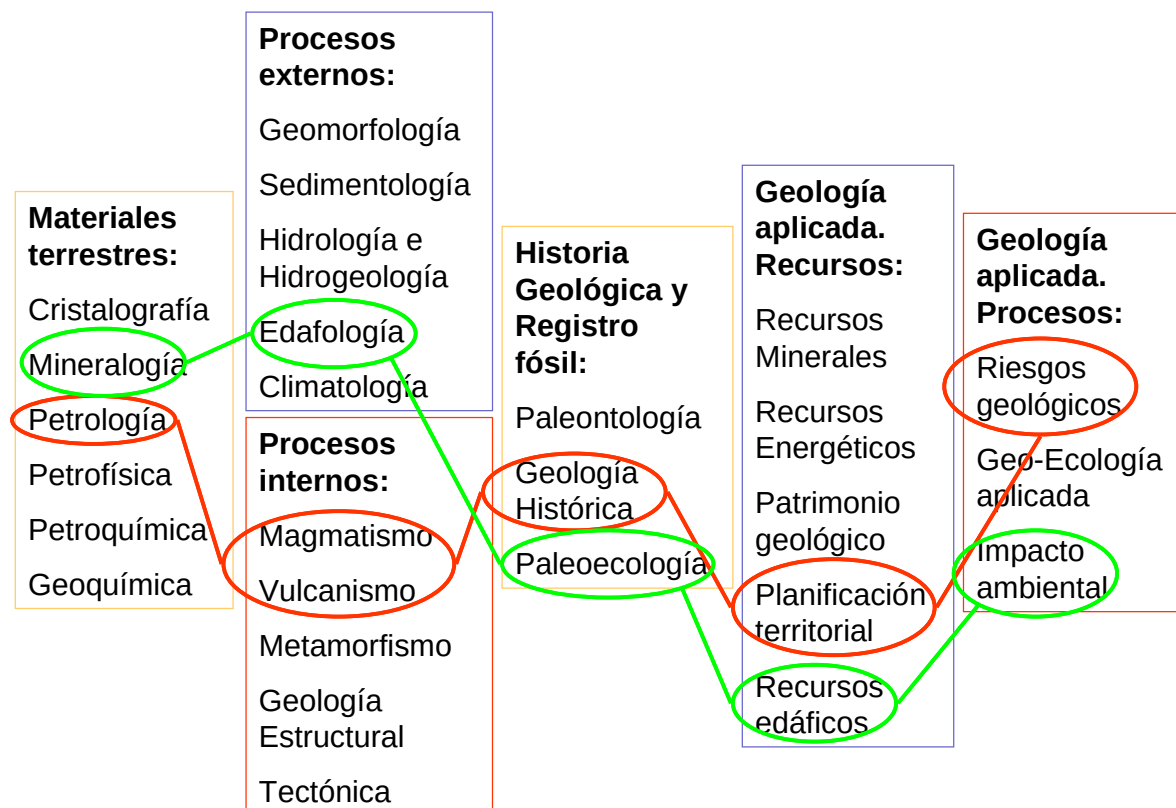


Figura 1.
de ellos.

Los campos de conocimiento de la geología con dos ejemplos de la interconexión de muchos

Introducción

Los campos de la Geología como los entiende la Enciclopedia Británica (ver Tabla 1) muestran un ejemplo de la simplificación con la que se contemplan a menudo las ciencias de la Tierra. La Figura 1. es una visión más realista pero aún incompleta de la complejidad de estos campos de conocimiento.

1.2. El tiempo en Geología

Los siguientes datos ilustran la historia de la medición del tiempo geológico y las sus dimensiones más importantes.

- James Hutton (1726-1797)
“We find no vestige of a beginning, no prospect of an end”
- James Usher, arzobispo de Armagh (1650). Origen de la Tierra: medianoche del 22 al 23 de octubre del 4004 a. de C. (año 710 del calendario Juliano).
- Newton (1642-1727) Edad de la Tierra (ET): 50.000 años. Velocidad de enfriamiento.
- Lord Kelvin (William Thompsom (1845-1899) ET: 98 m.a. (entre 20 y 100 m.a.). Velocidad de enfriamiento. Matizado por Clarence King, ET aproximadamente de 24 m.a.
- Darwin (1850s). ET: 50-60 m.a. Velocidad de rotación y fricción mareal.
- John Joly (finales del siglo XIX) ET: 90 m.a. Salinidad de los océanos.
- Desarrollo de la Geología Histórica y de la teoría de la Evolución.
- Becquerel (1896) Radiactividad y desarrollo de la Geocronología
- Primera agricultura, en los montes Tauros (Turquía): 9.000 años
- Formación de un suelo: 10.000 años
- *Homo sapiens*: 2 m.a.
- Glaciación cenozoica: 35 m.a.
- Corteza oceánica más antigua: 200 m.a.
- Barrell (1869-1919) Inicio del Cámbrico hace 550 m.a.
- Explosión cámbrica de la vida: 600 m.a.
- Rocas más antiguas: 3800 m.a.
- Edad de la Tierra: 4.500 m.a.

1.3. Actualismo y Uniformismo

Los procesos de la historia geológica han seguido las mismas reglas en todas las épocas.

Las leyes físicas que rigen los procesos no han cambiado en la historia geológica.

“El presente es la clave del pasado”... y la del futuro. Las relaciones causa-efecto se mantienen y permiten la deducción de causas a partir de efectos o viceversa

La reconstrucción histórica basada en el principio de actualismo es compatible con modelos gradualistas y catastrofistas de la dinámica terrestre.

- Hutton (1788) Theory of the Earth. Uniformismo.
- Lyell (1830-1833) Principles of Geology. Actualismo.
- Agassiz (1836) Edad de Hielo. Demostración del Actualismo compatible con las catástrofes naturales.
- Darwin (1859) Origen de las Especies. Evolución.

Conceptos relacionados

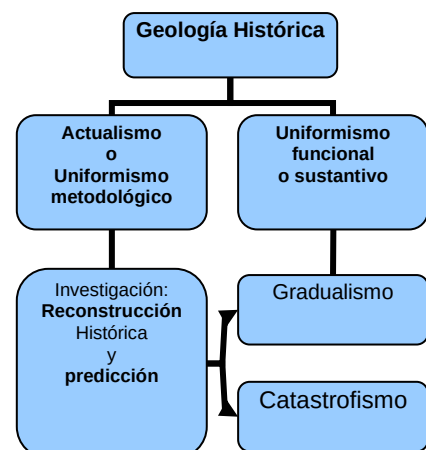


Figura 2. Conceptos básicos alrededor del principio del actualismo.

Actualismo formal: no sólo han permanecido las mismas leyes físicas sino también los mismos procesos geológicos.

Uniformismo y gradualismo: los procesos han sido los mismos y han funcionado siempre de forma gradual, con velocidades lentas y sin acontecimientos bruscos.

Catastrofismo y neocatastrofismo: las catástrofes juegan un papel importante en la historia geológica sean inexplicables (catastrofismo clásico) o regidas por las mismas leyes físicas que funcionan en la actualidad (neocatastrofismo).

El método permite también la predicción de procesos futuros, independientemente de si son graduales o bruscos.

Complicaciones

Convergencia: distintos procesos dando lugar al mismo resultado.

Divergencia: distintos resultados a partir del mismo proceso (por pequeñas variaciones).

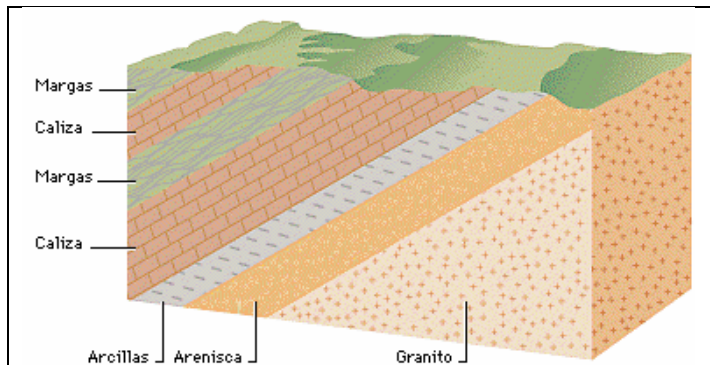


Figura 3. Bloque diagrama mostrando una sucesión de estratos sobre un cuerpo granítico. La sucesión ilustra bastante bien el principio de superposición, pero plantea una duda importante: ¿la sucesión se depositó sobre el granito o éste intruyó desde abajo en forma de magma? La solución de este tipo de problemas es bastante frecuente y se han desarrollado muchos métodos para resolverlos.

1.4. Principio de superposición

“Hay un concepto geológico extremadamente simple pero muy poderoso, definido en el siglo XVII y que todavía se enseña a los estudiantes de Geología: cualquier fenómeno que corta, penetra o traspasa a otro es más moderno que éste, y cualquier material depositado sobre otro es más joven que el material subyacente. A los geólogos principiantes les parece a menudo una tontería dar una definición formal de este principio del sentido común pero, de hecho, incluso secuencias muy complejas son a menudo resueltas mediante su aplicación. Ha sido usado para todo tipo de problemas, desde la exploración de yacimientos de petróleo hasta la historia de la formación de cráteres en la luna”

Traducido de Doug Macdougall, 2004, pg. 53

Use el principio de superposición para construir una historia de lo ocurrido en esta playa

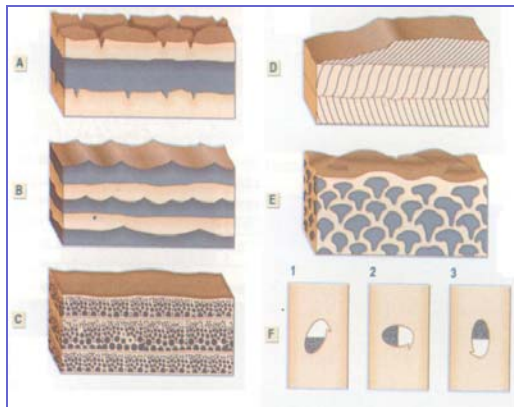


Figura 4. Algunos criterios estratigráficos de polaridad. Fraile et al. (1999) A. Grietas de retracción. B. Ripple marks. C. Secuencias de granoselección. D. Estratificación cruzada. E. Lavas almohadilladas. F. Relleno de huecos y disposición de fósiles.

Además hay criterios de polaridad

- Mecánicos y de corte
- De interacción, como el metamorfismo y la deformación
- Sedimentarios

1.5. Principio de la sucesión faunística

William Smith (1700) realizó el primer mapa geológico de Inglaterra, y aclaró que los fósiles de las rocas aparecen con un orden y que las rocas formadas en un intervalo de tiempo, pueden ser reconocidas por sus fósiles.

Series invertidas y criterios de polaridad

Ambos principios, usados conjuntamente, permiten eludir el problema de las series invertidas: cuando una serie sedimentaria o una sucesión de acontecimientos se invierte las relaciones de sucesión y corte pueden confundirse fácilmente.

2. Minerales y Rocas

2.1. Conceptos de cristal y mineral

Un **cristal** es cualquier sólido cuyos átomos o moléculas están ordenados en el espacio, formando una estructura. Los cuerpos sólidos cuyos átomos no tienen una estructura fija reciben el nombre de amorfos (p.ej. el **vidrio** de las ventanas ¡no es un cristal! y los volcanes producen materiales amorfos que se describen como vidrios, como la **obsidiana**)

Mineral es cualquier sólido natural e inorgánico que tiene una composición fija (o con variaciones dentro de límites claros) y todos sus átomos o moléculas ordenados en el espacio y formando una estructura característica.

Una muestra de un mineral puede estar formada por uno o varios cristales.

Tabla 2. Conceptos de cristal, mineral y sustancia amorfa.

Cristal	Mineral
Sólido	Sólido
Estructura	Natural
Amorfo	Inorgánico
Sólido	Composición fija
Sin Estructura	Estructura

2.2. Estructura interna de los cristales y los minerales

Tipos de enlace

Los componentes de cualquier mineral o cristal se mantienen en sus posiciones dentro de la estructura mediante fuerzas que los unen y se conocen como enlaces.

Los enlaces **entre átomos** son de tres tipos principales: iónico, covalente o metálico

A estos tipos de enlace hay que añadir otras fuerzas de atracción **entre moléculas**, como las Fuerzas de Van der Waals o los Puentes de Hidrógeno.

El tipo de enlace determina muchas propiedades de los minerales.

Hay minerales con más de un tipo de enlace. Por ejemplo, el grafito tiene una estructura en capas, con enlaces covalentes entre los átomos de una capa y enlaces de Van der Waals entre las capas. Esa diferencia explica la dureza de las láminas de grafito y la fácil exfoliación de las capas.

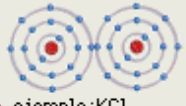
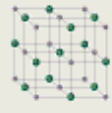
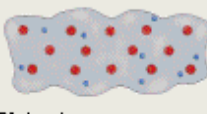
TIPO DE ENLACE	TIPO DE ESTRUCTURA	EJEMPLO DE ESTRUCTURA	PROPIEDADES CARACTERÍSTICAS
Enlace iónico  ▲ ejemplo: KCl	Red iónica	 ▲ Cloruro de potasio, KCl	Sólidos cristalinos Puntos de fusión elevados Puntos de ebullición elevados Solubles en agua Conducen la electricidad fundidos o en disolución No conducen la electricidad en estado sólido
Enlace covalente  ▲ ejemplo: CH ₄	Moléculas simples	 ▲ Metano, CH ₄	Fundamentalmente líquidos y gases Puntos de fusión bajos Puntos de ebullición bajos Insolubles en agua No conducen la electricidad
 ▲ ejemplo: C	Moléculas gigantes	 ▲ Diamante, C	Sólidos Puntos de fusión elevados Puntos de ebullición elevados La solubilidad y conductividad varían de una sustancia a otra
Enlace metálico  ▲ ejemplo: Ag	Red metálica	 ▲ Plata, Ag	Sólidos cristalinos Dúctiles y maleables Puntos de fusión elevados Puntos de ebullición elevados Insolubles en agua

Figura 5. Tipos de Enlace (Enciclopedia Encarta, 1996)

Redes cristalinas

La **estructura cristalina** se da porque los átomos o moléculas de un mineral se disponen en sucesiones repetitivas y regulares en el espacio. Una **red cristalina** es la representación (el modelo) de esa disposición.

En una red cada elemento que se repite está representado como un punto o nudo.

La red viene definida por una serie de propiedades que definen su geometría.

El **poliedro de coordinación** es la disposición de aniones alrededor de un catión, que definen una figura geométrica y que se repite en el espacio.

El **número de coordinación** es el número de aniones que rodean a un catión (formando el poliedro de coordinación).

Ambos dependen de la diferencia de tamaño entre cationes y aniones de un mineral. En general, cuanto más parecidos son en tamaño, mayor es el número de coordinación.

Para entender los tipos de redes cristalinas conviene comenzar con las **redes planas**: son modelos de la posible estructura de los minerales si se dieran en un espacio bidimensional. Para ello, se definen las cinco posibles estructuras mediante la disposición de los nudos según sucesiones repetidas de traslación.

La superposición de los cinco tipos de redes planas da lugar a **redes tridimensionales**. Al hacerlo, se demuestra que sólo hay 14 redes tridimensionales que se conocen como **redes de Bravais**.

Los principales sistemas de cristalización

Cuando se estudian los cristales de los diferentes tipos de minerales por su aspecto externo, se pueden definir **elementos de simetría**: centro de simetría, ejes de simetría y planos de simetría.

El estudio de las relaciones entre las caras de los minerales y los elementos de simetría permitió la definición de **32 clases de simetría**, que se agrupan en **7 sistemas de cristalización**: cúbico, hexagonal, trigonal o romboédrico, tetragonal, rómbico, monoclinico y triclínico.

Imperfecciones, maclas y agregados cristalinos

La apariencia externa de un cristal debería reflejar la estructura cristalina interna. Si ésta fuera tan perfecta como las redes de Bravais teóricas, podríamos predecir la geometría externa pero una serie de circunstancias hacen que las estructuras naturales no sean tan perfectas como las redes teóricas.

Las **imperfecciones cristalinas** aparecen por uno de los siguientes motivos:

- cuando el espacio disponible para el crecimiento del cristal no permite que crezca libremente en todas direcciones o
- el proceso de cristalización presenta alteraciones por la presencia de impurezas o irregularidades (algo así como jugar al *Tetris* y dejar huecos o bloques que resaltan).

Los **agregados cristalinos** son la forma de crecimiento más común en la naturaleza. Un bloque de granito está formado por miles de cristales de varios tipos de minerales (y así ocurre en la mayoría de las rocas). En estas condiciones, los minerales crecen hasta formar un entramado. En estas condiciones, la mayoría de los minerales no muestran la geometría externa que correspondería a su estructura interna.

Las **maclas** son un caso especial de agregado cristalino: se trata de un agregado monomineral (todos los cristales son de la misma especie mineral) formado por unos pocos cristales que han crecido compartiendo una parte de su estructura y definiendo algunos elementos de simetría del conjunto.

2.3. Isomorfismo y polimorfismo

Se da **isomorfismo** cuando minerales de distinta composición tienen la misma estructura cristalina. El caso más frecuente de isomorfismo se da cuando un ión puede ser sustituido por otro de radio iónico parecido y la misma carga. Cuando son posibles varios grados de sustitución entre dos extremos, se habla de solución continua. Un ejemplo de isomorfismo es el que se da entre la fatalita (MgSiO_4) y la forsterita (FeSiO_4), que suele representarse con la fórmula $(\text{Mg Fe})\text{SiO}_4$ que indica que cualquier proporción de Fe y Mg es posible.

Hay **polimorfismo** cuando dos minerales tienen la misma composición pero diferente estructura (y propiedades). La formación de minerales polimorfos depende de las condiciones ambientales en la que se formen. Por ejemplo, la temperatura y la presión determinan que se forme grafito o diamante (C), y la química de las soluciones acuosas determinan la formación de calcita o aragonito (CaCO_3).

2.4. Minerales petrográficos

Dado que los minerales son el elemento básico con el que se construyen las rocas, los relieves y las estructuras geológicas, el conocimiento de algunos de ellos es fundamental para abordar un curso de Geología. Aunque hay miles de especies minerales, la mayoría de las rocas están formadas por unos pocos minerales, que bastan para describirlas (Petrografía), y el resto aparecen como minerales accesorios.

La clasificación de minerales se basa en su composición química, que permite definir clases minerales.

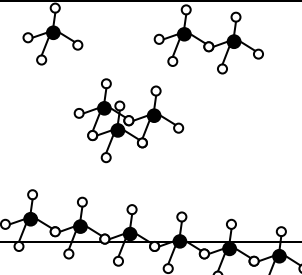
Minerales silicatados: su clasificación y propiedades de los principales minerales.

El 80% de la corteza terrestre está formado por **rocas silicatadas**. Por eso, los minerales silicatados son enormemente importantes.

Todos los **minerales silicatados** están formados a partir de un elemento estructural básico: un tetraedro formado por cuatro átomos de oxígeno y uno de silicio (SiO_4^{4-}), conocidos como **tetraedros de sílice**. El tetraedro tiene una carga eléctrica que es neutralizada por cationes de todo tipo lo que permite una gran variedad de minerales que difieren por su composición y estructura.

La clasificación de los silicatos se basa en la disposición de los tetraedros de sílice. Éstos pueden estar aislados, emparejados, formando anillos cerrados, cadenas sencilla o dobles, capas de tetraedros o entramados tridimensionales y esta es la base de la clasificación.

La estructura de los silicatos es muy importante para entender propiedades de las rocas y los minerales. Por ejemplo, las arcillas deben muchas propiedades a la estructura laminar de sus filosilicatos; de igual forma, la explosividad de los volcanes depende del contenido en sílice y la posibilidad de formar nesosilicatos (volcanes poco explosivos con lava fluida) o tectosilicatos (volcanes muy explosivos).

Tabla 3. Clasificación general de los minerales silicatados			Figura 6. El elemento básico de los silicatos es un tetraedro formado por un átomo de silicio y cuatro de oxígeno. Pero estos tetraedros se polimerizan formando parejas, cadenas,
Nesosilicatos	Olivino, Granate, Circón		
Sorosilicatos	Epidota, Hemimorfita		
Ciclosilicatos	Berilo, Turmalina		
Inosilicatos	Diópsido, Augita		

Filosilicatos	Moscovita, Biotita, Clorita, Talco, Caolinita (minerales de la arcilla)	cadenas cerradas, planos y estructuras tridimensionales. Al compartir oxígenos se crea un desequilibrio químico que lo compensan algunos iones
Tectosilicatos	Cuarzo, Ortosa (feldespatos)	

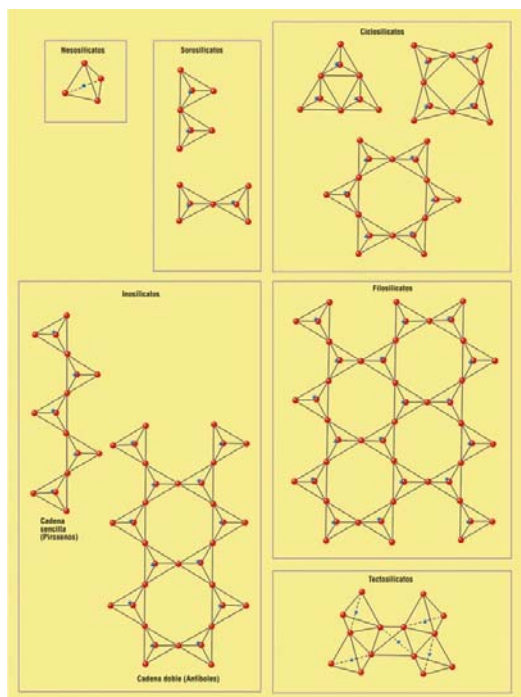


Figura 7. Organización estructural de los silicatos (www.ebrisa.com)

Minerales no silicatados: su clasificación y propiedades de los principales minerales.

Los minerales no silicatados se clasifican basándose en su composición química. En la tabla de clasificación general aparecen los grupos más importantes.

Tabla 4. Clasificación general de los minerales no silicatados	
Elementos nativos	Oro, Plata, Cobre, Azufre
Haluros	Halita (NaCl), Fluorita (CaF₂), Silvina (KCl)
Sulfuros	Galena(PbS), Calcopirita (CuFeS ₂), Cinabrio (HgS), Blenda (ZnS), Rejalbar (AsS), Estibina (Sb ₂ S ₃)
Carbonatos	Calcita, Dolomita, Aragonito
Nitratos	Nitratina
Boratos	Borax
Fosfatos	Apatito, Piromorfita
Sulfatos	Yeso, glauberita, baritina
Wolframatos y Tungstatos	Wolframita, Scheelita
Óxidos	Magnetita, Cuprita, Corindón
Hidróxidos	Goethita, Limonita

2.5. Concepto de roca

Una **roca** es un agregado natural, coherente y multigranular formado por uno o varios minerales. Los distintos minerales de una roca pueden ser cristales formados en la roca o granos (minerales o rocosos) transportados hasta formar la roca.

Puestos que la definición de mineral exige que sea una sustancia sólida, las rocas tienen que ser sólidas. Sin embargo, el petróleo se considera una roca constituida por un tipo especial de sustancia mineral (mineraloides).

2.6. Clasificación de las rocas

Las rocas se clasifican primero a partir de los procesos de formación y luego de su composición mineralógica - aunque, la composición química se puede usar para clasificar rocas en detalle. Sin embargo otros conceptos como **textura** o **estructura**, pueden ser importantes para la clasificación.

Dependiendo de la fuente de energía de los procesos que dan lugar a las rocas se distinguen dos tipos principales de rocas: rocas endógenas y rocas exógenas.

Energía interna de la tierra >>> Rocas endógenas

Energía solar + Gravedad >>> Rocas exógenas

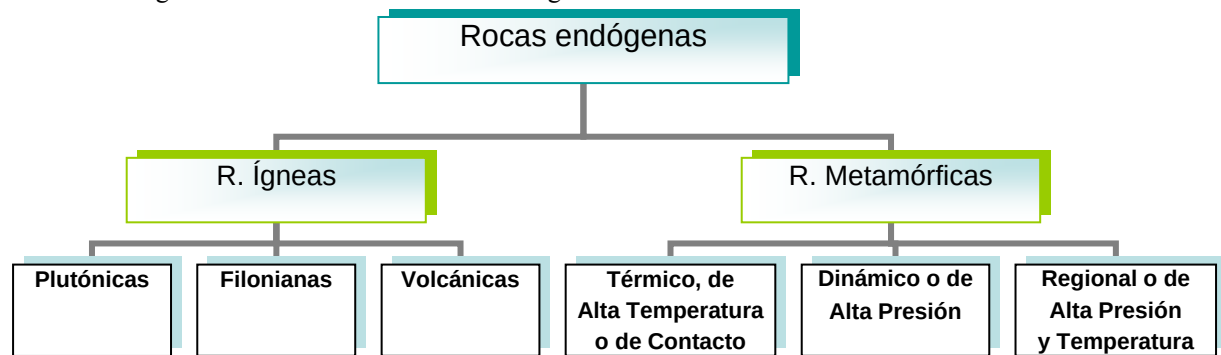


Figura 8. Clasificación básica de las rocas endógenas en función de los procesos de formación.

Rocas endógenas: magmáticas y metamórficas

Las rocas formadas como consecuencia de los procesos endógenos, esto es de procesos que dependen de la energía interna del planeta, se llaman rocas endógenas. La mayoría de las rocas endógenas se forman en el interior del planeta, aunque las rocas volcánicas se terminan de formar (cristalización o solidificación) en la superficie terrestre.

Hay dos procesos básicos de formación de rocas endógenas:

Magmatismo. Formación de rocas por solidificación de un fundido silicatados o **magma**. Dan lugar a rocas ígneas o magmáticas que pueden ser rocas de varios tipos según la siguiente clasificación.

Tabla 5. Clasificación básica de las rocas endógenas			
Magmáticas o Ígneas	Extrusivas o Volcánicas		Para todas ellas hay una clasificación mineralógica común
	Intrusitas	Plutónicas Filonianas	
Metamórficas	Filita=Pizarra		Se clasifican en función de su textura, estructura y composición mineralógica
	Esquisto Gneis Migmatita Corneana	Cuarcita Mármol Anfibolita Eclogita	

Las rocas extrusivas y extrusivas pueden clasificarse por su composición mineralógica de modo que hay parejas de rocas que son equivalentes en composición. Esto se debe a que el mismo magma puede solidificar en el

interior de la corteza (lentamente) o encontrar una vía para salir a la superficie y enfriarse allí (rápidamente) dando lugar a rocas de distinto tamaño de grano (textura) y propiedades.

Metamorfismo. Formación de rocas, esencialmente en estado sólido, por adaptación de rocas preexistentes a nuevas condiciones de presión, temperatura y circulación de fluidos. Los cambios de presión dan lugar a textura y estructuras en las rocas (como la pizarrosidad); los cambios de presión y temperatura dan lugar a la formación de nuevos minerales por transformación en estado sólido; por último, los fluidos que circulan entre las rocas pueden extraer o introducir algunos compuestos en las rocas.

La clasificación es bastante compleja porque mezcla la descripción textural, estructural y mineralógica.

Rocas exógenas

Las rocas exógenas se forman por procesos derivados de la energía solar y la gravedad en la superficie terrestre.

La mayor parte de los procesos de acumulación de estas rocas son procesos de **sedimentación** (por lo que en casi todos los casos podemos hablar de **rocas sedimentarias**), pero hay algunos procesos no sedimentarios (en particular la formación de costras por **alteración** o **meteorización** de otras rocas preexistentes).

La Tabla 6 ofrece una clasificación sintética. La clasificación es especialmente compleja porque, en la superficie terrestre interaccionan procesos puramente químicos o físicos (precipitación o decantación) con otros biológicos (síntesis, chelación, etc.). De esta forma, la enorme variedad de condiciones ambientales da lugar a una enorme variedad de rocas y límites muy imprecisos para la clasificación.

Tabla 6. Clasificación básica de las rocas exógenas			
Detríticas	Conglomerado = Rudita...	Pudingas Brechas	Ejemplos: Conglomerado cuarcítico con cemento calcáreo, Arcilla caolinítica. Se describen usando la textura y la composición dominante de los clastos, cementos o matrices.
	Arenisca = Samita Limo = Limonita Arcilla = Lutita		
Químicas y bioquímicas....	Rocas carbonatadas	Caliza Dolomía	
Químicas	Evaporitas	Yeso Anhídrita Halita	
	Residuales	Costras	Ferruginosas Alumínicas Silíceas Calcáreas
Organógenas	Silíceas	Diatomita Radiolarita	
	Fosfatadas	Fosfatita	
	Orgánicas	Carbón Petróleo	

2.7. Recursos

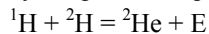
- Rock types. Open2.net. The Open University-BBC. En: <http://open2.net/sciencetechnologynature/worldaroundus/tookit/rocktypes.html>
- The rock cycle. Open2.net. The Open University-BBC. En: http://open2.net/geologytoolkit/rockcycle_embedded.html

3. Estructura y composición de la Tierra

3.1. Origen de la Tierra

El origen de la Tierra está ligado al del Sol y el Sistema Solar. Para entenderlo, son necesarias algunas ideas sobre el origen y evolución de las estrellas.

La Vía Láctea es una **galaxia** espiral formada por millones de estrellas, una de ellas es el Sol. Las estrellas se forman cuando el gas y el polvo de una **nebulosa**, por atracción gravitatoria, se condensan y calienta hasta presiones y temperaturas que permiten iniciar las reacciones nucleares de formación de He a partir de H.



Conforme se va gastando H, el tipo de reacciones que se dan en la estrella van cambiando y su características de temperatura y tamaño. En las fases finales la estrella se convierte en una gigante roja que acaba desprendiéndose de sus capas exteriores:

- mediante explosiones (nova o supernova) y dejando una estrella de neutrones o un pulsar
- sin explosiones, dejando una nebulosa planetaria (polvo y gases fríos) y ocasionalmente una estrella enana blanca

El polvo y el gas desprendidos por las estrellas viejas tienen mayor variedad de elementos que las estrellas de las que proceden (porque las reacciones nucleares de la estrella sintetizan elementos).

Por la presencia de elementos, sabemos que el Sistema Solar procede de una nebulosa planetaria de “segunda generación”.

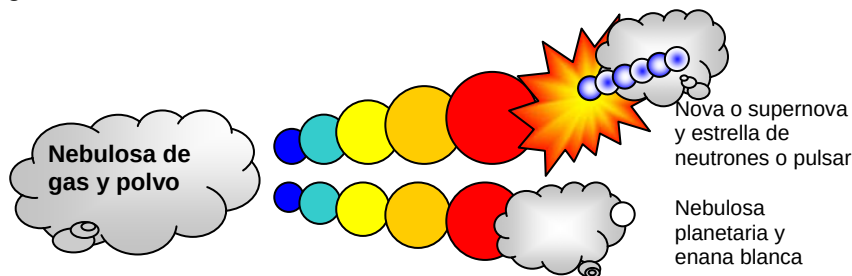


Figura 9. Evolución de una estrella dependiendo de su masa.

LOS PLANETAS									
	MERCURIO	VENUS	TERRA	MARTE	JÚPITER	SATURNO	URANO	NEPTUNO	PLUTÓN
Distancia media al Sol (UA)	0,39	0,72	1,00	1,32	5,20	9,54	19,18	30,06	39,44
Período de revolución alrededor del Sol (años)	0,24	0,62	1,00	1,00	11,86	29,46	84,01	164,79	247,7
Excentricidad de la órbita	0,21	0,01	0,02	0,09	0,05	0,06	0,05	0,01	0,25
Inclinación de la órbita (grados)	7,0	3,4	0,0	1,85	1,30	2,49	0,77	1,77	17,2
Masa (Tierra = 1)	0,06	0,82	1,00	0,11	317,8	95,1	14,5	17,2	0,004
Radio (Tierra = 1)	0,39	0,95	1,00	0,53	11,2	9,42	4,10	3,89	0,18
Densidad media (agua = 1)	5,4	5,2	5,52	3,9	1,3	0,7	1,2	1,7	1,99
Período de rotación (en la Tierra)	58,7 días	243 días*	23,93 horas	24,6 horas	9,8 horas†	10,665 horas**	17,24 horas	16 horas	6,4 días
Inclinación del ecuador sobre la órbita (grados)	0	-2	23,5	22	3	22	98	29	?
Satélites conocidos	0	0	1	2	16	18	21	8	1
Campo magnético en la superficie (Tierra = 1)	0,01	0,0	1	<0,01	14	0,67	0,1	?	?

Notas:

Una distancia de 1 unidad astronómica (UA) equivale a unos 150 millones de km.

La inclinación de una órbita planetaria se mide con respecto al plano de la órbita de la Tierra.

La masa de la Tierra es de $5,98 \times 10^{27}$ g, su radio medio es de 6.371 km y su campo magnético es de 0,31 gauss.

La rotación de Venus (*) es retrógrada; los periodos de rotación de Júpiter (†) y Saturno (**) varían con la latitud, pero la rotación del interior se puede medir observando la radioemisión y se refleja aquí.

Enciclopedia Microsoft Encarta 2002.

Figura 10. Los planetas del Sistema solar y sus rasgos más destacados.

Respecto al origen del Sistema Solar, una serie de rasgos dan las pistas principales respecto a su origen. Estos rasgos pueden clasificarse en dos tipos:

1. Movimiento de los planetas y satélites:

- Todos los planetas giran alrededor del Sol más rápido que éste sobre sí mismo.
- Casi todos los planetas giran alrededor del Sol en órbitas aproximadamente contenidas en el mismo plano.
- Todos los planetas giran alrededor del sol en el mismo sentido (antihorario visto desde la estrella Polar).
- El eje de rotación de casi todos los planetas es casi paralelo al eje de rotación solar o de las órbitas planetarias.
- Casi todos los satélites de los planetas giran alrededor de sus planetas en órbitas contenidas en el mismo plano que las órbitas planetarias.

2. Composición de los planetas:

- Los 92 elementos químicos de la Tierra existen en proporciones variables en todo el Sistema Solar.
- Los planetas internos son pequeños y densos mientras los externos son grandes y ligeros.

Con estos datos se han manejado dos hipótesis: la de una nebulosa planetaria en rotación y la de la aproximación de dos estrellas.

La hipótesis de una nebulosa planetaria en rotación es la más aceptada y puede describirse en los siguientes pasos:

Nebulosa planetaria procedente de una nova o supernova (así lo demuestra la existencia de elementos pesados).

Compresión y rotación progresiva (la contracción provoca siempre un aumento de velocidad de rotación para conservar el momento angular).

Formación de un proto-Sol.

Formación de anillos de gas y polvo.

Turbulencias en los anillos.

Formación de proto-Planetas.

Formación de Planetas y Satélites a partir de las turbulencias.

El proceso de crecimiento de los proto-planetas recibe el nombre de acreción. La concentración de material produjo un colapso gravitacional.

La acreción, los elementos radiactivos atrapados y la contracción gravitacional dieron lugar al calentamiento.

La gravedad y las altas temperaturas (posiblemente hasta una fusión generalizada) permitieron la diferenciación en capas por afinidades químicas y condiciones de presión y temperatura.

3.2. Métodos de estudio del interior terrestre

El estudio del interior depende mayoritariamente de métodos indirectos ya que la observación directa está limitada a sondeos de unos pocos kilómetros (<10 km) de profundidad.

La composición de otros cuerpos planetarios también es conocida por interpretaciones indirectas, salvo los meteoritos que caen a la Tierra y unas pocas muestras de la Luna.

Tabla 7. Métodos de estudio que han aportado conocimiento sobre la estructura y composición del interior de la Tierra.	
Meteoritos	Posibles materiales del interior de la Tierra. Por ejemplo las aleaciones de Fe y Ni de los meteoritos férricos podrían ser similares a núcleo terrestre. Edad de la Tierra y el Sistema Solar
Métodos sísmicos	Comportamiento mecánico de los materiales del interior.
Métodos magnéticos	Composición del núcleo. Crecimiento de la corteza oceánica. Deriva continental.
Métodos gravimétricos	Distribución de materiales en la litosfera.
Métodos geotérmicos	Temperatura del interior

Métodos sísmicos

Los terremotos y acontecimientos similares (como las explosiones) producen ondas que se propagan por la Tierra y se conocen como **ondas sísmicas**.

Hay varios tipos de ondas cuyas características aparecen en la Tabla 8 y en la Figura 12. .

Tabla 8. Tipos de ondas sísmicas y sus propiedades			
Másicas	Primarias	P	Ondas longitudinales que oscilan en la misma dirección en la que se transmiten. Penetran en profundidad.
	Secundarias	S	Ondas transversales cuya oscilación se produce en un plano perpendicular a la dirección de transmisión. Penetran en profundidad.
Superficiales	Rayleigh	R	Vibran en un plano vertical que contiene a la dirección de propagación. Sólo cerca de la superficie.
	Love	L	Vibran en un plano horizontal que contiene a la dirección de propagación. Sólo cerca de la superficie.

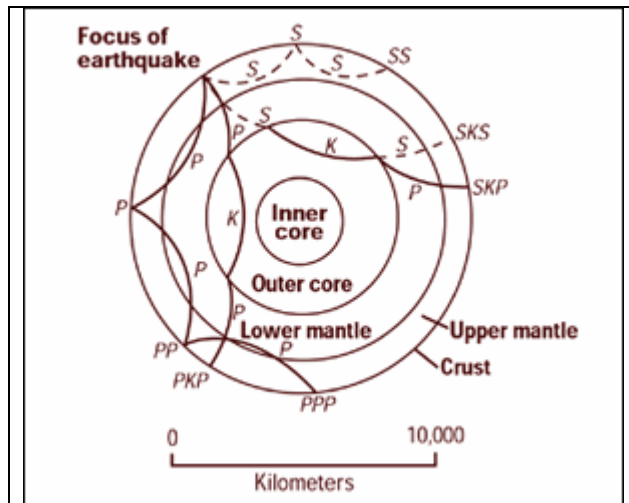


Figura 11. Trayectorias de las ondas sísmicas. Wikipedia Commons.

La información más importante que suministran las ondas se obtiene del estudio de la propagación de estas ondas. La velocidad de los distintos tipos de ondas sísmicas depende de las propiedades de los materiales por los que viajan y sus trayectorias pueden ser refractadas por los cambios de las mismas propiedades a lo largo de una trayectoria. Para estudiar la velocidad y trayectoria, se estudian las ondas recibidas en estaciones sismológicas de todo el mundo y así se reconstruye la trayectoria de los distintos

La Figura 12. muestra cómo varía la velocidad de las ondas P y S conforme viajan hacia el centro de la tierra.

La velocidad de las **ondas primarias** (V_p) y **secundarias** (V_s) puede calcularse según estas ecuaciones:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\delta}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\delta}}$$

Donde: K=módulo de compresibilidad

μ =rigidez

δ =densidad

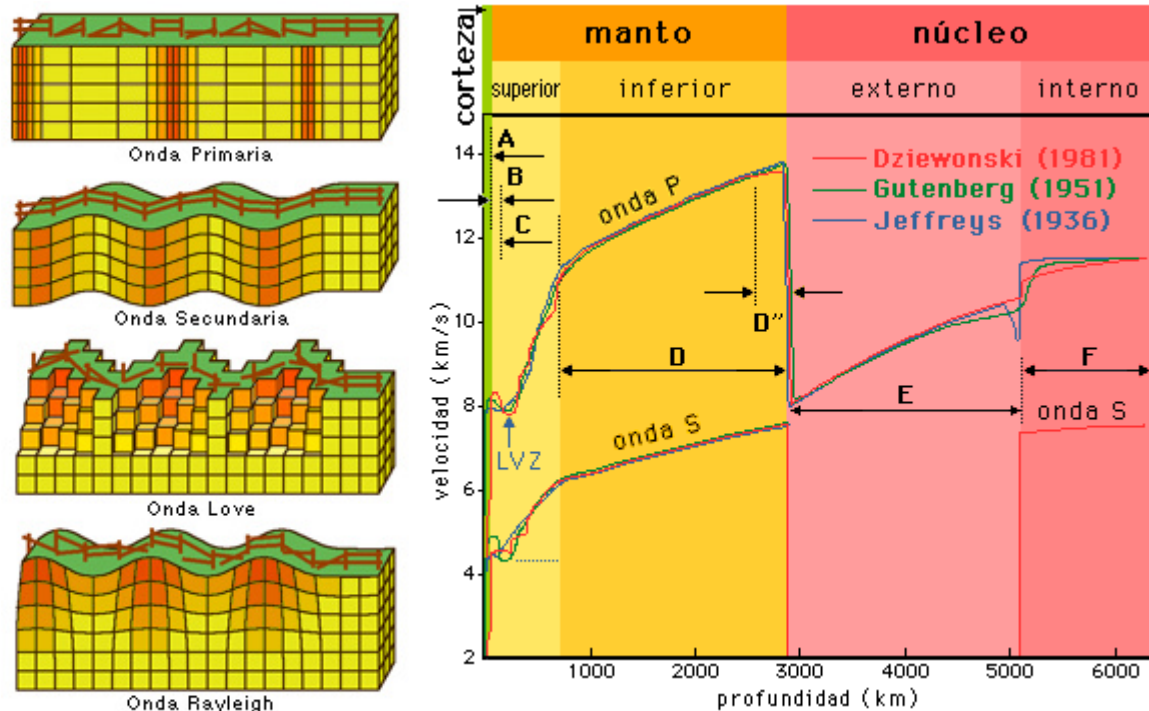


Figura 12. Tipos de ondas sísmicas (izquierda) y distribución vertical de la velocidad de propagación de las ondas primarias y secundarias (derecha).

Fuente: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/profesor/index.htm>.

Como hay que esperar una tendencia al aumento en profundidad de la densidad, el aumento de velocidad con la profundidad debe responder aun aumento de la compresibilidad y la rigidez; es decir, viene determinado por los materiales por los que viajan las ondas sísmicas.

Respecto a la estructura del interior de la Tierra, la distribución vertical de velocidad de las ondas sísmicas se conoce con bastante exactitud desde 1936 y, sobre todo, desde el trabajo de Gutenberg de 1951. Estos datos se representan tradicionalmente en un gráfico Velocidad/Profundidad, como el de la Figura 12. , del que se deducen los elementos más importantes de esta estructura interna.

La estructura viene definida por cambios importantes en la velocidad (**discontinuidades**), zonas en las que no se transmiten las ondas secundarias (**zonas de sombra**) y, junto a otras fuentes de información, sirven para definir las principales capas del interior terrestre: Corteza, Manto y núcleo.

Podemos asumir que las **zonas de sombra** responden a partes del planeta en un estado fluido de rigidez nula (lo que impide el paso de las ondas S puesto que $\mu=0$). Las ondas S no se transmiten más allá de los 2900 km de profundidad de donde se deduce una barrera fluida. La principal zona de sombra es la parte superior del Núcleo, o Núcleo Externo, que se considera fluido.

Por la misma regla, la zona de baja velocidad entre los 100 y los 400 km de profundidad (la Astenosfera) es considerada una zona plástica por algunos científicos. Actualmente es el elemento más controvertido de este modelo. Después de ser considerado fundamental en la Teoría de Tectónica de Placas, los estudios recientes indican que no se extiende por todo el planeta sino que se trata de focos de calor (plumas térmicas) residuales.

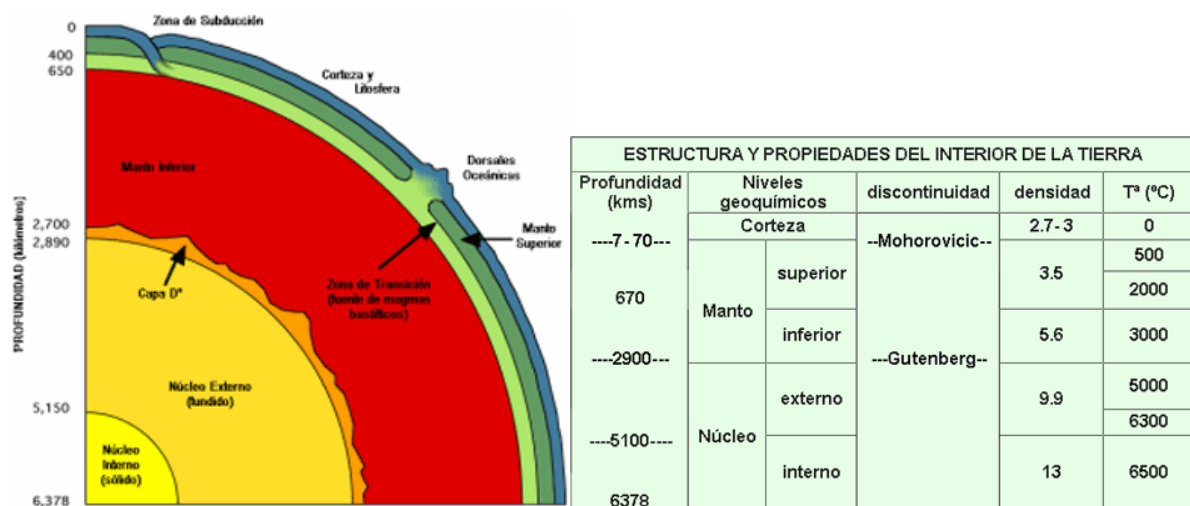


Figura 13. La estructura del interior de la Tierra y los rasgos principales de las capas. Fuente: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/profesor/index.htm>.

Las **discontinuidades** más importantes son las siguientes:

- **Discontinuidad de Conrad:** Sólo aparece bajo los continentes. Supone un aumento de velocidad hacia abajo. Define el límite entre la corteza superior e inferior.
- **Discontinuidad de Mohorovicic:** Supone un aumento de velocidad de transmisión de ondas P y S. Su profundidad es muy diferente bajo los océanos (5 a 10 km) y bajo los continentes (30 a 70 km). Define el límite entre la Corteza y el Manto.
- **Zona de Transición Manto Superior-Manto Inferior:** En esta zona hay un aumento progresivo de velocidad de las ondas P y S.
- **Discontinuidad de Gutenberg:** Reducción brusca de velocidad de las ondas P y las ondas S no se transmiten más abajo. Marca la base del Manto y el techo del Núcleo.
- **Discontinuidad de Wiechert-Lehman:** Aumento de velocidad. Desde los trabajos de Dziewoski (1981) se sabe que las ondas S pueden transmitirse en el Núcleo Interno que, por tanto, debe ser sólido.

Otro concepto importante es el de **Litosfera**. Está constituida por la Corteza y la parte superior del Manto superior (hasta hace unos años entre la Astenosfera y la superficie). Como veremos juega un papel muy importante en el modelo de Tectónica de Placas.

Métodos magnéticos

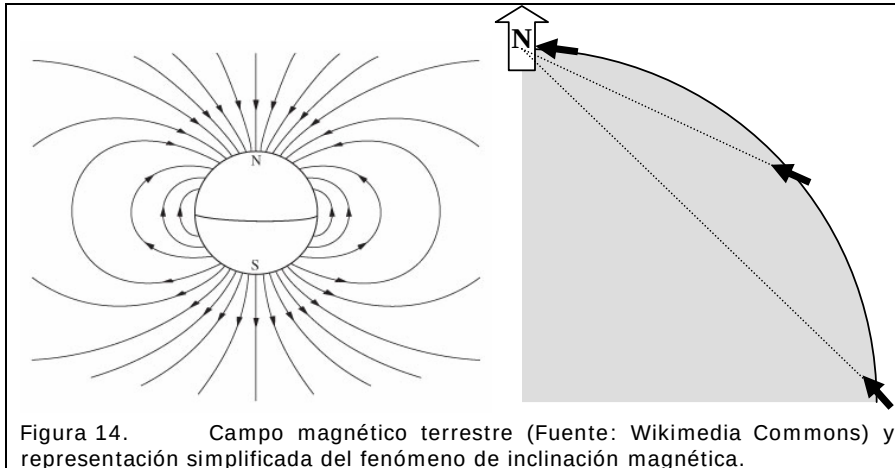


Figura 14. Campo magnético terrestre (Fuente: Wikimedia Commons) y representación simplificada del fenómeno de inclinación magnética.

Tabla 9. La magnetización remanente

Algunos minerales tienen propiedades ferromagnéticas y, si hay posibilidad de movimiento, se orientan en función del campomagnético formando imanes permanentes.

Además, todas las sustancias ferromagnéticas pierden esa propiedad para convertirse en paramagnéticas cuando su temperatura sube por encima de la temperatura o **punto de Curie** (por su descubridor Pierre Curie).

En las rocas ígneas o metamórficas los minerales ferromagnéticos se convierten en paramagnéticos cuando sufren altas temperaturas y, al enfriarse, adquieren la magnetización correspondiente al campo magnético del momento en que su temperatura baja del punto de Curie. Después quedan bloqueados en el cuerpo rocoso y conservan su “orientación”

En las rocas sedimentarias, los mieraless que poseen una magnetización se depositan reorientándose en función del campo magnético de ese momento.

Material	P Curie (°K)	P Curie (°C)
Co	1388	1114,87
Fe	1043	769,87
NiOFe ₂ O ₃	858	584,87
MgOFe ₂ O ₃	728	454,87
Ni	627	353,87
CrO ₂	386	112,87
Gd	292	18,87

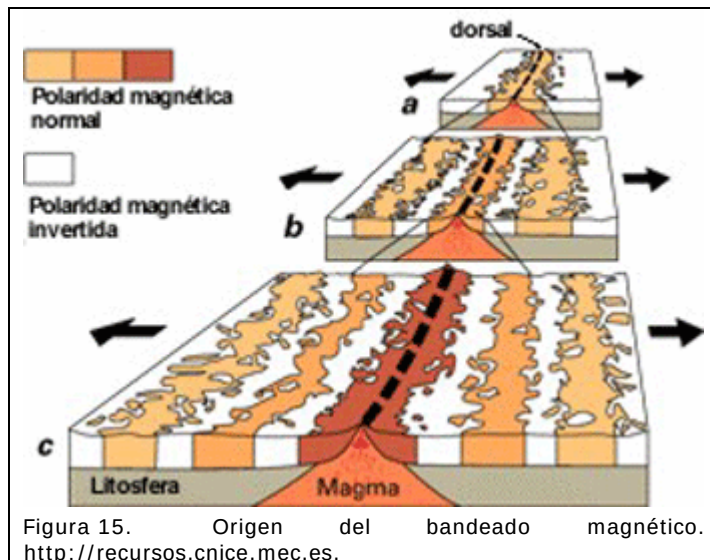
El campo magnético terrestre es un **campo dipolar** equivalente al que produciría una dinamo situada en el centro de la Tierra. Las características del campo magnético que podemos medir exigen que el centro de la Tierra sea metálico, con un flujo de electrones en el Núcleo externo.

Estos datos junto a la existencia de meteoritos férricos apoyan la existencia de un núcleo férrico y un núcleo externo fluido con movimientos convectivos.

Además de esto, el magnetismo da información para otros campos de estudio:

- Las **anomalías magnéticas** (irregularidades en la distribución del campo magnético) actuales sirven para entender la estructura regional de la corteza y para la exploración de yacimientos metálicos (hematites, pirita, siderita, etc.).
- El **paleomagnetismo** se produce porque los minerales con cierto contenido metálico quedan magnetizados en función de la localización geográfica en la que se formaron (ver Tabla 9). Este fenómeno permite reconstruir la posición de las rocas y ha servido para entender el desplazamiento de las placa tectónica y los continentes a lo largo de la historia geológica. Particularmente interesante es el fenómeno de la inclinación magnética que representa el ángulo ente la horizontal y orientación de la brújula en

cada latitud. Aunque difícil de apreciar a simple vista, permite saber a qué latitud se formó un cuerpo que conserva una orientación mágnética, como muestra la Figura 14. .



(Figura 15.). Ver por ejemplo la página web:

- <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/estrucinternatierra/contenido5.htm>

- Las **inversiones del campo magnético** (el polos N y S invierte su posición) quedan registradas en las rocas con minerales ferromagnéticos mediante el mismo proceso de magnetización remanente y eso ha servido para resolver problemas como la creación de corteza oceánica o la datación de eventos en el Cuaternario. Por ejemplo, a ambos lados de las dorsales oceánicas hay un bandeo de rocas con polaridad normal (la actual por convención) y polaridad invertida que se relacionan con la creación de corteza en las dorsales

Métodos gravimétricos

La fuerza de la gravedad en la superficie de la Tierra viene dada por la expresión (1) y se manifiesta por la aceleración que sufre dicho cuerpo y que viene expresada en la ecuación (2)

$$(1) \quad Fg = \frac{K \times M \times m}{r^2}$$

donde: K=Constante de gravitación universal ($6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nw} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$)

M=Masa de la Tierra ($5,9 \cdot 10^{24} \text{ kg}$)

m=masa del cuerpo que sufre la atracción.

r=radio de la Tierra (6378 m)

$$(2) \quad g = \frac{K \times M}{r^2} = 9,8 \text{ m/s}^2$$

Este valor sería muy preciso si la Tierra fuera una esfera (perfecta) de masa uniformemente distribuida o, más exactamente si todas las medidas las tomásemos sobre el **geoide** (ver Tabla 10). Pero la medición de la gravedad en la superficie real muestra algunas irregularidades respecto a lo predicho por estas fórmulas. Las irregularidades dependen de unos pocos factores: la altitud, la latitud, la topografía y la densidad de los materiales subyacentes.

Algunas de estas irregularidades se corrigen antes de cualquier medida. Por ejemplo, el efecto de la altitud se corrige mediante la **Corrección de Aire Libre**; o el efecto de la masa de tierra situado entre el geoide y el punto de medida se corrige mediante la **Corrección de Bouguer**.

Pero, a pesar de las correcciones, siguen apareciendo anomalías derivadas de las distribución de materiales en la corteza. Por ejemplo, medidas bajas de gravedad sobre un plutón granítico o altas sobre un yacimiento metálico. Estas medidas se usan para entender la estructura de la corteza y para prospección de recursos.

Tabla 10. El Geoide
El geoide es una forma teórica definida por una superficie de igual potencial gravitacional equivalente al de la superficie del océano.

Métodos geotérmicos

El calor que procede del interior de la tierra se conoce como **flujo geotérmico**. En una primera aproximación, y admitiendo un significado amplio de la palabra conductividad, el flujo se mide a partir de la ecuación (3)

$$(3) \quad Q = k \cdot \frac{dT}{dz}$$

donde: k =conductividad térmica

dT/dz =gradiente vertical de temperatura o gradiente geotérmico

De esta forma el **gradiente geotérmico**, que es la variación de temperatura con la profundidad es una medida directa del flujo geotérmico en una región. El gradiente geotérmico promedio es de 30°C/km (o un aumento de 1°C/30 m) con valores normales entre 10 y 80 °C/km, aunque han llegado a medirse gradientes de 200 °C/km.

Las fuentes de ese calor pueden ser la desintegración radiactiva, el calor primitivo y el calor de transformación (por ejemplo, por solidificación del núcleo externo).

El transporte de calor puede hacerse por conducción, radiación o convección.

Con todo esto, cualquier anomalía térmica puede deberse a fuentes de calor o a cambios en la capacidad de transporte de calor, y esas anomalías pueden usarse para identificar las causas. Por ejemplo, puede detectarse la presencia de una cámara magmática, o cambios en el espesor de los

Métodos astronómicos: los meteoritos

Su estudio ha servido para:

1. entender la composición de las capas internas de la Tierra,
2. calcular la edad del Sistema Solar y la Tierra y
3. calcular la edad de algunos acontecimientos en la historia terrestre.

Tabla 11. Tipos de meteoritos y sus propiedades

Tipo	%	Composición	Comentarios
Condritas	86	Códrulos Materia orgánica (aminoácidos) Granos presolares	4500 m.a., cinturón de asteroides
Acondritas	8	Parecidos a las rocas ígneas terrestres	Grupos de procedencia: - Luna (los más jóvenes) - Marte - 4 Vesta (4500 m.a.)
Sideritos	5	Fe (90%) Ni (8,5%)	Núcleo de asteroides
Siderolitos	1	FeNi y Silicatos	

1. La datación de los meteoritos sirvió para calcular la edad de la Tierra. En primer lugar Clair **Patterson** (1953) usó el meteorito metálico Canyon Diablo (Arizona) y la proporción de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (plomo-206/plomo-207) y suponiendo que era un material formado a la vez que el conjunto del Sistema Solar le asignó una edad de 4510 a 4560 m.a. Luego dató sedimentos del fondo del Pacífico, suponiendo que representan la composición de la corteza, y meteoritos condriticos y acondriticos, y obtuvo la misma edad. Años más tarde, Larry Grossman predijo la composición de los primeros minerales que debieron formarse en el Sistema Solar y, cuando el meteorito condritico Allende cayó en México en 1969 se comprobó que era el meteorito más antiguo jamás encontrado (4567 m.a.) y se componía de los silicatos predichos.
2. Los silicatos de los meteoritos condriticos han servido para conocer la composición del manto y las aleaciones metálicas dan una idea bastante buena de la composición del núcleo.
3. Hasta hace poco se consideraba entre los meteoritos a las Tectitas, formadas por vidrios silicatados de fusión. En la actualidad, se considera que las **tectitas** se forman cuando el impacto de los meteoritos produce la fusión de silicatos terrestres que son fundidos y a menudo lanzados a grandes distancias. La variedad de formas y composición es considerable. Un importante grupo de tectitas del Caribe, relacionadas con el impacto de un gran meteorito en la península de Yucatán ha sido datado por el método de K-Ar (Potasio-Argón) y servido para definir el límite Cretácico-Triásico (K-T) en los 65,5 m.a.

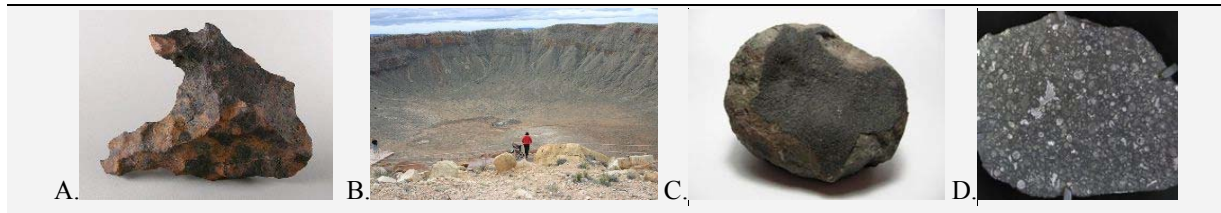


Figura 16. A y B. Meteorito Canyon Diablo y su crater. C y D. Meteorito Allende (Pueblito de Allende, Chihuahua). Fotos: Wikimedia Commons.



Figura 17. Tectitas: A. Australita (20 mm, 3,5 g), B. Moldavita (46 mm, 11 g), C. Filipinita (53 mm, 76 g). Fotos: H. Raab en Wikimedia Commons.

3.3. Estructura vertical de la Tierra

El núcleo

Los datos sísmicos indican la existencia de un núcleo externo fluido y un núcleo interno sólido ambos de gran densidad.

La densidad necesaria, la existencia desde hace unos 3500 m.a. de un campo magnético y la composición de los meteoritos metálicos sirven para creer que el núcleo se compone de una aleación rica en hierro y níquel, con presencia de óxidos y sulfuros de hierro.

El manto

Los datos sísmicos indican que el manto superior tiene una densidad considerablemente mayor que la de la corteza y una viscosidad variable (que llevó a creer en la existencia de una capa de baja velocidad, la astenosfera, que ahora se está descartando).

En cuanto a la composición del manto, los meteoritos condriticos tienen silicatos muy similar a las rocas básicas del vulcanismo submarino. Del estudio de estos minerales y de los datos sísmicos se deducen dos hipótesis:

- manto peridotítico, con una composición distinta de la corteza
- manto eclogítico, con una composición similar a la corteza pero con otra estructura de los minerales

Las rocas del vulcanismo básico de los océanos hacen pensar que el manto se compone principalmente de **peridotitas** (rocas donde predominan los silicatos férricos y magnésicos, como el olivino, y menos ricas en sílice que la corteza continental).

Sin embargo, hay otras rocas en la corteza, las **eclogitas** (formadas por piroxeno y granate en proporciones similares y pequeñas cantidades de otros minerales como olivino y diópsido) de composición muy parecida a la corteza pero con una estructura más densa, que podrían formar una parte del manto.

El manto, salvo la parte superior, es suficientemente plástico como para que se produzca convección.

La corteza

La corteza forma la capa externa de la parte sólida del planeta. Su origen se atribuye a las primeras fases de enfriamiento del planeta en las que los materiales se ordenaron por su densidad (diferenciación gravitacional) pero ha evolucionado mucho posteriormente.

Se distinguen dos tipos de corteza: oceánica y continental.

Corteza Oceánica. En la vertical, se distinguen tres capas: sedimentos, capa de coladas volcánicas y capa de gabros y peridotitos.

Los sedimentos tienen un espesor muy variable, pero están presentes en casi toda la corteza oceánica. Proceden principalmente de la caída al fondo de restos orgánicos del plancton (en todo el océano) o de aportes desde los continentes (en las zonas próximas al litoral).

La dos capas de materiales ígneos están formadas por materiales de composición basáltica (formados principalmente por olivino y algunas plagioclasas pobres en sílice). Estas rocas pueden ser basaltos en la capa superior y gabros y peridotitas en la inferior, que se diferencia más por el grado de cristalinidad que por la composición.

En la horizontal puede hablarse de tres zonas principales: dorsales oceánicas, llanuras abisales y fosas oceánicas. Las dorsales oceánicas son elevaciones lineales donde hay un vulcanismo basáltico importante. Las llanuras abisales son llanuras interrumpidas por pocos relieves salvo edificios volcánicos. Las fosas oceánicas son depresiones alargadas que constituyen las zonas más profundas de los océanos.

Corteza continental. Verticalmente pueden distinguirse dos capas separadas por la **discontinuidad de Conrad**, aunque esta distinción no es clara en todas partes.

Aunque en la corteza continental hay sedimentos, no forman una cubierta continua (o casi continua) como en los océanos. Los sedimentos aparecen dispersos en cuencas interiores y en la cordilleras.

La capa superior está formada por rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas. Predominan las rocas ricas en sílice y en aluminosilicatos, como granitos. En los libros más antiguos se llama a esta capa **SIAL**, por Silicio y Aluminio.

La capa inferior está formada por rocas metamórficas de alto grado y rocas ígneas más básicas, como los gabros. En los libros más antiguos se llama a esta capa **SIMA**, por Silicio y Magnesio.

El concepto de litosfera y su importancia en la Geología moderna

La **litosfera** está formada por la parte superior del manto (por encima de la Astenosfera o de la zona más plástica de ésta) y la corteza. Ambas son relativamente rígidas y su dinámica parece estar bastante unida.

Este hecho es fundamental para entender el concepto de Tectónica de Placas (TdeP) moderno.

En la TdeP la parte exterior del planeta está formada por placas de litosfera que se mueven unas respecto a otras como consecuencia de la convección en el manto.

La TdeP es fundamental porque explica casi todos los procesos globales de la parte sólida de la Tierra. Entre otras cosas, la TdeP demuestra que el concepto relativamente antiguo del **ciclo de las rocas**, de Hutton, tiene bastante sentido.

El ciclo de las rocas propone que los materiales de la Tierra (aunque se refiere esencialmente a la litosfera) se reciclan constantemente a través de unos pocos procesos de los que Magmatismo, Metamorfismo, Erosión y Sedimentación son los principales. Un buen ejemplo de este ciclo puede verse en <http://www.open2.net/sciencetechnologynature/worldaroundus/toolkit/rockcycle.html> o en la Figura 18.

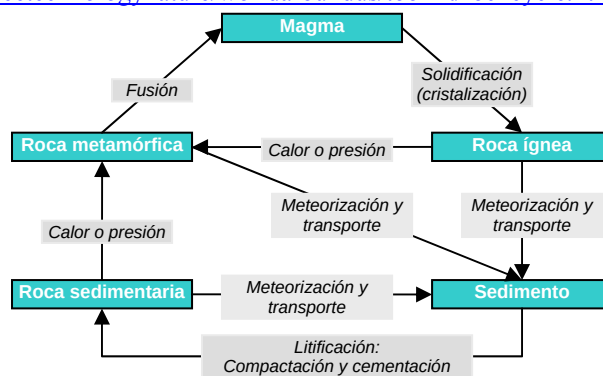


Figura 18. Esquema simplificado del ciclo de las rocas

Este ciclo es posible gracias al conjunto de procesos de formación y destrucción de litosfera que predice el modelo de TdeP que veremos más adelante.

La hidrosfera

La hidrosfera es un rasgo distintivo de la Tierra (incluso después de que se haya encontrado agua en Marte). Los océanos constituyen el 71 % de la superficie terrestre y entre las aguas oceánicas y las continentales

(superficiales o subterráneas) constituyen el 91 % del agua de la Tierra. El resto es agua incorporada a las rocas y los minerales.

Para explicar la hidrosfera, resulta muy cómodo imaginarla como una serie de almacenes de agua interconectados por varios mecanismos de transporte o flujo. Esta idea se traduce en el ciclo hidrológico o ciclo del agua, que puede ver en la Figura 19. . Además, la Tabla 12 muestra los principales almacenes y procesos.



Figura 19. Ciclo del agua (Wikimedia Commons y USGS)

Tabla 12. Almacenes y flujos en el ciclo del agua. Según el U.S Geological Survey y Botkin & Keller, 1995				
ALMACEN	VOLUMEN	%	FLUJOS	
Océanos	1230000000	97,39865	Evaporación Advección Condensación Precipitación(lluvia)	Congelación
Glaciares (Criosfera)	28600000	2,26472		Fusión
Aguas subterráneas (hasta 800 m de profundidad)	4000000	0,31674		Sublimación
Lagos (de agua dulce)	123000	0,00974		Escorrentía
Atmósfera	127000	0,00095		Infiltración
Ríos	1200	0,00010		
TOTAL	1262851200	100		

La atmósfera

Como otros planetas, la Tierra está envuelta por una capa gaseosa pero sus características y composición son excepcionalmente importantes para la vida y para el funcionamiento de los sistemas terrestres.

La parte inferior se conoce como **Neutrosfera u Homosfera**. La composición es homogénea, porque hay tanto movimiento que se produce mezcla de gases, excepto en cuanto contenido en agua y polución y las partículas no están ionizadas.

- **Gases permanentes.** (%de masa).- Nitrógeno (75.51), Oxígeno (23.15), Argon (1.23), Dióxido de Carbono (0.05) y trazas de H, Ne, He, Kr, Xe, Ra, ozono y metano.
- **Gases variables.**- vapor de agua, dióxido de carbono y ozono.

Por encima de los 80 km está la **Ionosfera o Heterosfera**, con composición heterogénea y donde empiezan a ionizarse elementos como consecuencia de la radiación X y UV. Los electrones se mueven en la ionosfera (corriente eléctrica) y producen diferencias en la densidad de electrones (respecto a cationes y partículas neutras) modificando el coeficiente de ionización. Este coeficiente aumenta con la altura hasta disminuir por enrarecimiento. Se distingue tres capas de abajo a arriba: D, E y F. Sólo la F se mantiene ionizada por la noche y es responsable de la reflexión de ondas de radio.

Tiene composición heterogénea y se distinguen cuatro niveles en los que predomina un gas:

- 1º.- Nitrógeno molecular dominante
- 2º.- Oxígeno atómico

3°.- Helio atómico

4°.- Hidrógeno atómico

Por encima se extiende la magnetosfera, constituida por partículas no ligadas al campo gravitatorio sino a la interacción campo magnético terrestre y el viento solar.

Todas estas partes son esenciales para entender nuestro planeta por su papel en la vida o sus mecanismos de interacción con la radiación solar y con otras radiaciones.

4. Magmatismo y rocas magmáticas

4.1. Origen y evolución de los magmas

Un **magma** es un fundido complejo formado a partir de la fusión de rocas, compuesto principalmente por sílice y varios cationes, gases, agua y minerales (cristalinos) dispersos en la masa fundida.

Los magmas se forman por fusión de rocas de la corteza o el manto. Aunque puede darse la fusión total de las rocas, buena parte de los magmas se producen por **fusión parcial** de las rocas. Esto se debe a que los minerales de una roca pueden tener temperaturas de fusión muy variadas y da lugar a que la composición química del magma raramente sea la misma de la roca original.

Se conocen tres tipos principales de **magmas primarios** que pueden evolucionar hasta formar todas las rocas magmáticas. Los magmas primarios principales son:

Magmas toleíticos. En las dorsales oceánicas. A partir de peridotitas del manto y a poca profundidad. Llegan pronto a la superficie y apenas evolucionan. Dan lugar a rocas pobres en sílice como basaltos/gabros.

Magmas alcalinos. En vulcanismo intraplaca y en rift continentales. Pocos en bordes destructivos y nunca en las dorsales. Peridotitas en zonas profundas. Evolucionan bastante antes de llegar a la superficie o consolidarse en profundidad. Dan lugar a rocas intermedias o ricas en sílice como traquita/sienita.

Magmas Calcoalcalinos. En bordes destructivos. Fusión de corteza oceánica subducida y a gran profundidad (100 km). Evoluciona mucho y da lugar a rocas muy ricas en sílice como andesita/diorita o riolita/granito.

Fusión de las rocas

Causas de la fusión. La fusión de los minerales se produce cuando la energía disponible provoca la ruptura de los enlaces entre los átomos, produciendo la destrucción de la estructura cristalina. Esa ruptura se produce por un aumento de temperatura (que aumenta la energía cinética de los átomos) o una disminución de presión (que permite mayor movimiento de los átomos a igual temperatura).

La figura 1 muestra la temperatura de fusión de las rocas de composición granítica y basáltica en función de la presión (o la profundidad). Cualquier roca estaría representada por un punto (como A) y puede fundirse por aumento de temperatura (B) o disminución de presión (C).

Sin embargo, las rocas pueden tener un alto contenido en agua y, en ese caso, la curva de fusión cambia de configuración hasta el punto de cambiar el sentido de la pendiente.

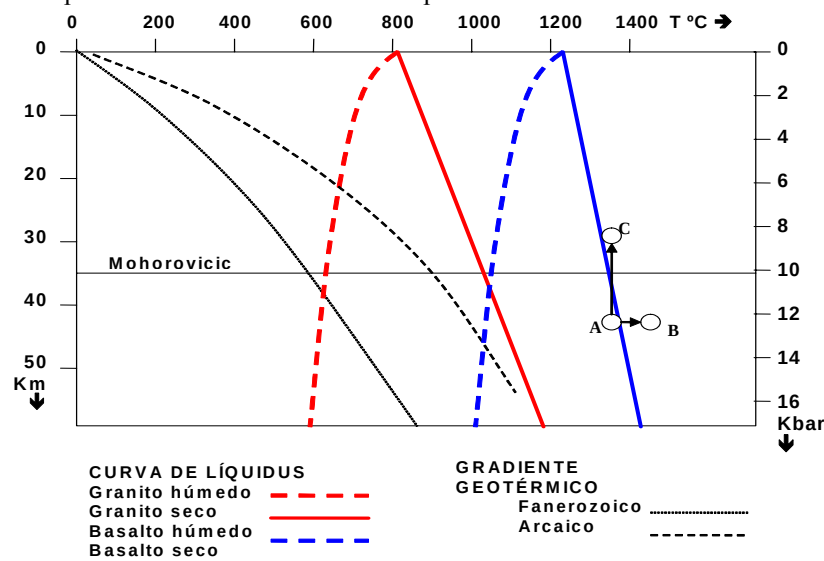


Figura 20. Curva de fusión total (curva de liquidus) de rocas de composición granítica y basáltica, con o sin agua y en relación con el gradiente geotérmico del Fanerozoico y el Arcaico.

Algunas consecuencias importantes de estas curvas son:

Magmatismo

Las rocas de composición granítica y con agua (buena parte de la corteza y de los sedimentos) se funden a las temperaturas que reinan en la discontinuidad de Mohorovicic. Por tanto, no podemos esperar granitos en el manto.

Esas rocas graníticas ascienden con dificultad hacia la superficie porque al disminuir la presión tienden a solidificarse. En consecuencia, si llegan a la superficie, lo hacen con una viscosidad alta.

Las rocas basálticas procedentes de la fusión del manto, muy pobres en agua, tienen facilidad para llegar a la superficie y hacerlo muy fundidas, ya que la disminución de la presión al ascender las aleja de la temperatura de solidificación.

La introducción de fluidos puede producir la fusión de rocas que estén próximas a su temperatura de fusión.

Evolución de los magmas

Fusión parcial, cristalización fraccionada y diferenciación magmática. En realidad, la figura 1 es una simplificación porque las rocas no tienen una temperatura de fusión. En las rocas reales, algunos minerales funden antes que otros y eso permite definir las temperaturas de solidus y liquidus:

La temperatura de **solidus** es, durante el proceso de fusión, aquella en la que se inicia la fusión de los primeros minerales y, durante la solidificación, aquella en la que solidifican los últimos minerales.

La temperatura de **liquidus** es, durante el proceso de fusión, aquella en la que se funden los últimos minerales y, durante la solidificación, aquella en la que solidifican los primeros minerales.

La figura 2 muestra la curva de solidus y liquidus del basalto. A la izquierda de la curva de solidus la roca es sólida y a la derecha está totalmente fundida. La zona intermedia representa un estado en el que parte de la masa está fundida y parte es aún una masa de minerales sólidos.

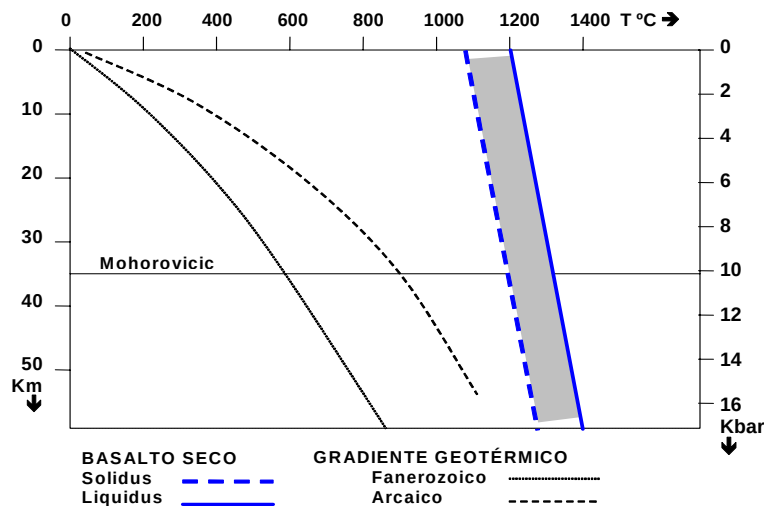


Figura 21. Curva de solidus y liquidus del basalto

Esa situación intermedia es responsable de muchos procesos que determinan la evolución de los magmas:

- Cuando se produce la fusión parcial, el magma no tiene la misma composición que la roca original. Como la parte fundida emigra inmediatamente a zonas de menor presión, la roca que queda sin fundir puede no incorporarse nunca al magma.
- Cuando se produce la solidificación, si el tránsito es suficientemente lento, cristalizan algunos minerales mientras otros siguen fundidos. El orden de cristalización se conoce como Serie de Bowen y el proceso se denomina cristalización fraccionada.

Series de cristalización de Bowen

	SERIE DISCONTINUA Silicatos de Mg, Fe, Ca y Al	SERIE CONTINUA Silicatos de Al, Ca, Na y K	Tipos de Rocas
LIQUIDUS Alta temperatura	Olivino ↓	Plagioclasa cálcica	Ultramáficas (komatita-peridotita)
	Piroxeno ↓	Plagioclasa calco-sódica	Máficas (basalto-gabro)
Baja temperatura	Anfíbol ↓	Plagioclasa sódica	Intermedias (andesita-diorita)
SOLIDUS	Biotita		
	Feldespato potásico		Félsica
	Moscovita		(riolita-granito)
	Cuarzo		

Esta forma de cristalización hace que en cada momento la fracción fundida de un magma tenga distinta composición que la fracción sólida y que la composición de ambas vaya cambiando constantemente.

Además, la fracción fundida migra constantemente y puede dejar atrás a los minerales ya solidificados. Este proceso de cristalización fraccionada y separación de las fases se llama **diferenciación magmática**, y es uno de los principales procesos de cambio de composición de un magma y de formación de un gran número de rocas magmáticas.

Cambio de composición de un magma. El magma puede cambiar de composición por uno de los siguientes procesos:

Cristalización fraccionada y diferenciación magmática. Se forma una fase fundida y otra sólida y se separan.

En ese caso la fase sólida estará compuesta por minerales oscuros de las primeras fases de cristalización y dará lugar a rocas máficas o ultramáficas.

La separación de las fases puede producirse si los minerales cristalizados pueden caer al fondo por gravedad, el fluido puede migrar arrastrado por los gases o el fluido es expulsado de la mezcla por efecto de la presión (efecto de prensa).

Contaminación magmática. Se produce cuando dos magmas de diferente composición entran en contacto y el magma resultante tiene una composición diferente.

Asimilación magmática. Se produce cuando el magma incorpora fragmentos (que pueden tener grandes dimensiones) de las rocas por las que migra y las incorpora fundiéndolas. Un fenómeno frecuente son los enclaves o gabarros, que son restos de estas rocas que no han llegado a fundirse.

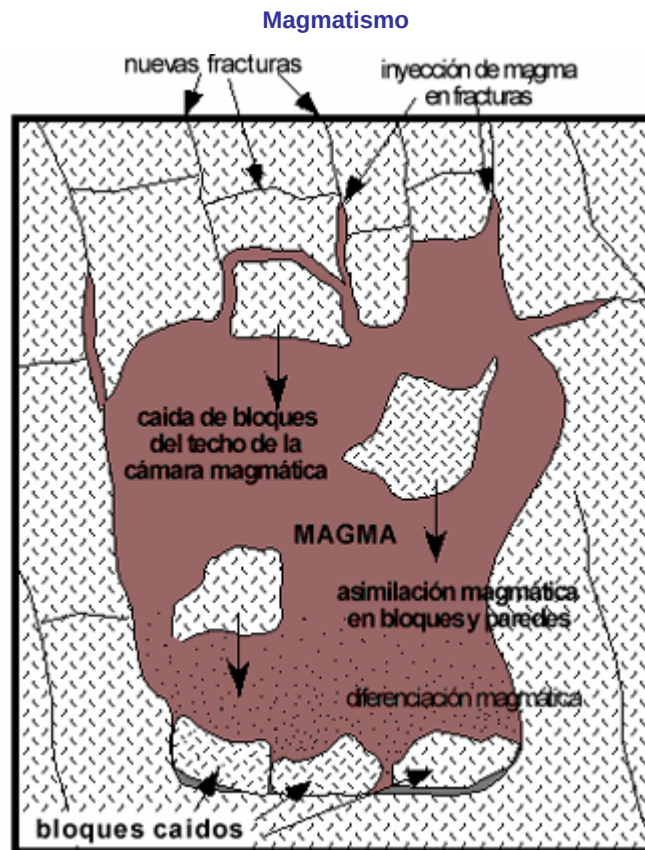


Figura 22. Procesos de cambio de composición en la evolución de un magma. Según: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido1.htm>

Fases de la consolidación magmática

Conforme un magma migra a zonas menos profundas, se enfría y comienza su solidificación. Como hemos visto, la solidificación de algunos minerales puede producirse a temperaturas muy altas (1500° C para el olivino) pero antes de llegar a la consolidación total se distinguen tres fases muy diferentes:

Fase ortomagmática. Desde el origen del magma hasta los 500° C. Cristalización según la serie de Bowen.

Fase neumatolítica o fase pegmatítico-neumatolítica. Cristalización de micas, feldespato y cuarzo a partir de un líquido residual rico en volátiles. Temperatura en torno a los 500° C. Se forma abundantes minerales accesorios de interés económico.

Fase hidrotermal. Entre 400° y 100° C. Solución residual rica en agua que deposita abundantes minerales de interés económico. Fenómenos como geiseres, fumarolas y fuentes termales.

4.2. Criterios de clasificación de las rocas magmáticas

Textura y composición

La primera forma de clasificación se basa en la textura de las rocas. La textura describe el grado de cristalización y el tamaño de los cristales. La textura da información sobre la evolución del magma y la velocidad y condiciones de cristalización.

En las rocas magmáticas hay cuatro texturas principales:

Textura **fanerítica**. Cristales reconocibles a simple vista.

Textura **afanítica**. Cristales no reconocibles a simple vista.

Textura **porfídica**. Cristales grandes reconocibles en una pasta de cristales no reconocibles o una pasta vítrea.

Textura **vítrea**. Los componentes solidifican tan deprisa que no forman una estructura cristalina.

A estas cuatro texturas hay que añadir otra:

Magmatismo

Textura **piroclástica**. Se forma cuando se consolidan fragmentos de roca expulsados al aire por los volcanes.

Puede tratarse de cenizas o bloques lanzados al aire por los volcanes o, incluso, de gotas o grandes masas fundidas que solidifican en el aire o al caer al suelo.

Composición

Por su **composición química**, las rocas se clasifican por su contenido en sílice (SiO_2) en las siguientes categorías:

Tipo de Roca	Contenido en sílice
Ácidas o félsicas	>65
Intermedias (Andesitas)	55-66
Básicas o máficas	45-55
Utrabásicas o ultramáficas	<45

Como el contenido en sílice depende del grado de diferenciación y evolución magmática y determina las propiedades físicas del magma, esta simple clasificación determina el comportamiento de los magmas en su flujo a través de la corteza y en los procesos volcánicos, como aparece en la tabla 2.

Propiedades de las rocas magmáticas según su composición química.	
Ultramáficas SiO ₂ <45%. Fe-Mg > 8% hasta 32% Temperatura: hasta 1500 ° C Viscosidad: Muy baja Comportamiento eruptivo: suave o muy explosivos (kimberilitas) Distribución: los límites de las placas divergentes, puntos calientes, los límites de las placas convergentes; en su mayoría rocas del Arcaico y se formaron con un gradiente geotérmico mayor que el actual.	Máficas (basálticas) SiO ₂ <50%. Fe-Mg <10% Temperatura: hasta 1300 ° C Viscosidad: Baja Comportamiento eruptivo: suave Distribución: los límites de las placas divergentes, puntos calientes, los límites de las placas convergentes.
Intermedias (andesíticos) SiO ₂ ~ 60%. Fe-Mg: ~ 3% Temperatura: 1000 ° C Viscosidad: Intermedio Eruptivo comportamiento: explosivos Distribución: los límites de las placas convergentes, y arcos insulares.	Félsicas SiO ₂ > 70%. Fe-Mg: ~ 2% Temperatura: <900 ° C Viscosidad: Alta Eruptivo comportamiento: explosivos Distribución: puntos calientes en la corteza continental continental, rift continental y bordes convergentes.

Por su **composición mineralógica** las rocas se clasifican por el contenido en los minerales de la serie de Bowen, de acuerdo con la figura 4. Debe tenerse en cuenta que para cada composición mineralógica hay, al menos, dos tipos de roca según se haya solidificado en el interior (rocas plutónicas o rocas filonianas) o en la superficie terrestre (rocas volcánicas).

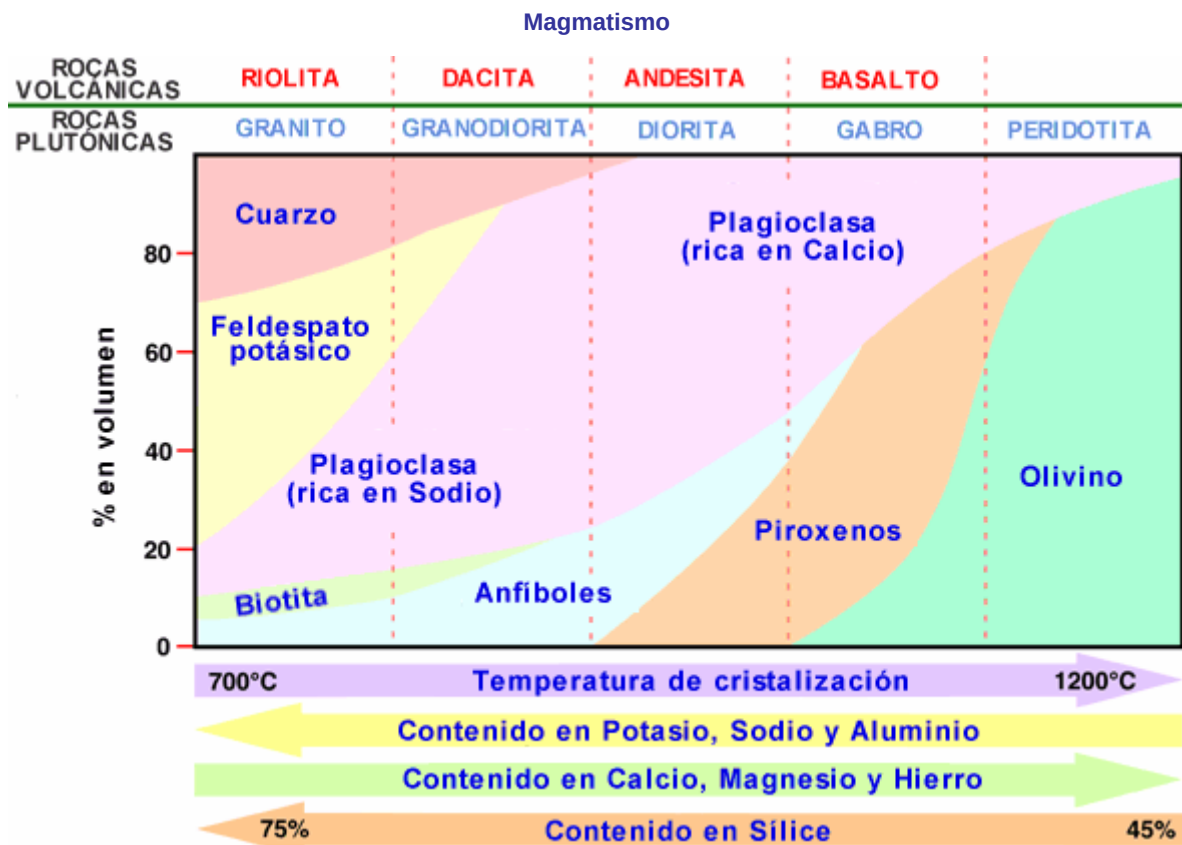


Figura 23. Clasificación de las rocas magmáticas. Según: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido2.htm>

Basada en la composición mineralógica, hay otra clasificación muy usada: la clasificación de **Streckeisen** (de 1966) y variaciones posteriores como la de la Internacional Union of Geological Sciences. Esta clasificación se basa en la representación en un diagrama triangular de los tipos de roca en función de tres tipos de minerales simultáneamente. Según el ambiente y de formación, hay que usar distintos tipos de minerales para clasificar la roca y puede verse cómo se usa y los tipos de roca en la figura 5.

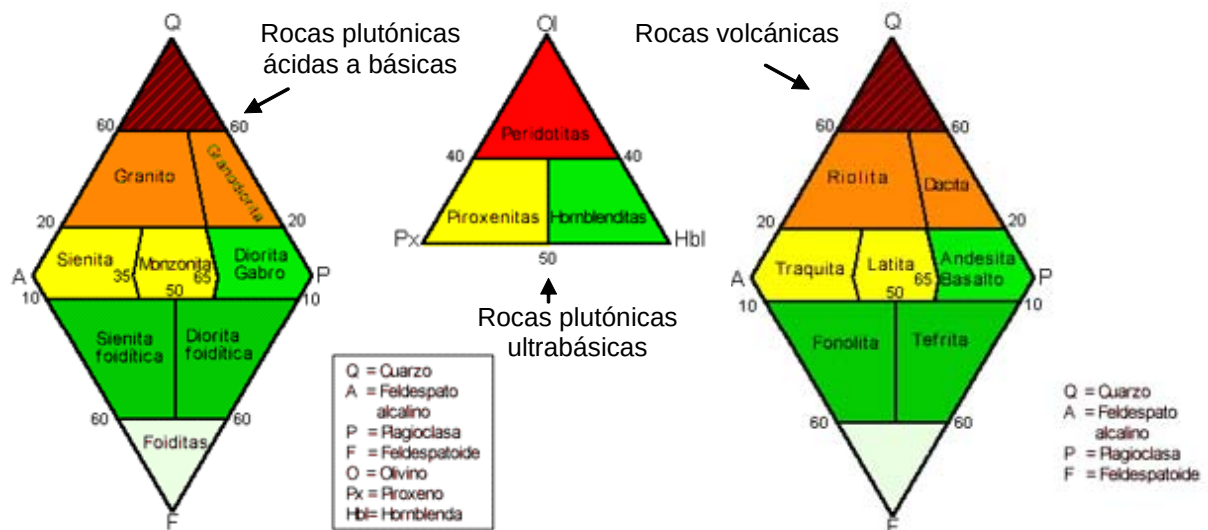


Figura 24. Clasificación de la IUGS para las rocas magmáticas

4.3. Principales familias de rocas magmáticas

Las rocas magmáticas se dividen en plutónicas cuando han solidificado en profundidad, y volcánicas cuando el magma ha alcanzado la superficie y allí se ha producido la solidificación.

Magmatismo

Entre las rocas plutónicas, se habla de rocas filonianas cuando el magma ocupa fisuras u otras formas planas, denominadas diques o filones.

La figura 6 muestra las principales formas de aparición de los cuerpos ígneos, plutónicos o volcánicos

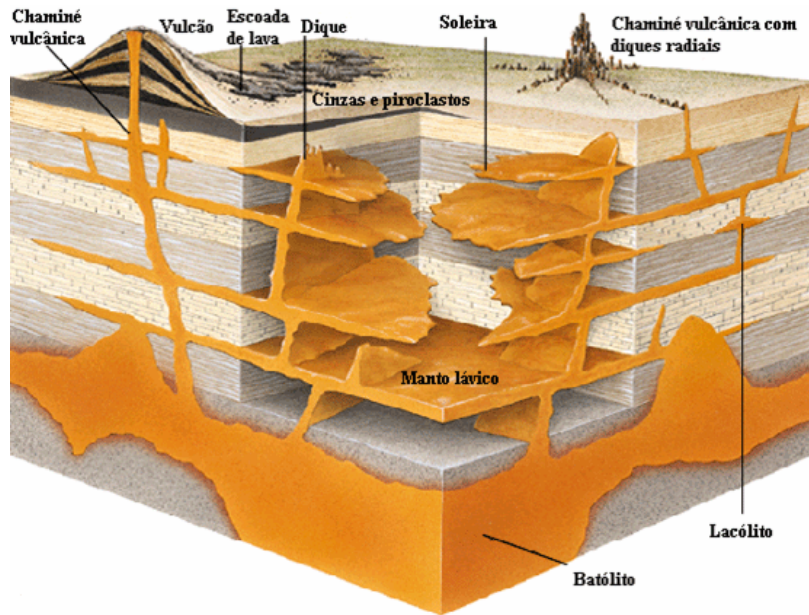


Figura 25. Tipos de cuerpos ígneos. Según:
<http://geodinamica.no.sapo.pt/imagens/imagensintrogex/batolito.gif>

Rocas plutónicas

Por composición y génesis, se distinguen **familias de rocas plutónicas** que básicamente corresponden a la clasificación química de las rocas magmáticas. Las principales familias son:

- Granito-granodiorita
- Sienita-monzonita
- Dioritas
- Gabro
- Peridotitas

Rocas volcánicas y vulcanismo

Por composición y génesis, se distinguen **familias de rocas volcánicas** que básicamente corresponden a la clasificación química de las rocas magmáticas. Las principales familias son:

- Riolitas
- Traquitas
- Andesitas
- Basaltos

4.4. Plutonismo: mecanismos de emplazamiento e intrusión

Aunque los mecanismos por los que un magma migra hacia la superficie suelen ser muy complejos, se distinguen cuatro tipos principales de **mecanismos de emplazamiento**:

- Inyección forzada. El magma empuja y deforma las rocas suprayacentes.
- Intrusión pasiva. El magma fluye aprovechando vías abiertas.
- Stopping magmático o digestión magmática. El magma incorpora rocas de caja y las funde.
- Hundimiento del techo de cámara magmática. Si las rocas caen a la cámara magmática, el magma migra ocupando el espacio libre.
- Reemplazamiento metasomático o granitización. Fusión progresiva de todo el material circundante. Se considera como el último proceso del metamorfismo.

Magmatismo

Por la forma los **cuerpos plutónicos**, o **tipos de intrusión**, se distinguen:

Cuerpos concordantes con la estructura de la roca caja:

- Sill o filón capa
- Lacolito (forma lenticular de base plana)
- Lopolito (grandes extensiones)
- Facolito (en las charnelas de los pliegues)

Cuerpos discordantes:

- Batolitos (miles de km²)
- Stock (<100 km²)
- Diques (cuerpos tabulares)

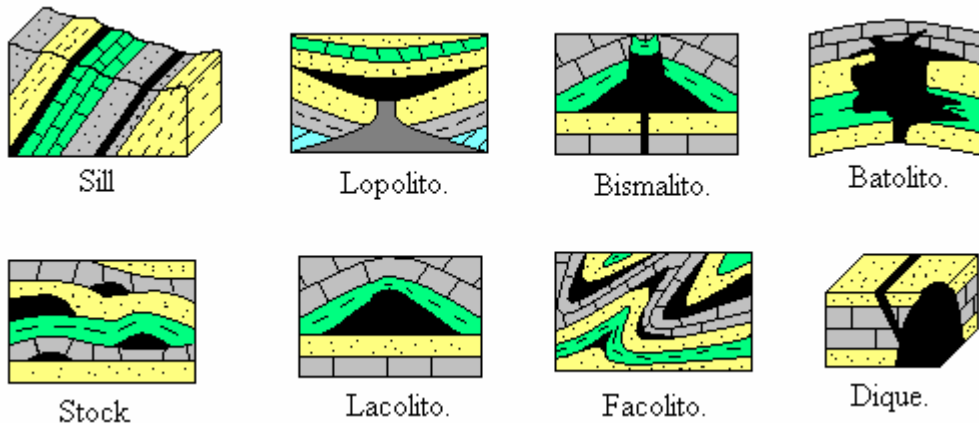


Figura 26. Tipos de intrusión. Otro punto de vista según <http://www.iuteb.edu.ve/carreras/geominas/contenidos/geostruc/ge1.html>

4.5. Vulcanismo

Tipos de erupción y Relación entre la evolución de los magmas y los tipos de erupción

Por los **mecanismos de erupción**, el vulcanismo se clasifica en los siguientes tipos:

- **Erupciones fisurales**
- **Erupciones centrales** (o puntuales)
 - o **Hawaiana**. Magmas básicos, poco evolucionados y muy fluidos. Construyen “edificios” extensos y poco extensos conocidos como escudos. Mauna Loa.
 - o **Estromboliana**. Magmas intermedios o ácidos. Alternan erupciones fluidas y explosivas y se forman conos volcánicos por la alternancia de lavas y piroclastos. **Estratovolcanes**. Fuji.
 - o **Vulcaniana**. Lavas ácidas, muy evolucionadas y muy explosivas. Se distinguen varios tipos:
 - **Vesuviana**, la más explosiva de las tres, con abundancia de bombas y gases. Vesuvio.
 - **Pliniana**. Produce nubes ardientes. Stromboli.
 - **Herculeano**. Se combina la erupción con lluvias torrenciales causadas por la erupción y se producen coladas de barro (lahar). Nevado de Ruiz.
 - o **Peleana**. Magmas muy ácidos y viscosos. A menudo solidifican en la chimenea y forma un tapón que sólo se destruye mediante una erupción de alta explosividad. Mont Pelée.
- **Erupciones submarinas**. Aunque pueden en teoría ser de cualquiera de los tipos anteriores, predominan las erupciones hawaianas.

Los volcanes del mundo y su importancia social

Los volcanes constituyen uno de los principales riesgos naturales del planeta. Las erupciones afectan cada año a millones de personas dañando a la salud o las propiedades.

Magmatismo

Los volcanes fluidos (como los hawaianos) producen lavas que fluyen lentamente y pueden evitarse. En cambio, los volcanes explosivos producen muertes y daños difíciles de reparar.

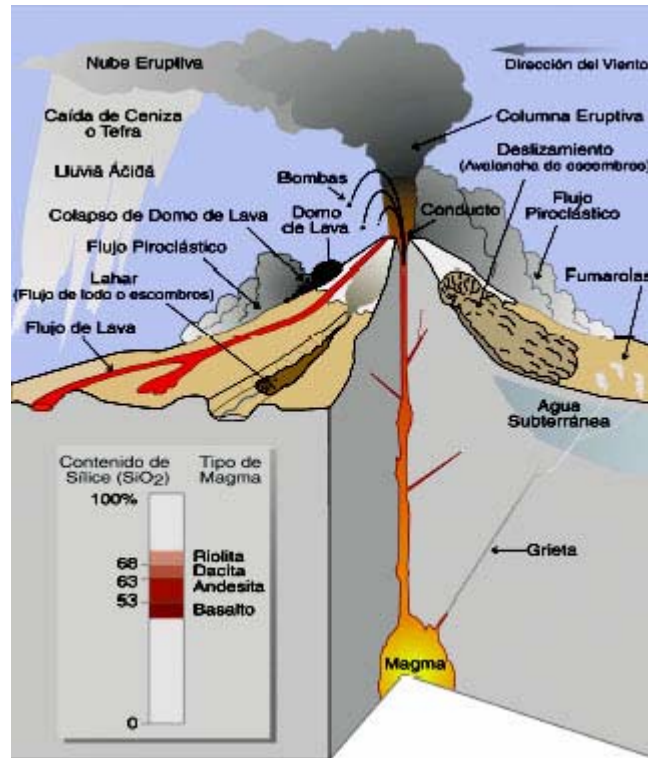


Figura 27. Procesos volcánicos que causan riesgo para la salud y la propiedad.
www.volcandecolima.com/info/index.html

Pero en ambos casos, los volcanes obligan a algunos países a renunciar a ocupar grandes extensiones de territorio y a gastar grandes sumas en el seguimiento de la actividad magmática.

En el otro lado, algunas coladas y algunas coladas piroclásticas dan lugar a suelos muy fértiles donde cultivar.

Para acabar, el turismo a zonas volcánicas contribuye a la economía de algunos países.

La distribución mundial de los volcanes se explica por la distribución de placas litosféricas del planeta.



Figura 28. Volcán Chaitén (Chile). AOL News Photo - 20553: photo 1 UPI / Landov

4.6. Índice alfabético

afanítica, 5	fanerítica, 5	magmas primarios, 1
Asimilación magmática, 4	Fase hidrotermal, 5	Magmas toleíticos, 1
Causas de la fusión, 2	Fase neumatolítica, 5	mecanismos de
Contaminación magmática, 4	Fase ortomagmática, 5	emplazamiento, 9
cristalización fraccionada, 2	fase pegmatítico-	Peleana, 10
Cristalización fraccionada, 4	neumatolítica, 5	piroclástica, 6
diferenciación magmática, 2, 4	Fusión parcial, 2	Pliniana, 10
Erupciones fisurales, 10	Hawaiana, 10	porfídica, 6
Estromboliana, 10	Herculeano, 10	solidus, 3
familias de rocas plutónicas, 8	liquidus, 3	Streckeisen, 7
	magma, 1	Vesuviana, 10
	Magmas alcalinos, 1	vítrea, 6
	Magmas Calcoalcalinos, 1	Vulcaniana, 10

5. Metamorfismo y rocas metamórficas

5.1. Las condiciones del metamorfismo y los procesos que intervienen.

El **metamorfismo (definición)** es el conjunto de cambios en estado sólido, mineralógicos y estructurales, que sufren las rocas cuando aumentan las condiciones de presión o temperatura a las que están sometidas.

Aunque se produce en estado sólido, por las rocas circulan a menudo fluidos (casi siempre agua) con sustancias disueltas.

En general, los procesos del metamorfismo son **isoquímicos**, es decir, se producen sin cambio de composición química salvo por la entrada o salida de compuestos disueltos en los fluidos.

Pueden sufrir metamorfismo rocas sedimentarias que pasan a zonas más profundas, pero también, si se produce un aumento de presión o temperatura, pueden sufrirlo rocas magmáticas y rocas metamórficas.

Un fenómeno menos frecuente es el **retrometamorfismo** que se produce cuando las rocas sufren cambios para adaptarse a condiciones de menor temperatura y presión.

La presión a la que se ven sometida las rocas procede de varias fuentes:

- **Presión de confinamiento.** Deriva del peso de todos los materiales situados sobre un punto o roca de la litosfera. Es la suma de la presión litostática y la de fluidos. En general, la presión aumenta unos 0,3 kbar/km de profundidad, pero varía de unas zonas a otras de la litosfera.
 - o **Presión litostática:** Deriva del peso de las rocas situadas sobre un punto
 - o **Presión de fluidos:** Es la presión ejercida por los fluidos intersticiales como consecuencia del peso de la columna de fluido suprayacente.
- **Presiones dirigidas o esfuerzos diferenciales:** Son el conjunto de presiones derivadas de movimientos en la litosfera. Pueden ser esfuerzos de **compresión**, **distensión** o **cizalla**.

Los efectos más importantes del metamorfismo son la **deshidratación** de las rocas, la **recristalización** de los minerales, la **neoformación** de minerales y la **reorientación** de los cristales.

Como consecuencia, las rocas metamórficas están formadas por minerales estables en las condiciones de presión y temperatura que ha sufrido y orientados en función de las presiones sufridas.

Un **mineral índice** es aquél que indica unas condiciones de presión o temperatura.

La reorientación mineral da lugar a uno de los rasgos de las rocas metamórficas: la aparición de estructuras planares, más o menos deformadas que reciben el nombre del **pizarrosidad**, **esquistosidad** y **bandeado**.

metamórfico. A este conjunto de reorganizaciones se las denomina texturas foliadas o **foliación**. (Ver animación en <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido4.htm>).

5.2. Límites del metamorfismo

Todas las rocas sedimentarias sufren cambios al ser enterradas bajo otros depósitos. La **litificación** es el conjunto de procesos que convierten un depósito en una roca. La **diagénesis** es el conjunto de procesos sufridos por el sedimento o la roca como consecuencia de un ligero aumento de presión y temperatura, y circulación de soluciones, que no llegan a hacer inestables a los minerales originales.

El metamorfismo empieza cuando los minerales de las rocas se hacen inestables y se forma minerales metamórficos, como la glaucofana o la pirofilita.

El metamorfismo termina cuando la presión y temperatura producen la fusión de los minerales. El proceso de fusión por aumento progresivo de presión y temperatura se denomina **anatexia**.

5.3. Termodinámica y estabilidad mineral como concepto básico del metamorfismo.

La termodinámica estudia la estabilidad de las sustancias en distintas condiciones ambientales, especialmente presión y temperatura.

Muchas reacciones de **recristalización** y **neoformación** metamórfica se producen cuando un determinado mineral deja de ser estable y da lugar a la formación de otra fase mineral. Los cambios pueden producirse entre fases de igual composición y distinta estructura (polimorfismo) o entre minerales de distinta composición.

Por ejemplo el silicato de aluminio Al_2SiO_5 puede aparecer con tres estructuras diferentes, es decir, en tres fases minerales diferentes: **Andalucita**, **Sillimanita** y **Distena** o **Cianita** (figura 1A). Si representamos las presiones y temperaturas (Diagrama P-T) a la que son estables obtendremos el gráfico de la figura 1B.

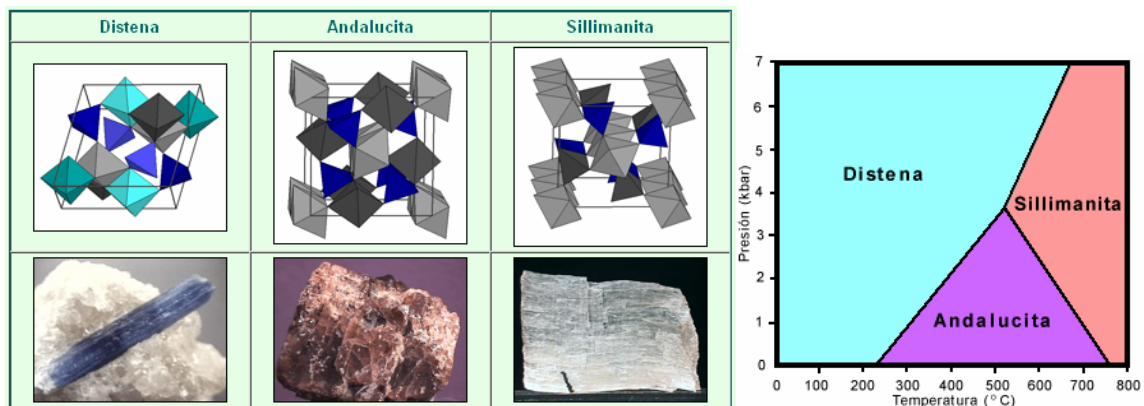


Figura 29. A. La estructura y aspecto de las tres fases minerales del silicato de aluminio Al_2SiO_5 . B. Diagrama P-T de estabilidad de las fases minerales del silicato de aluminio Al_2SiO_5 . Fuente: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido3.htm>.

Si una roca tiene andalucita y sube la temperatura, el mineral se transformará en sillimanita. De igual modo, a baja temperatura (300°C) un aumento de presión transformará la andalucita en distena. Este proceso de transformación es una parte esencial del metamorfismo.

Muchos gráficos P-T han permitido definir asociaciones minerales que nos indican las condiciones de presión y temperatura a la que se han formado las rocas. El gráfico de la figura 2 es uno de esos ejemplos. Este tipo de gráficos han permitido definir **facies metamórficas**, es decir asociaciones minerales y tipos de roca que indican unas determinadas condiciones de presión y temperatura (figura 3).

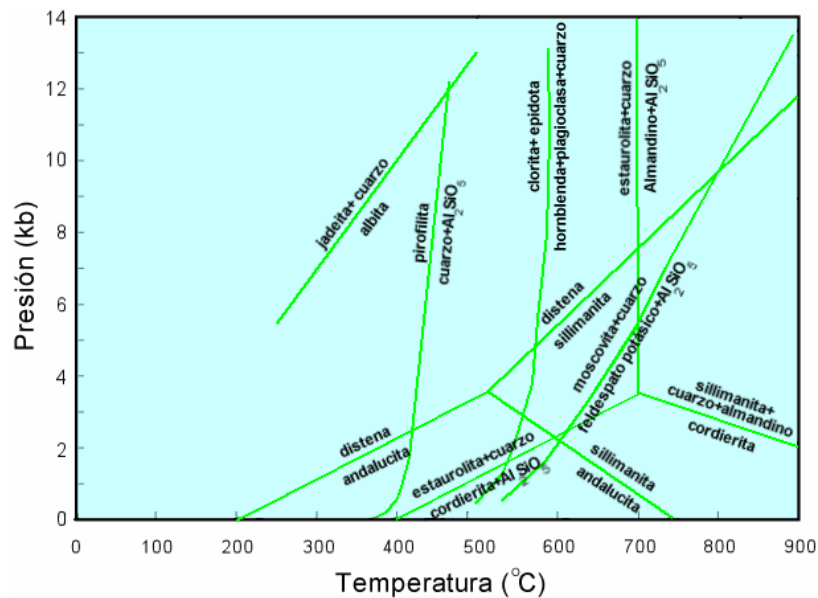


Figura 30. Diagrama P-T de estabilidad de varias especies minerales
<http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido3.htm>

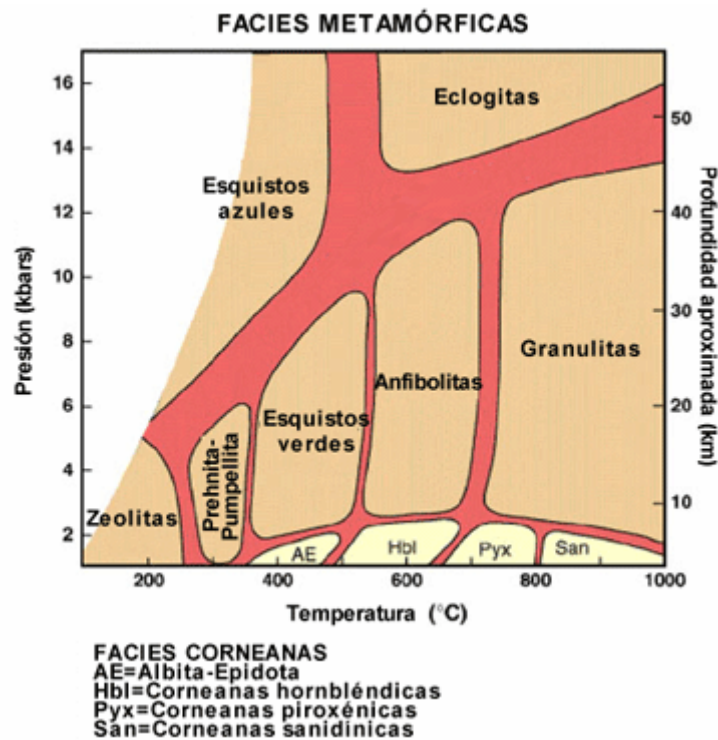


Figura 31. Facies metamórficas definidas por la combinación de minerales que aparecen en cada condición de presión y temperatura

5.4. Tipos de metamorfismo: en qué consisten, en qué condiciones se dan y qué efectos tienen sobre las rocas.

Los **tipos del metamorfismo** dependen de la combinación de presión y temperatura que lo produce y de las regiones de la litosfera en las que se dan esas condiciones.

Metamorfismo dinámico (de alta presión)

El **metamorfismo dinámico** se produce como consecuencia de presiones dirigidas muy intensas, normalmente localizadas en fallas con movimiento importante entre los dos bloques.

Produce la rotura de cualquier mineral previo y la reorientación de los granos minerales.

El proceso de rotura se denomina **cataclasis** o **brechificación** y la rocas resultantes se denominan **cataclastitas** y **brechas de falla**.

El impacto de meteoritos produce a veces un tipo especial de metamorfismo dinámico. Una **impactita** es una “cataclastita producida por impacto y que por lo general exhibe o no un débil metamorfismo de choque”.

La fricción de fallas y el impacto de meteoritos producen siempre un cierto aumento de temperaturas que en algunos casos puede producir la fusión parcial de algunos minerales.

Metamorfismo de contacto o térmico (de alta temperatura)

El **metamorfismo de contacto** o **metamorfismo térmico** se produce cuando una intrusión magmática entra en contacto con rocas más frías de la corteza; el contacto provoca una subida de temperatura (sin aumento importante de presión) que da lugar la formación de nuevos minerales. La figura 2 da una idea de los minerales que se forman por aumento de temperatura, y la figura 3 muestra el dominio de las facies **corneanas** que se forman en estas condiciones.

Las rocas que se forman alrededor de las intrusiones reciben el nombre de **corneanas**.

Alrededor de las intrusiones pueden distinguirse **zonas metamórficas**, definidas por la presencia de **minerales índice** según disminuye la temperatura al alejarse de la intrusión. El conjunto de zonas metamórficas y los minerales formados se denominan **aureola metamórfica**.

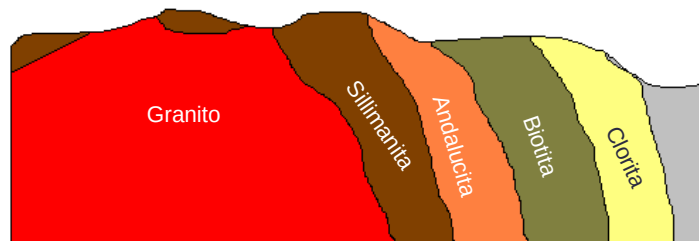


Figura 32. Zonas metamórficas en una aureola de metamorfismo de contacto.

Metamorfismo regional (de alta presión y temperatura)

El **metamorfismo regional** se produce en las zonas de generación de cordilleras, es decir, en bordes de placa convergentes. En estos lugares hay importantes tasas de deformación y grandes cambios de presión y temperatura. La figura 5 muestra una explicación sencilla de cómo la fricción y el desplazamiento de materiales provoca condiciones propias del metamorfismo.

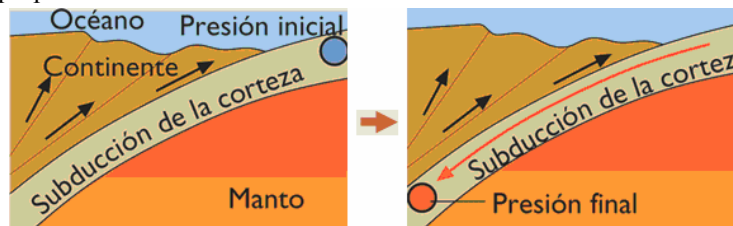


Figura 33. El movimiento de placas en las zonas de subducción provoca fricción con aumento de temperatura y transporta materiales formados cerca de la superficie a grandes profundidades. Fuente:

www.kalipedia.com

En estas regiones se alcanzan grandes presiones y temperaturas y se dan todas las condiciones y facies metamórficas de la figura 3. El metamorfismo se extiende por cordilleras enteras y por tanto se da una gran variedad de procesos y rocas metamórficas.

En el metamorfismo regional se forman todos los tipos de rocas: **pizarras**, **esquistos**, **gneises** o **migmatitas**, entre otras.

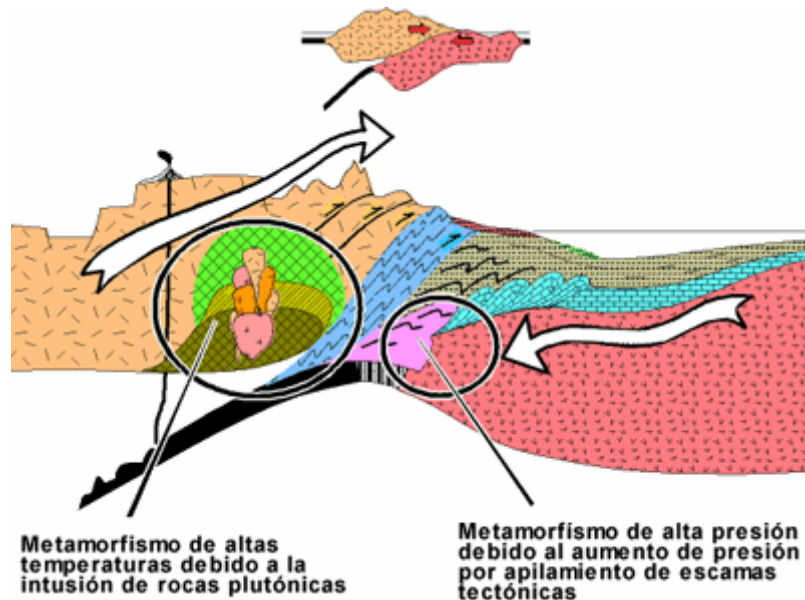


Figura 34. Elementos de una zona de subducción donde se da metamorfismo regional, indicando las zonas donde predominan las altas temperaturas y las zonas donde predominan las altas presiones. Fuente: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido3.htm>

Metasomatismo

El **metasomatismo (definición)** es el conjunto de procesos químicos, con cambio de composición, ligados al metamorfismo.

Aunque en general se considere al metamorfismo un proceso **isoquímico**, muy a menudo hay circulación de fluidos con iones disueltos.

Hay dos fuentes principales de fluidos:

- Agua procedente de la compactación y deshidratación de las rocas. Casi todas las rocas sedimentarias tienen grandes cantidades de agua en los poros y, al pasar a condiciones de mayor presión, los poros se cierran y el agua tiene que emigrar hacia zonas de menor presión. Con el aumento de temperatura, el agua puede reaccionar muy eficazmente y incorporar en disolución diversos iones.
- Agua infiltrada que entra en contacto con rocas a gran temperatura. Cuando el agua de lluvia se infiltra y alcanza zonas muy calientes, se hace muy reactiva y puede arrastrar gran cantidad de iones. Esto ocurre en muchas aguas termales que se usan con fines medicinales. La animación de <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/1bachillerato/petrogeneticos/contenido4.htm> da una idea de cómo se produce el proceso en zonas de dorsal, pero esto puede ocurrir en las inmediaciones de cualquiera cámara magmática.

Los fluidos pueden extraer o introducir iones en las rocas. De esta forma, algunas rocas se enriquecen en algunos iones y así se forman importantes **yacimientos minerales** de interés económico.

5.5. Rocas metamórficas

Características generales de las rocas metamórficas

Como consecuencia del metamorfismo, las rocas sufren sobre todo cambios texturales y mineralógicos.

Los **cambios texturales** que resultan de las grandes presiones son:

- Compactación
- Foliación en cualquiera de sus formas: pizarrosidad, esquistosidad o bandeo metamórfico.
- Texturas metamórficas no foliadas: como en el caso del mármol y otras rocas monominerales, la recrystalización del mineral da una textura de cristales muy similar a la de las rocas magmáticas.

Los **cambios texturales** pueden deberse a la recrystalización de los minerales, de modo que a menudo los cristales crecen de tamaño. Este hecho hace que una roca sea más fácil de explotar si el mineral de grano grueso tiene interés económico.

Los **cambios mineralógicos** se deben a dos procesos:

- Metasomatismo, que puede haber cambiado la composición global de la roca.
- Cambios de fase mineral, como los que se deducen de la figura 1.
- Reacciones en estado sólido entre varios minerales de la roca.

Principales tipos de rocas metamórficas

La variedad de rocas es enorme, porque el metamorfismo combina una gran cantidad de cambios sobre una gran variedad de rocas.

Los tipos más frecuentes de rocas son las siguientes:

ROCAS FOLIADAS

Pizarra. Roca foliada (pizarrosidad) con grano muy fino compuesta de granos orientados de micas. Procede de metamorfismo de arcillas (lutitas).

Esquisto. Rocas muy foliadas (esquistosidad) con más del 20% de minerales planares incluyendo micas y anfíbol. Metamorfismo de mayor intensidad que las pizarras a partir de arcillas. Los esquistos muy ricos en micas reciben en nombre de **micacita**.

Gneis. Roca con bandeo con cuarzo, feldespato y plagioclasa además de micas y hornblenda. Tiene bandas de minerales claros y oscuros. Cuando los feldespatos forman grandes cristales se usa el nombre de **gneis glandular**.

Migmatita. Es un caso de bandeo extremo, en el que la segregación de minerales claros y oscuros es completa.



Figura 35. Pizarra, esquisto, gneis y migmatita. Fuente: Wikimedia Commons.

ROCAS NO FOLIADAS

Mármol. Procede del metamorfismo de calizas y dolomías. El mineral dominante es calcita. Puede tener bandeo si la roca original tenía intercalaciones lutíticas.

Cuarcita. Procede del metamorfismo de areniscas muy ricas en cuarzo. El mineral dominante es cuarzo. Es una roca muy dura que suele producir crestas en el relieve.



Figura 36. Mármol y cuarcita. Fuente: Wikimedia commons.

6. Tectónica de Placas

6.1. Litosfera: los conceptos de litosfera oceánica, litosfera continental y placa litosférica

La **litosfera** está formada por la corteza terrestre y el manto superior.

La litosfera cubre todo el planeta pero pueden distinguirse dos tipos y está fragmentada en **placas litosféricas**.

Las litosferas oceánica y continental son bastante diferentes (ver Figura 37. A):

La **litosfera oceánica** tiene un espesor medio de 6 km. De arriba abajo se compone de tres grandes niveles formados por:

- Sedimentos (<0,5 km)

- Coladas volcánicas (<2 km)

- Gabros y peridotitas

La **litosfera continental** tiene un espesor medio de 30 km, aunque puede llegar a medir hasta 80 km. De arriba abajo se compone de tres capas de espesor muy variable

- Sedimentos y metamórficas de bajo grado.

- Plutónicas ácidas y metamórficas de grado medio

- Gabros y peridotitas

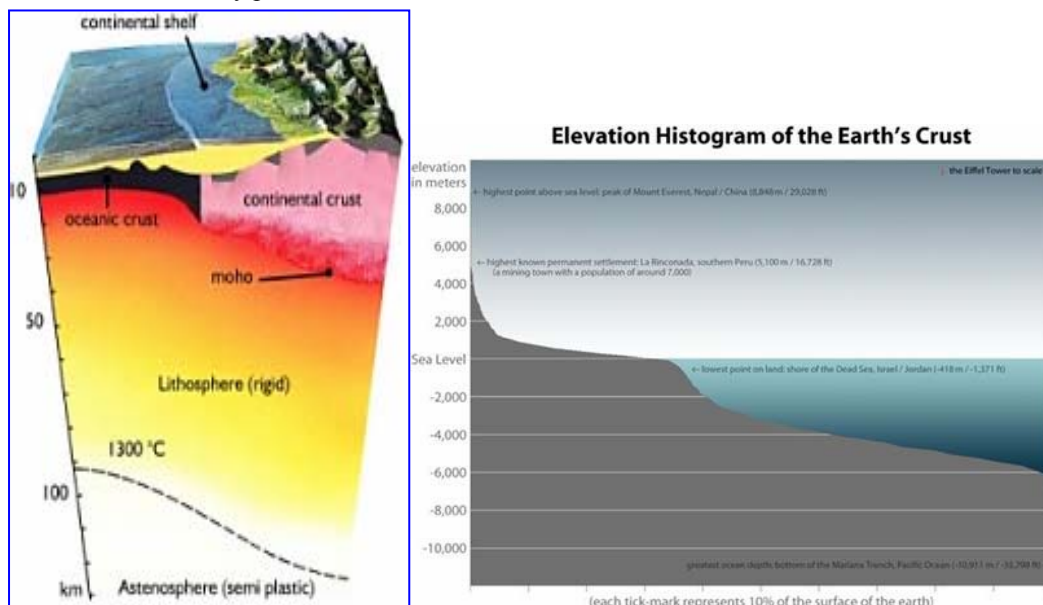


Figura 37. A. La estructura de las litosferas oceánica y continental (<http://www.ukooa.co.uk/education/storyofoil/geological-04.cfm>) B. Curva hipsométrica o histograma

acumulado de la altitud de la superficie terrestre (<http://cgredan.blogspot.com/2008/04/histograma-de-la-elevacin-de-la-corteza.html>).

La **curva hipsométrica** de la superficie terrestre muestra la distribución altitudinal de la superficie. La mayor parte de la superficie se sitúa a altitudes entre -2000 y -6000 m y entre 1000 y -100 m (ver Figura 37. B). Estas dos altitudes dominantes representan la estructura más común de las litosferas oceánica (**llanuras abisales**) y continental (llanuras y mesetas) respectivamente. En el mismo diagrama muestra otros tres elementos: el pico hacia arriba de la izquierda representa las **cordilleras** (alrededor del 5% de la superficie), el pico hacia abajo representa las **fosas oceánicas** (menos del 5%), y el escalón del centro representa el **talud continental** que es la transición entre la corteza oceánica y la corteza continental.

Las placas litosféricas pueden estar compuestas de litosfera oceánica, continental o ambas, lo que es lo más frecuente.

- La placa pacífica es una placa oceánica.
- La placa arábica es un placa prácticamente continental.
- La placas euroasiática, africana o sudamericana están formadas por litosfera mixta.

Las placas actuales se han formado por fragmentación y unión de placas a lo largo de la historia geológica.

- La fragmentación se produce cuando se produce un adelgazamiento de la litosfera por extensión o se produce una rotura por acercamiento. Por ejemplo, el adelgazamiento en el mar Rojo produjo la separación de la placa Africana y la Arábica
- La unión de placas se produce después del acercamiento de dos placas, formando una cordillera. Por ejemplo, el acercamiento de Europa y Asia dio lugar a los Urales y la placa Euroasiática.

6.2. Distribución geográfica de las placas litosféricas

La Figura 38. representa las quince principales placas actuales (algunas pueden subdividirse en otras placas menores).

Las placas más grandes son la Euroasiática, Africana, Norteamericana, Sudamericana, Antártica, Australiana, India y Pacífica. Todas ellas, salvo la Pacífica están compuestas por litosfera oceánica y continental.

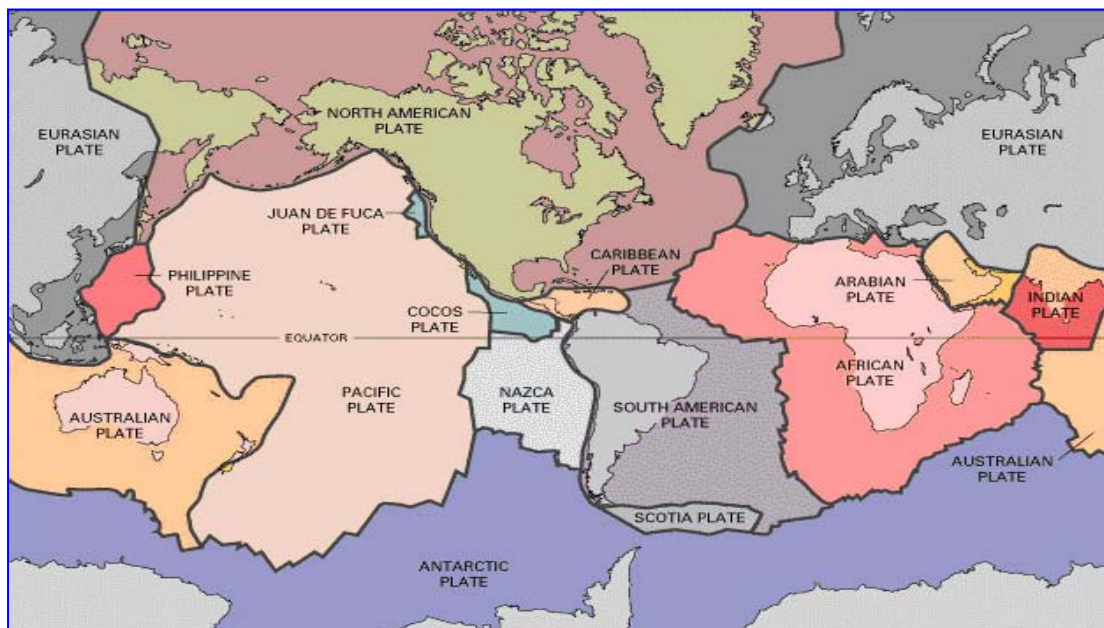


Figura 38. Distribución geográfica de las placas litosféricas.

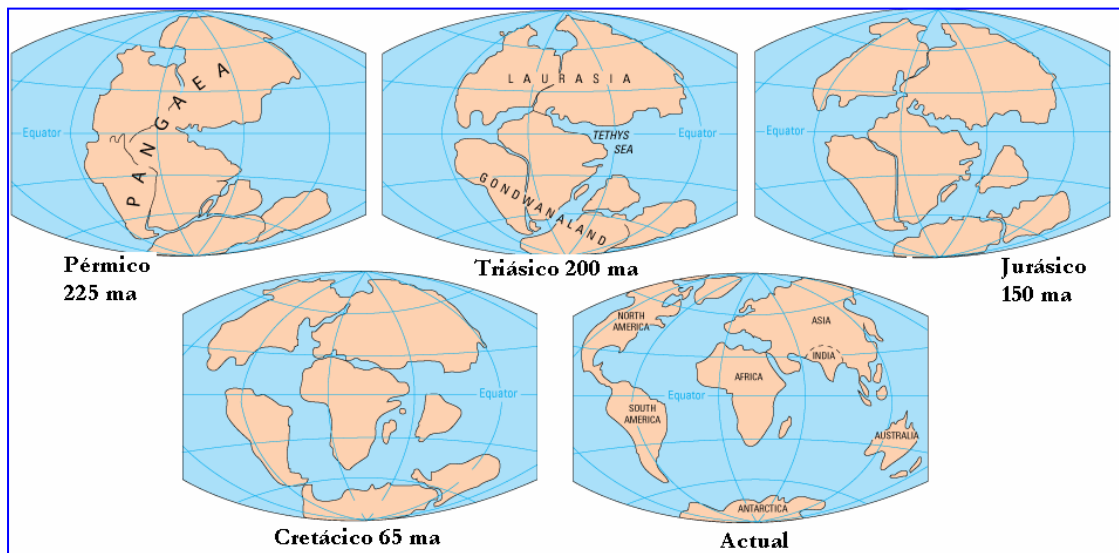


Figura 39. Distribución paleogeográfica de las placas litosféricas.

Esta distribución no ha sido siempre la misma. A lo largo de la historia geológica, las placas han ido acercándose o alejándose y, hoy en día, conocemos bastante la historia de la distribución geográfica (**paleogeografía**). La figura representa la posición de los continentes desde el Pérmico (225 m.a.). Este tipo de reconstrucciones es bastante interesantes (por ejemplo, sirve para entender la presencia de los mismo fósiles terrestres en las dos orillas del atlántico) pero no debe olvidarse que el movimiento aparente de los continentes es el resultado del desplazamiento relativo de placas.

6.3. Los límites entre placas

Hay tres tipos de **límites de placa** y los tres vienen definidos por el movimiento relativo entre ambas placas. Aunque el movimiento puede ser más complejo, como puede verse en la Figura 40. C, los tres tipos de límite definidos en la Figura 40. A y B, son suficientes para entender los rasgos más importantes de muchos fenómenos terrestres.

Los **bordes transformantes** son equivalentes a profundas fallas de desgarre o en dirección y pueden considerarse neutros en lo que se refiere a creación o destrucción de corteza.

Los **bordes divergentes** crean corteza y los **bordes convergentes** la destruyen creando un balance bastante equilibrado (si se rompiera el equilibrio la superficie terrestre tendría que crecer o reducirse).

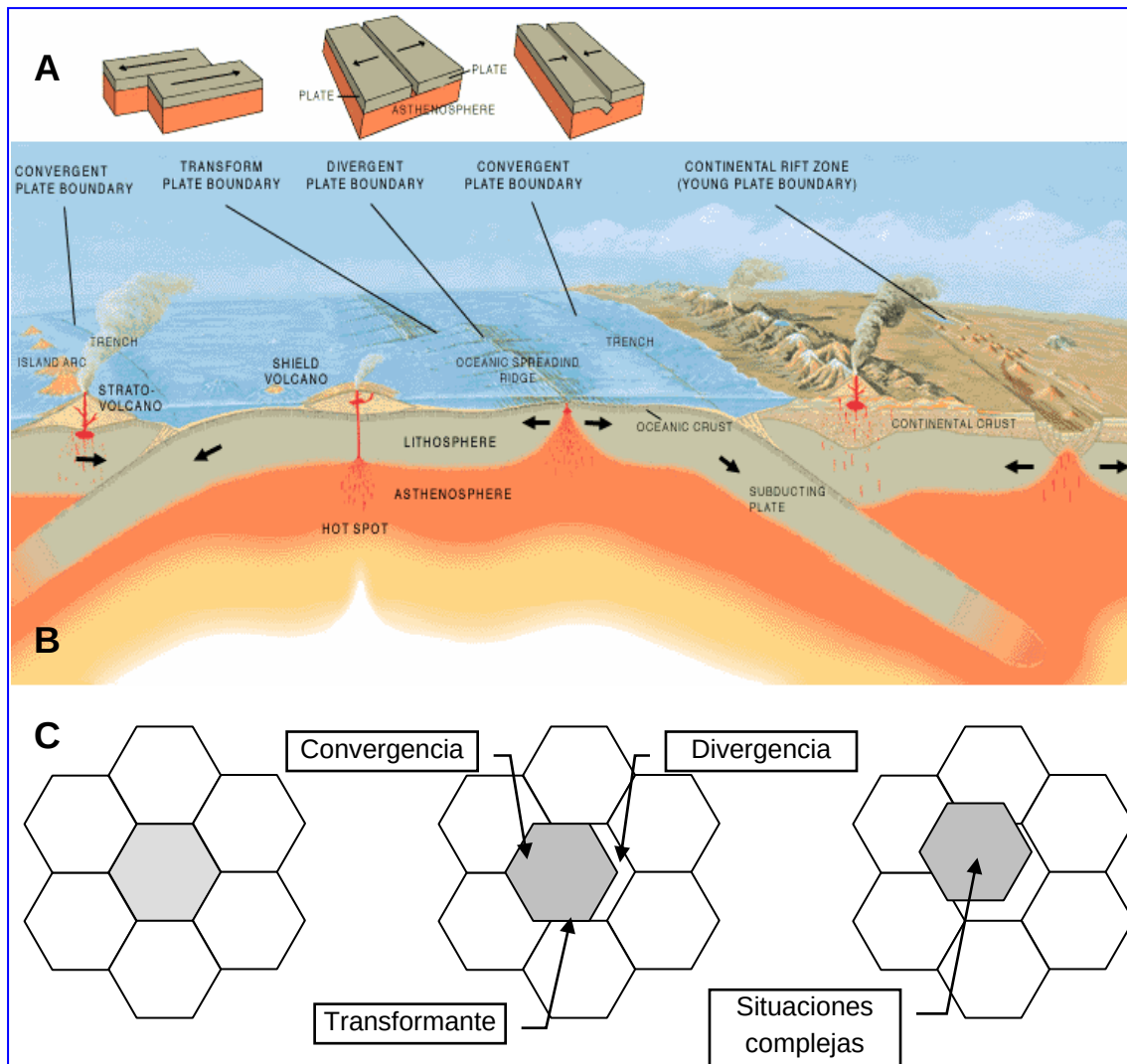


Figura 40. A. Tipos básicos de límite de placa: convergentes, divergentes y transformates. B. Estructura interna de la litosfera y el manto en los límites de placas (<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html>). C. Geometría de los límites de placa en función de los movimientos de las placas.

Bordes constructivos, divergentes o dorsales

Los límites entre dos placas que se alejan crean una situación distensiva que favorece la fusión de las rocas (por descompresión). Al separarse las placas, permiten el ascenso de magmas que, al solidificarse, construyen nueva corteza, por lo que reciben el nombre de **bordes constructivos**.

Los principales bordes constructivos constituyen relieves alineados en los fondos oceánicos: las dorsales (Figura 41.). En las dorsales se construye corteza oceánica que es “empujada” y se aleja progresivamente de la dorsal dejando espacio para que continúe la construcción de corteza, como prueban la edad de la corteza y las anomalías magnéticas. Además, el vulcanismo construye una serie de relieves alineados con el límite entre placas que son los que dan lugar al nombre de dorsal.

Las dorsales pueden iniciarse con el alejamiento de las placas, lo que permite la fusión de manto y su ascenso, o con el ascenso de manto, lo que empuja las placas. La elección entre estos dos posibles orígenes es aún uno de los asuntos pendientes de resolver. En todo caso, la creación de corteza oceánica, más densa que la continental, hace que la corteza recién creada tienda a hundirse y dar lugar a la formación de una cuenca marina.

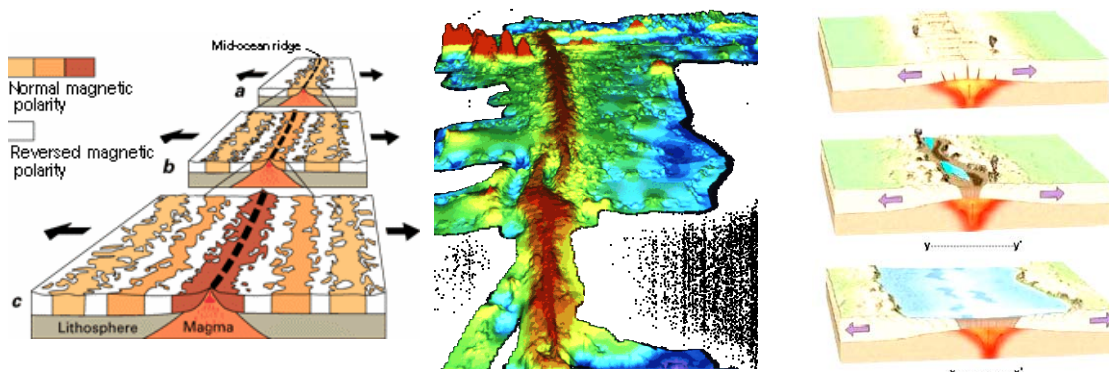


Figura 41. Dorsales oceánicas: A. Las anomalías magnéticas que prueban el crecimiento de la corteza. B. El relieve de las dorsales. C. La creación de corteza oceánica y de una dorsal a partir de la fragmentación de una placa litosférica.

En estos bordes, se dan predominantemente los siguientes fenómenos:

Flujo geotérmico elevado: por ejemplo, Islandia tiene altas tasas de flujo geotérmico que son aprovechadas para producir energía eléctrica.

Magmatismo: La fusión del manto superior da lugar a intrusiones de magmas básicos y ultrabásicos. Dada la composición de los magmas y su escasa evolución (atravesar una corteza delgada), en las dorsales predomina un vulcanismo de flujo.

Metamorfismo de contacto: producido por los magmas en ascenso sobre los sedimentos que pueda encontrar.

Yacimientos hidrotermales: relacionados tanto con los magmas como con el contacto del agua de mar con éstos.

Bordes destructivos, convergentes o zonas de subducción

Los bordes destructivos son aquellos donde dos placas se aproximan una a la otra y la más densa desciende bajo la más ligera: **subducción**. Los **bordes destructivos** consumen corteza.

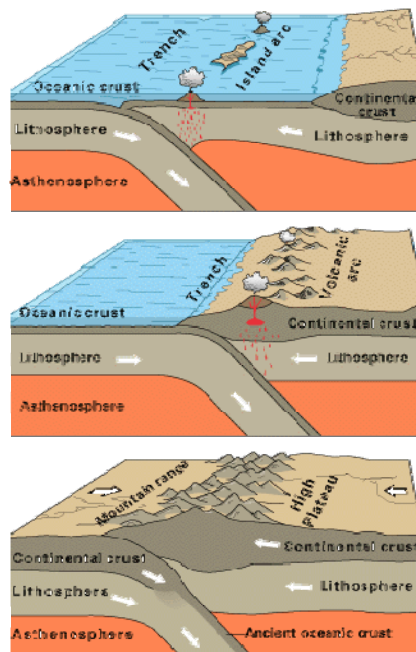


Figura 42. Los tres tipos de bordes destructivos.

Los bordes constructivos pueden poner en contacto dos litosferas oceánicas, una oceánica y otra continental, o dos continentales.

En caso océano-océano, se forma arcos-isla y fosas oceánicas, como ocurre en Japón, en Filipinas o las islas Aleutianas.

En el caso océano-continente, la placa oceánica subduce bajo la continental y se forman cordilleras (como en los Andes o las montañas Rocosas) y fosas oceánicas (como ocurre en).

En el caso continente-continente, la placa más densa puede subducir bajo la más ligera, pero acaba por detenerse el proceso. En este caso, se forman cordilleras de colisión, como en el Himalaya.

En resumen, los elementos más importantes son arcos islas, fosas oceánicas, metamorfismo de contacto y cordilleras.

Además, en las zonas de subducción se dan abundantes terremotos. Si se estudia la distribución del hipocentro de los terremotos, puede verse que dibujan un plano (plano o **zona de Benioff**) que muestra la trayectoria de la litosfera que subduce (Figura 43.).

El descenso de sedimentos a zonas profundas y la fricción produce la fusión de rocas y un magmatismo intermedio o ácido. Como consecuencia, se forma plutones (entre dioritas y granitos) y vulcanismo predominantemente explosivo (con andesitas y riolitas).

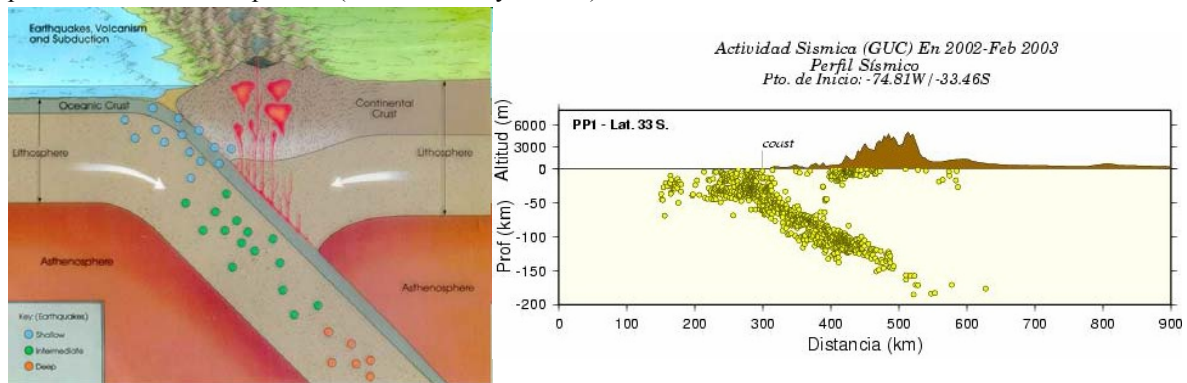


Figura 43. La distribución de terremotos en los bordes destructivos o convergentes.

Fallas transformantes

Los **bordes transformantes** son grandes fallas en dirección en los que se dan todos los fenómenos propios de estas fallas. Merece la pena destacar el dinamometamorfismo y los terremotos.

La geometría de estas fallas da lugar a dos peculiaridades:

- Cuando las fallas transformantes afectan a una dorsal, el tramo de la falla entre la dorsal desplazada tiene un movimiento aparente contrario al del desplazamiento de la falla.
- Las curvas en la falla dan lugar a fenómenos compresivos y distensivos.



Figura 44. Fenómenos de los límites de placa transformantes.

6.4. Los fenómenos intraplaca

Bordes continentales pasivos

En las placa mixtas, formadas por los dos tipos de litosfera, como en los márgenes occidental y oriental del océano Atlántico, el tránsito entre litosfera oceánica se produce sin fenómenos de subducción. El contacto entre ambas cortezas es un conjunto de fallas entre la corteza oceánica y la continental, que pueden llevar asociados terremotos y vulcanismo.

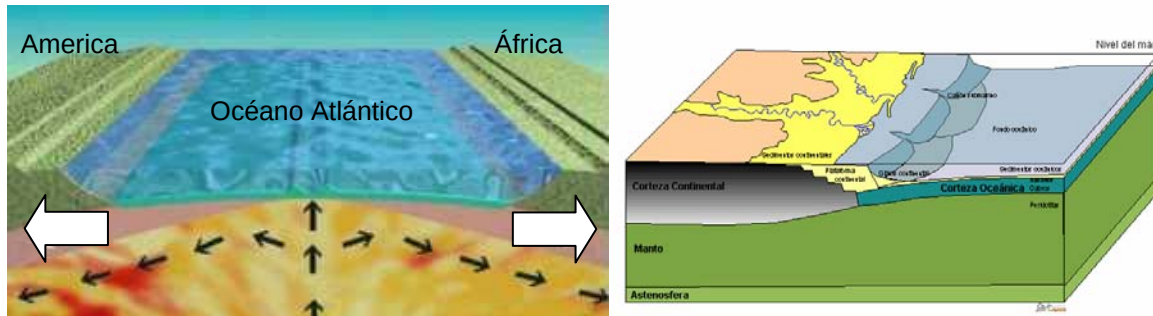


Figura 45. La estructura de los márgenes continentales pasivos y
http://almez.pntic.mec.es/~jmac0005/ESO_Geo/TIERRA/Html/Relieve_c.htm
<http://www.educa.madrid.org/web/ies.rayuela.mostoles/deptos/dbioge/deptos/dbiogeorecursos.htm>

Puntos calientes

Bajo la litosfera, la temperatura del manto no es la misma en todos los puntos. En algunos lugares del planeta parece que hay zonas calientes que producen un ascenso de calor (denominadas plumas). En los puntos calientes se produce fusión de magmas y estos pueden alcanzar la superficie atravesando una placa litosférica.

Si la placa litosférica está en movimiento respecto al punto caliente, dará lugar a una cadena de volcanes tanto más antiguos cuanto más lejos estén del punto caliente (en el sentido de movimiento de la placa).

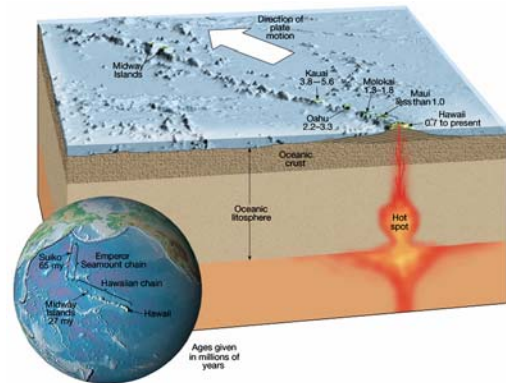


Figura 46. Puntos calientes y cadenas volcánicas (Hawaii)

6.5. El modelo del Ciclo de Wilson como sistema de representación

Tuzo Wilson (1908-1993) propuso un modelo descriptivo en el que todos los fenómenos de la Tectónica de Placas encajan en un modelo cíclico de construcción y destrucción de litosfera que aparece en la Figura 47. .

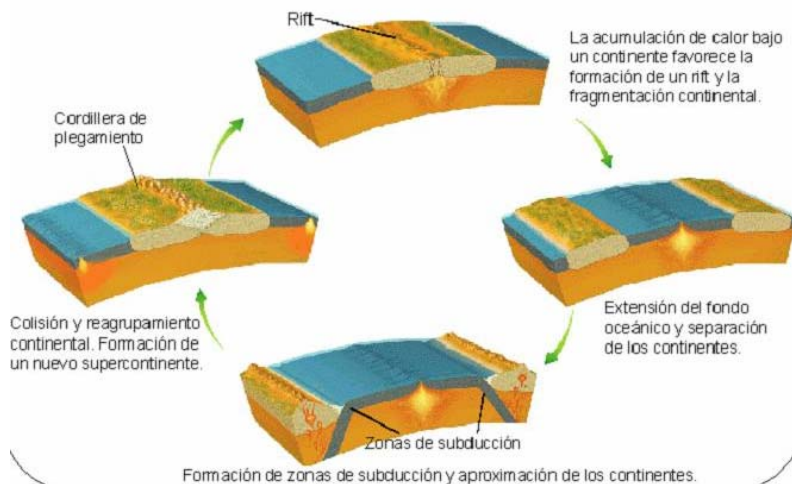


Figura 47. El ciclo de Wilson (<http://almez.pntic.mec.es/~jrem0000/dpbq/1bch/1bch.htm>).

7. Deformación de las Rocas

7.1. Relación entre esfuerzo y deformación

Las rocas se deforman cuando son sometidas a esfuerzos, es decir a cualquier fuerza.

Las fuerzas a las que son sometidas las rocas derivan de la **presión confinante** (presión litostática+presión de fluidos) y **presiones dirigidas** derivadas de movimientos en la corteza (es decir, los movimientos derivados de la dinámica de las placas litosféricas).

Los esfuerzos dirigidos pueden describirse en tres grandes tipos (Figura 48.):

Compresión, cuando hay presiones que tienden a acortar el cuerpo rocoso aproximadamente en la horizontal.

Distensión, cuando hay fuerzas que tienden a alargar el cuerpo rocoso aproximadamente en la horizontal.

Cizalla, cuando hay fuerzas que provocan el deslizamiento de una parte del cuerpo rocoso respecto a otra.

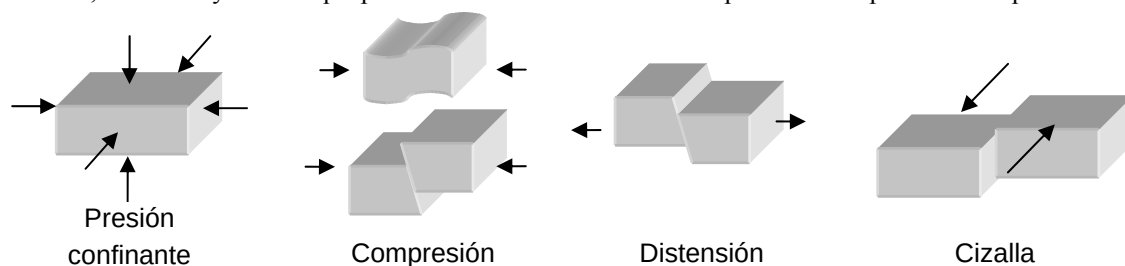


Figura 48. Presión confinante y tipos principales de esfuerzos dirigidos y principales tipos formas de deformación: fallas inversas y pliegues por compresión, fallas directas por distensión y fallas en dirección por cizalla.

El efecto de los esfuerzos sobre un cuerpo sólido se estudia representando la deformación en función de las rocas, tal y como puede verse en la figura 45. En un cuerpo ideal, pueden distinguirse los siguientes tipos de deformación:

Deformación elástica. Es deformación que desaparece cuando cesa el esfuerzo. El ejemplo más claro es una goma elástica, pero casi todos los cuerpos sufren este tipo de deformación ante esfuerzos pequeños.

Deformación plástica o deformación dúctil. Es deformación continua que se mantiene en la roca cuando cesa el esfuerzo. El modelado de arcilla es un buen ejemplo. Hay muchas formas de comportamiento entre la plasticidad de la arcilla y el comportamiento de los fluidos.

Deformación frágil. Es deformación por rotura o fractura, es decir, deformación discontinua.

Los mecanismos de deformación dependen de las condiciones de presión confinante y temperatura. Cerca de la superficie, la mayoría de las rocas se deforman elásticamente y pasan directamente a la rotura, formando fallas. A mayor profundidad, a la deformación elástica le sigue deformación plástica hasta llegar a la rotura, combinación que puede verse en los pliegues-falla. Por último, en condiciones de alta temperatura, la deformación plástica puede evolucionar a un comportamiento fluido, con deformación sin aumento de esfuerzo e incluso la fusión (figura 45B)

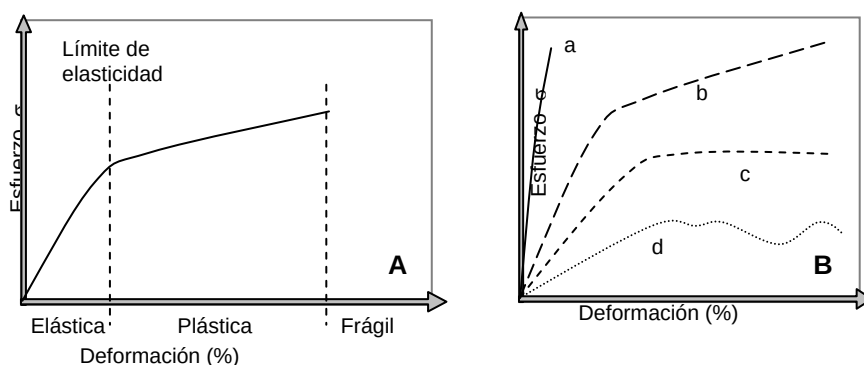


Figura 49. Diagramas esfuerzo-deformación: A. Comportamiento de un sólido ideal y definición del límite de elasticidad o el punto de rotura: la deformación elástica es reversible cuando cesa el esfuerzo; la deformación plástica y la frágil se mantienen cuando cesa el esfuerzo. B. El comportamiento de varios cuerpos: a. Sin apenas deformación plástica, pasa de la deformación elástica a la rotura. b. Deformación elástica y plástica muy equilibradas. c. La deformación plástica continúa cuando el esfuerzo se mantiene estable. d. La deformación plástica continúa incluso si disminuye el esfuerzo.

La deformación depende de un gran número de factores: temperatura, presión confinante (litostática y fluidos), tipo de esfuerzo y tipo de roca (figura 45): en condiciones de baja presión y temperatura, domina la deformación frágil (ya que la elástica no deja huella); en condiciones de mayor presión y temperatura, domina la deformación plástica, y en condiciones de alta presión y temperatura se pasa a la fusión y el comportamiento de fluidos.

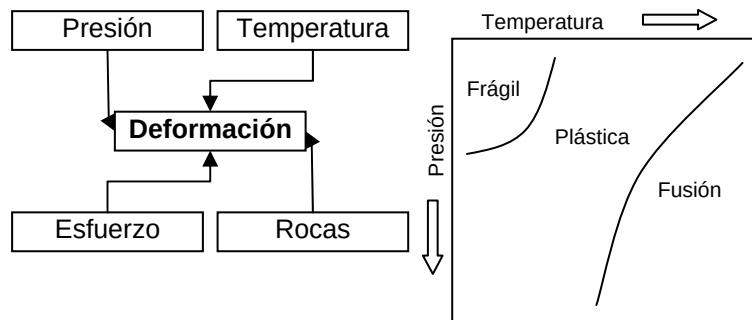


Figura 50. A. Los factores de la deformación. B. Influencia de la presión confinante y la temperatura en la deformación dominante.

7.2. Pliegues: deformación plástica

La deformación plástica de las rocas se observa en la naturaleza tanto a escala macroscópica como microscópica. A simple vista se manifiesta en la formación de pliegues.

Elementos de un pliegue

Partiendo del principio de horizontalidad de los estratos, cualquier serie sedimentaria con pliegues indica una fase de deformación plástica.

Un estrato inclinado puede haber adquirido su posición por plegamiento o por fractura. Los elementos que describen un estrato u otro plano inclinado aparecen en la Figura 51.

Dirección de un plano es el ángulo, medido en un plano horizontal, entre una línea horizontal contenida en ese plano y la línea del norte geográfico.

Buzamiento es el ángulo, medido en un plano vertical, entre la línea de máxima pendiente del estrato y una línea horizontal contenida en el mismo plano vertical.

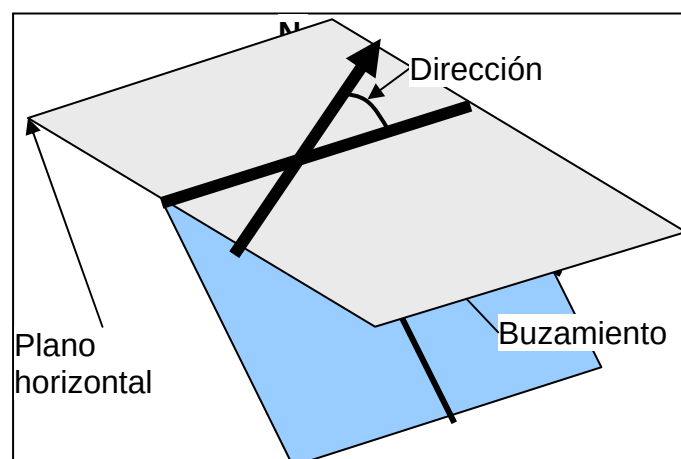


Figura 51. Elementos geométricos que definen la posición de un plano (estrato, dique, falla)

Geoméricamente, un pliegue puede describirse como la intersección de dos planos y, así, podemos definir varios elementos:

Flancos: son las dos partes de un estrato o capa a ambos lados del pliegue.

Charnela: en una sección, parte del pliegue de mayor curvatura o la intersección de flancos.

Eje: línea definida por la intersección de flancos o puntos de charnela.

Cresta: es la línea que une los puntos más altos o bajos del pliegue.

Plano axial: Plano formado por los ejes del pliegue en capas o superficies sucesivas.

Una versión simplificada de un pliegue aparece en la Figura 52. , donde se definen los elementos básicos de un pliegue. Otra versión algo más próxima a la realidad es la de la Figura 53. .

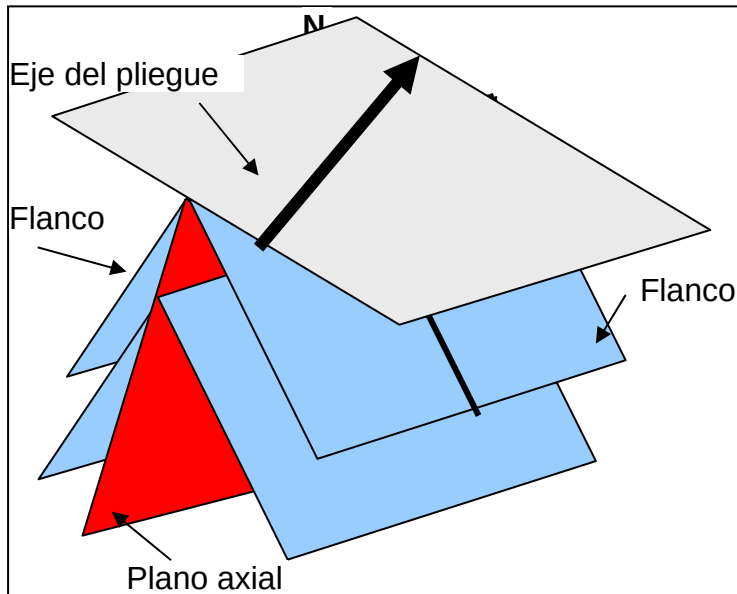


Figura 52. Elementos básicos de un pliegue.

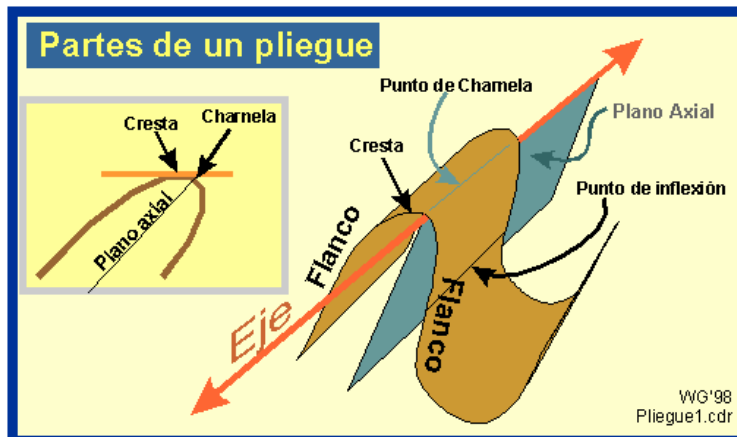


Figura 53. Elementos básicos de un pliegue. Según: <http://profesores.sanvalero.net/~w0548/geoestructural.html> (visitado el 14-12-2008).

Clasificación de pliegues

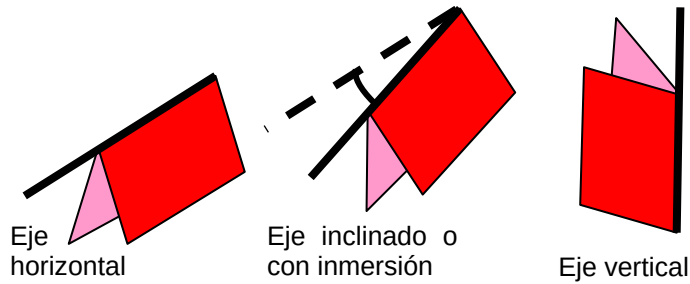
Los pliegues pueden clasificarse en función de varios criterios de los que destacaremos los siguientes: posición del eje, posición del plano axial, espesor de las capas, relación con fracturas y mecanismos de deformación.

Por la disposición general de los flancos (fuente: cuando aparece el signo#, ver apartado 6-Recursos, nº 1)

Hidrosfera



Por la posición del eje: horizontal, vertical, e inclinado o con **inmersión**



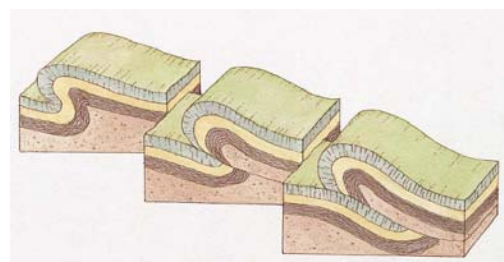
Por la posición del plano axial (#)



Por el espesor de las capas (#)



Por su relación con fallas



Pliegue puro y Pliegue-falla



Pliegues de arrastre

Mecanismos de plegamiento

Los pliegues se forman por diversos mecanismos internos. Los más importantes son la flexión, el flujo y la cizalla.

En la **flexión**, los estratos se curvan mediante un ligero movimiento de las partículas minerales que los componen.

En el **flujo** que se da a altas temperaturas y presiones, algunos capas tienen un comportamiento viscoso, muy parecido al de un fluido

En la **cizallamiento**, se producen muchas fracturas menores muy próximas entre sí, de modo que el pliegue es en realidad una sucesión de microfracturas.

7.3. Fracturas: fallas y diaclasas

Cuando las rocas se deforman cerca de la superficie (con poca presión de confinamiento) o cuando la deformación es muy grande (ver Figura 49.) se produce la rotura o deformación frágil. La rotura consiste en la formación de planos que interrumpen la continuidad de los cuerpos rocosos. Una **fractura** es cualquier plano de rotura. Las fracturas pueden ser **diaclasa**, si no se detecta movimiento entre los fragmentos de roca que separa, y **falla**, si separan dos bloques desplazados. Por su influencia la configuración de la corteza, hay un estudio muy sistemático de las fallas, pero conviene recordar que las diaclasas tienen mucha importancia en las aguas subterráneas o en los materiales de construcción.

Elementos de una falla (Figura 54.)

Bloques o labios de falla: son los dos fragmentos de roca separados por la falla.

Bloque hundido o labio hundido es el que ha sufrido un desplazamiento hacia abajo en la vertical.

Bloque levantado o labio levantado es el que ha sufrido un desplazamiento hacia arriba en la vertical.

Plano de falla o superficie de falla es la superficie que separa los dos bloques y sobre la que se produce el movimiento.

Salto de falla es el desplazamiento relativo (longitud) entre los dos bloques, medido sobre el plano de falla y a lo largo de una línea paralela al movimiento.

Escarpe de falla es el relieve producido por la falla en superficie.

Inclinación de la falla es el ángulo entre la línea de máxima pendiente del plano de falla y una línea horizontal, medido sobre un plano vertical.

Dirección de la falla es el ángulo entre una línea horizontal contenida en el plano de falla y la horizontal que marca el Norte geográfico, medido en un plano horizontal.

Estrías de falla son surcos formados sobre el plano de falla por la fricción entre bloques. Sirven para definir la dirección de desplazamiento e incluso su sentido.

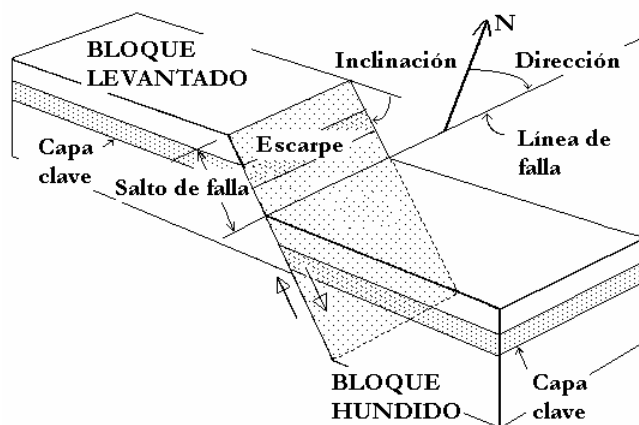


Figura 54. Elementos de una falla. Modificado de <http://wrgis.wr.usgs.gov/parks/deform/7faults.html>

Clasificación de fallas (Figura 55.)

Con los elementos descritos se pueden construir muchos modelos teóricos de falla. Además, una falla es un plano de debilidad ante cualquier esfuerzo posterior a su formación, de modo que las fallas vuelven a funcionar en varias ocasiones y se producen una infinidad de combinaciones posibles. La Figura 55. contiene algunos de los tipos principales:

A. Son fallas con plano inclinado.

1. **Falla directa** por distensión. El labio hundido está sobre el plano de falla. Supone un alargamiento horizontal o un alejamiento horizontal de los bloques.

2. **Falla inversa** por compresión. El labio levantado está sobre el plano de falla. Supone un acortamiento horizontal o un acercamiento horizontal de los bloques.
- B. Son fallas de plano vertical y desplazamiento salto de falla horizontal. Se denomina **falla en dirección** o **falla de desgarre**.
 1. **Falla sinistral**. El movimiento relativo es un giro en sentido antihorario visto desde arriba.
 2. **Falla dextral**. El movimiento relativo es un giro en sentido horario visto desde arriba.
- C. Son fallas con movimiento vertical y horizontal combinado.
 1. Falla con salto oblicuo.
 2. Falla en tijera.
- D. Casos más complejos.
 1. Falla con plano de falla curvo. Es un caso muy común en los **deslizamientos rotacionales** en laderas con pendiente.
 2. Falla con pliegues de arrastre.

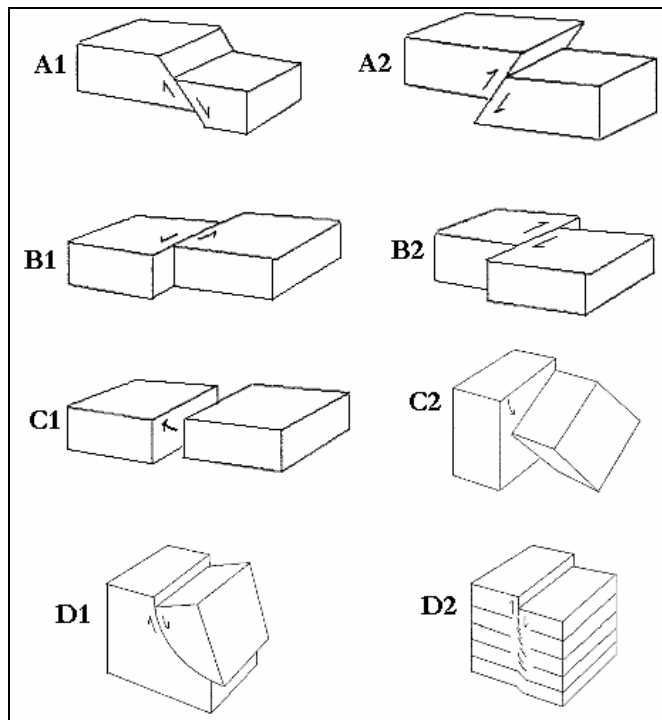


Figura 55. Tipos de falla. Modificado de <http://wrgis.wr.usgs.gov/parks/deform/7faults.html>

7.4. Mantos de cabalgamiento

Un **cabalgamiento** es una falla inversa de plano muy tendido. Cuando alcanza un gran desplazamiento se llama manto de cabalgamiento.

Un **manto de cabalgamiento** es un conjunto de grandes cuerpos rocosos que han sido arrastrados sobre un sustrato desde largas distancias. Pueden considerarse como grandes fallas de plano muy tendido en el que un bloque se desplaza grandes distancias. Los desplazamientos tan grandes producen pliegues y sistemas de fallas en el bloque desplazado y en el subyacente.

En los mantos, el material desplazado se llama **alóctono** y el sustrato sobre el que viaja **autóctono**.

Los cabalgamientos son importantes porque aparecen como elementos fundamentales de las cordilleras.

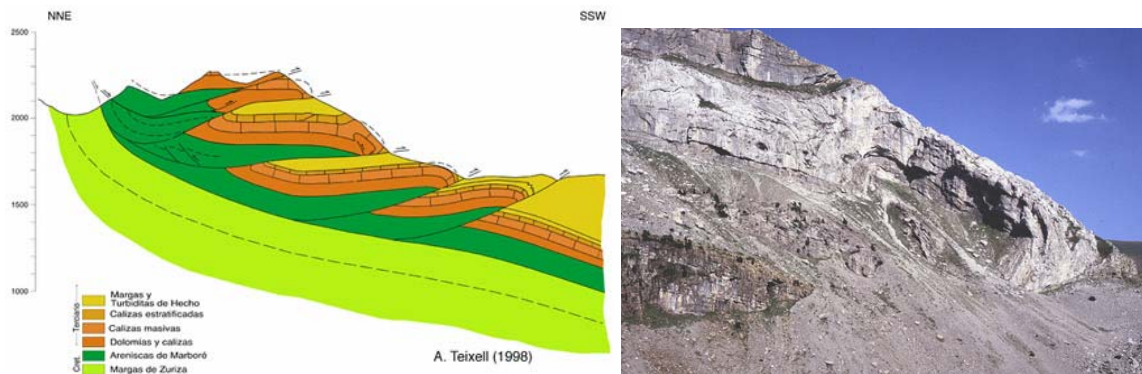


Figura 56. Cabalgamiento en Sierra Bernera (N de Aragües, Pirineo aragonés). Fuente: <http://einstein.uab.es/ateixell/WebPatrimonio/> (visitado el 12 diciembre 2008)

7.5. Diapiros

Los **diapiros** son masas de rocas muy plásticas (arcillas, sales, etc.) que ascienden hacia zonas de menor presión a favor de fracturas o deformando las rocas que estaban por encima.

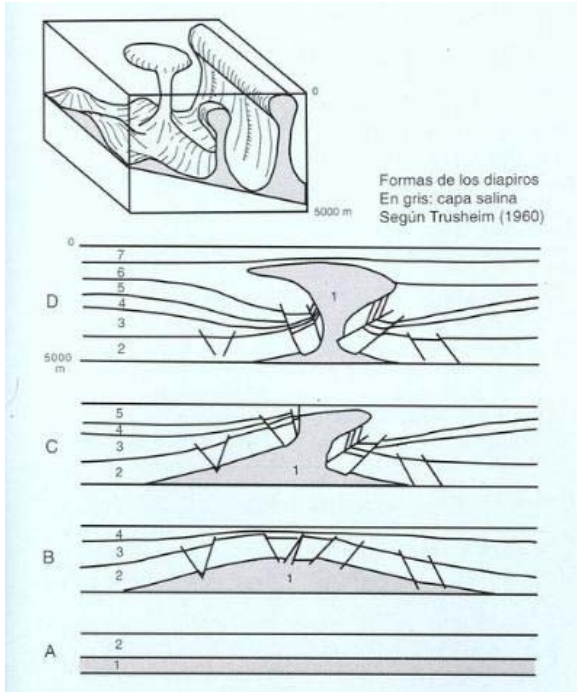


Figura 57. La formación de un diapiro. Fuente: <http://weblogs.madrimasd.org/universo/gallery/image/2974.aspx>

7.6. Recursos

1. Definiciones básicas y animaciones: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/4ESO/MedioNatural2/contenido1.htm>
2. Video sobre formación de pliegues y fallas (en inglés): <http://geocosas.wordpress.com/2008/01/27/fallas-y-pliegues-101/>
3. Estructuras básicas: http://www.igc.cat/web/gcontent/es/cartografia/igc_cartografia_mapageol_signes.html
4. Mucho sobre ciencias de la tierra: <http://www.dkimages.com/discover/DKIMAGES/Discover/Home/Science/Earth-Sciences/index.html>
5. Sobre fallas: <http://wrgis.wr.usgs.gov/parks/deform/7faults.html>
6. Vídeo sobre la deformación de la corteza: <http://www.youtube.com/watch?v=OIy-MqjhnY>

8. Hidrosfera

8.1. El ciclo hidrológico

El agua es un componente esencial para el funcionamiento de los sistemas terrestres que permiten la vida. Algunas **propiedades del agua** son muy especiales y explican el papel que juega esta molécula en la naturaleza. Las siguientes propiedades son algunas de las más destacadas, con algún ejemplo de sus efectos en el medio natural.

- Alta capacidad calorífica.** Hace falta bastante energía para aumentar la temperatura del agua (o tiene que perder bastante energía para disminuir su temperatura). Esta propiedad convierte a la hidrosfera en un regulador climático que suaviza las oscilaciones de temperatura diarias y estacionales.
- Solvente** (aguas naturales ligeramente ácidas). Como consecuencia de su estructura dipolar, puede disolver muchas sustancias. Gracias a ello se producen muchos de los procesos de la dinámica geológica de superficies: transporte en disolución de los ríos, fenómenos kársticos, etc.
- Alta tensión superficial.** Esta propiedad hace que el agua se adhiera a las paredes de los poros lo que permite que los suelos conserven humedad y las plantas obtengan agua.
- Transparente.** Su transparencia en estado líquido permite muchas formas de vida fotosintética en ríos, lagos y la parte superior de los océanos. Esa presencia de seres fotosintéticos es fundamental para que haya ecosistemas complejos acuáticos.
- Cambios de estado.** El comportamiento termodinámico del agua y las condiciones climáticas de la superficie terrestre permiten que coexistan las tres fases (sólido, líquido y gaseoso) en la superficie terrestre. Los cambios de estado suponen importantes procesos de liberación y captación de energía que influyen enormemente en el sistema climático (ver Figura 58.). Además, es una de las pocas sustancias en que **la densidad en estado sólido es menor que la densidad en estado líquido**. De lo contrario, el hielo formado en la superficie de ríos, lagos y océanos se hundiría y, sin iluminación, permanecería sólido impidiendo la vida en el fondo.

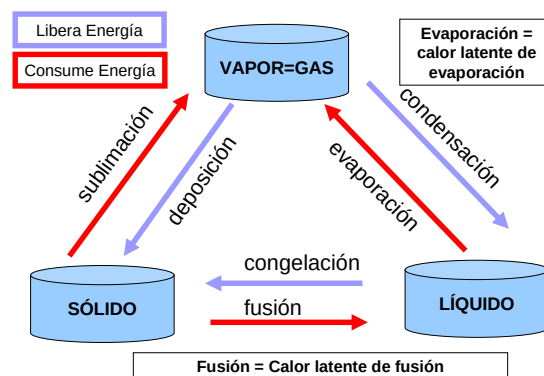


Figura 58. Cambios de estado del agua (basado en Strahler and Strahler, xxx)

La **hidrosfera** está formada por toda el agua presente en el planeta. No constituye una envuelta continua y se describe mejor como una serie de almacenes entre los que hay un flujo incesante de agua (ver 0). La mayor parte del agua está contenida en las aguas oceánicas, y la mayor parte del agua dulce está contenida en las aguas congeladas de los glaciares. De esta forma, sólo una pequeña cantidad de la hidrosfera es agua dulce aprovechable por el hombre. Para entenderlo, la Figura 59. muestra la distribución de toda el agua de la hidrosfera.

Atmósfera

Principales almacenes del la hidrosfera		
Aguas oceánicas		
Criosfera		
Aguas continentales	Aguas superficiales	Ríos Lagos
	Aguas subterráneas	Acuíferos
Atmósfera		

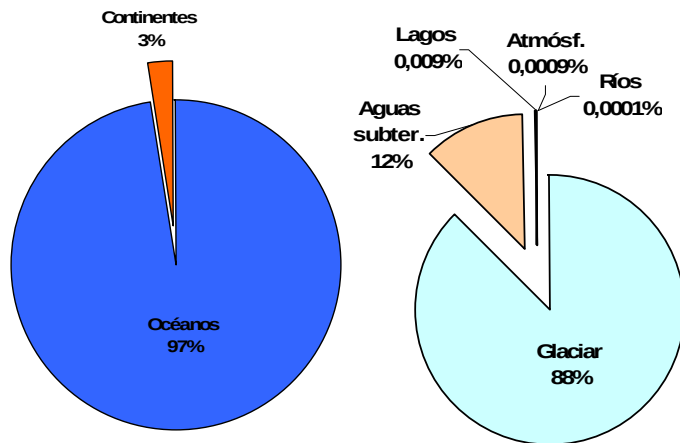


Figura 59. Distribución del volumen total del agua de la hidrosfera. A la izquierda, porcentaje del total. A la derecha, porcentaje de las aguas continentales.

El **volumen global de agua** de la hidrosfera puede considerarse constante. La mayor parte fue liberada desde el interior hacia la superficie por diferenciación gravitacional al principio de la historia geológica. Aunque los volcanes siguen liberando agua, la alteración de rocas fija cierta cantidad de agua en los minerales, de modo que podemos considerar que el volumen total permanece constante. Eso significa que las transformaciones de estado y el transporte de agua de unos almacenes a otros se compensan constantemente.

El **ciclo del agua** o **ciclo hidrológico** es el modelo que describe, a escala global, las transformaciones de estado y el transporte de agua de unos almacenes a otros. Resulta más fácil representarlo gráficamente que explicarlo por escrito (Figura 60.).



Figura 60. Ciclo hidrológico según el United States Geological Survey (<http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.html>)

La **evaporación** del agua en todos los cuerpos de agua tiene un importante papel climático y la evaporación en los océanos modifica la salinidad y produce algunas de las corrientes profundas más importantes.

La **precipitación** de lluvia, nieve o granizo en las zonas continentales es un agente erosivo importante pero, sobre todo, suministra agua para las aguas subterráneas y la circulación por gravedad de las aguas superficiales.

La **escorrentía** es el flujo del agua superficial a favor de la gravedad y hacia los océanos.

La **infiltración** o **recarga** es el flujo de agua, a través de poros y fracturas, hacia las aguas subterráneas.

Se denomina **descarga** a la salida a la superficie (**manantiales**) o a los océanos del agua subterránea.

Aunque todas las partes de ciclo son importantes, en este tema veremos algunos rasgos de las aguas oceánicas y las aguas subterráneas, que no aparecen en otros temas. La dinámica de las aguas superficiales se estudia en el capítulo de procesos superficiales.

8.2. Dinámica básica de las aguas oceánicas: corrientes superficiales y profundas

Las aguas oceánicas intercambian agua con otros almacenes de la hidrosfera: con la atmósfera mediante la evaporación y la precipitación; con las aguas continentales mediante la escorrentía y la descarga; y con la criosfera mediante fusión y congelación.

El océano recibe energía solar por radiación (térmica); energía del viento por rozamiento (cinética); y energía derivada de los movimientos astronómicos (gravitatoria). Por otro lado libera energía en las olas, las corrientes y las mareas.

Las olas y las mareas son fundamentales para entender la dinámica de las costas: playas, acantilados, marismas, etc.

Las corrientes tienen una influencia fundamental en la dinámica climática y en los ecosistemas marinos.

Hay dos **tipos principales de corrientes marinas**: corrientes superficiales y corrientes profundas.

Corrientes marinas superficiales

Las **corrientes marinas superficiales** son flujos de agua, de unas pocas decenas de metros a una centena de metros, originadas por los vientos.

Además del viento, la distribución real de corrientes superficiales se ve afectada por la distribución de los continentes, de forma que ha variado sustancialmente a lo largo de la historia geológica.

Como se producen en la **zona fótica** (profundidades a las que llega la luz solar), afecta al fitoplancton fotosintético y a todos los ecosistemas marinos.

Como dependen de los vientos, su organización global se entiende si se comprenden los vientos dominantes en el planeta. Estos vientos se explican en un modelo conocido como Circulación General Atmosférica, que puede verse en la Figura 61. .

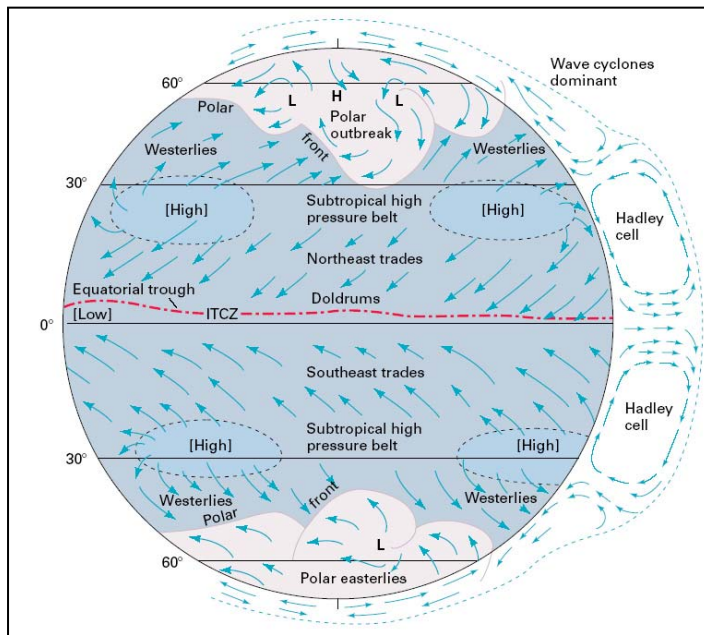


Figura 61. El modelo básico de Circulación General Atmosférica. Strahler and Strahler, 1989.

Como puede verse en la Figura 62. , las principales corrientes marinas superficiales tienen que ver con los vientos descritos por el modelo de **Circulación General Atmosférica**.

A ambos lados del Ecuador, dibujan un bucle en sentido horario en el hemisferio norte y antihorario en el hemisferio sur.

Como consecuencia, en el Ecuador predomina un flujo hacia el Oeste, que oscila en intensidad y, cuando se ve recudido da lugar al fenómeno de El Niño.

En el Pacífico y Atlántico Norte, en el Pacífico, Índico y Atlántico Sur predomina un flujo hacia el Este. Por ejemplo, la corriente del Golfo, trae aguas templadas desde el Caribe hasta las costas europeas.

La Antártica está completamente rodeada por la corriente Circum-Antártica, que ejerce un efecto aislante e impide la llegada de aguas templadas a sus costas

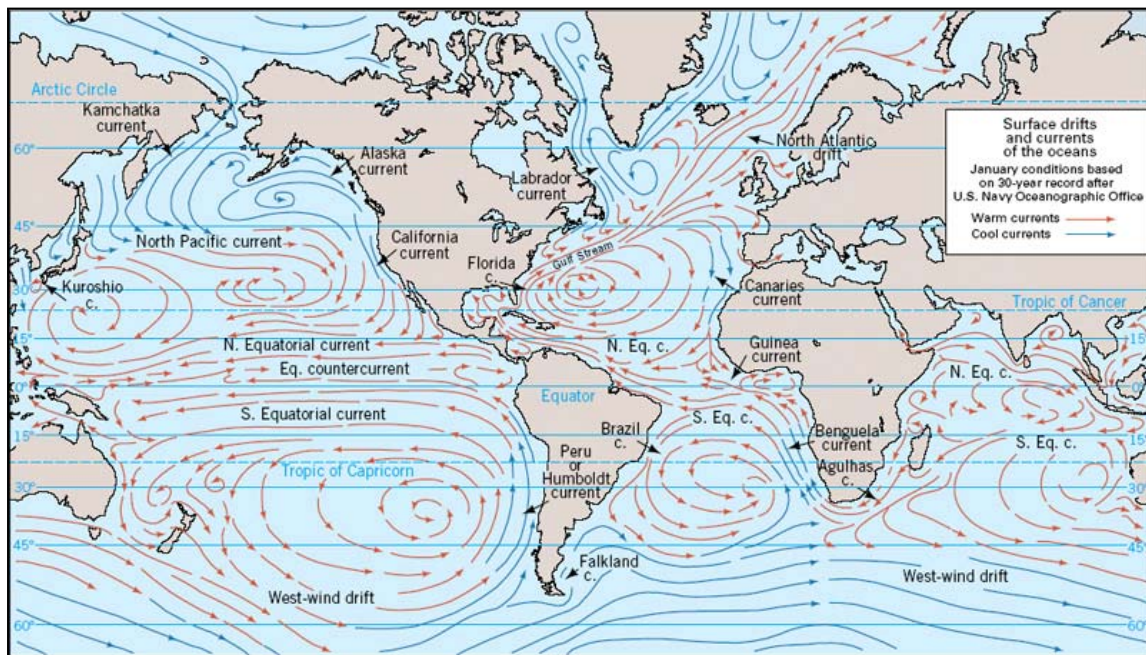


Figura 62. Principales corrientes marinas superficiales en enero. Strahler and Strahler, 1989.

Corrientes oceánicas profundas

Las **corrientes oceánicas profundas** son flujos constantes de agua a cualquier profundidad y reguladas por las diferencias de densidad. Las **diferencias de densidad oceánica** dependen en los océanos de la **salinidad** y de la **temperatura**.

La Figura 63. muestra el principal sistema de corrientes profundas, conocido como la **Cinta Transportadora de Calor**, que parece haber regulado el clima a lo largo del Terciario y el Cuaternario. En este sistema las aguas del Atlántico Norte, cálidas y procedentes del Caribe, sufren una intensa evaporación en el Anticiclón de las Azores y se enfrían al acercarse al Ártico. Como consecuencia aumenta su salinidad y su densidad y se hunden hacia el fondo por donde emigran hacia el Atlántico Sur y de allí al Índico y Pacífico. Esta pérdida de agua profunda se ve compensada por la entrada de agua superficial y cálida.

Ocasionalmente, la configuración del océano y la distribución de continentes provocan ascensos de agua profunda, antigua, fría y rica en nutrientes. Estos ascensos se denominan corrientes de upwelling y suministran nutrientes que dan lugar a zonas con una riqueza pesquera inusual, como ocurre en la costa occidental de Sudamérica o en el Atlántico subtropical.

Cualquier alteración de estas corrientes tiene efectos de escala planetaria.

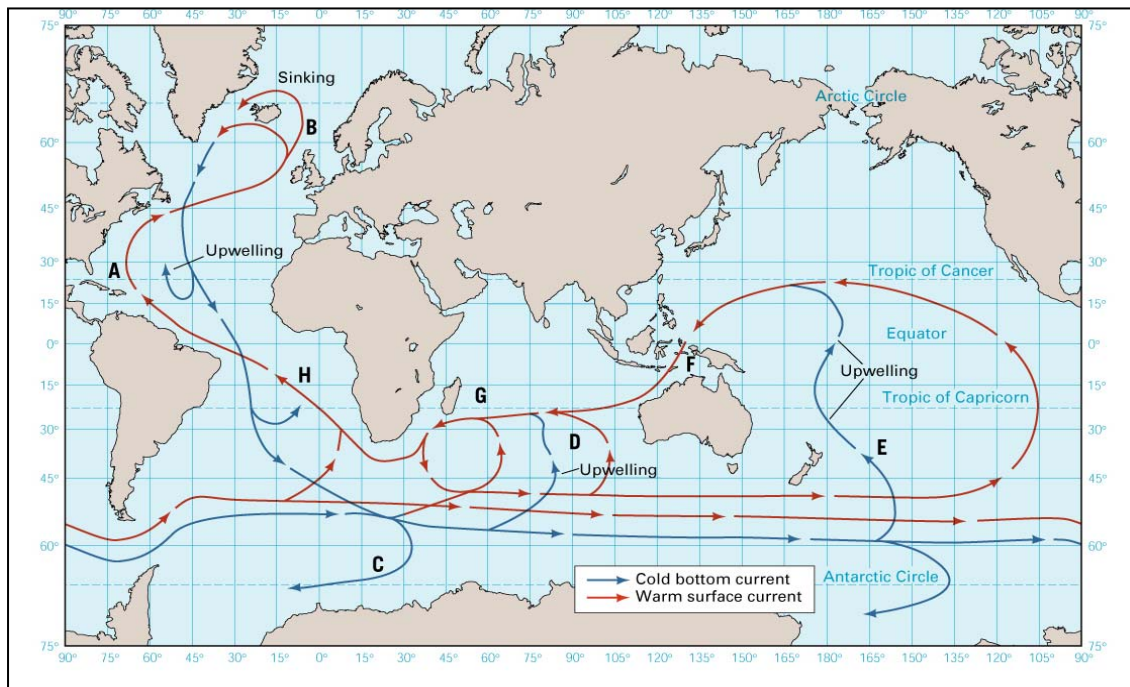


Figura 63. Corrientes oceánicas profundas. Strahler & Strahler, 1989.

8.3. Las aguas subterráneas: acuíferos.

Se llama **agua subterránea** al agua que ocupa los poros y huecos de las rocas por debajo del nivel freático, por debajo del cual todos los poros comunicados están llenos de agua.

El agua de precipitación se mueve por gravedad hacia abajo. Si el suelo lo permite, entra en sus poros y viaja hacia abajo por el proceso de **infiltración**. El agua que no puede infiltrarse circula por la superficie formando la **escorrentía**, que alimenta ríos, lagos y mares.

El **agua edáfica** es la que queda atrapada en los poros del suelo, por capilaridad basada en la alta tensión superficial del agua. Esta agua es la que usan las plantas para su crecimiento.

El resto del agua infiltrada sigue viajando hacia abajo hasta encontrar todos los poros llenos y entonces se incorpora a las aguas subterráneas.

La **zona vadosa** o **zona insaturada** es el espacio situado entre el nivel freático y el suelo, por donde viaja el agua de infiltración.

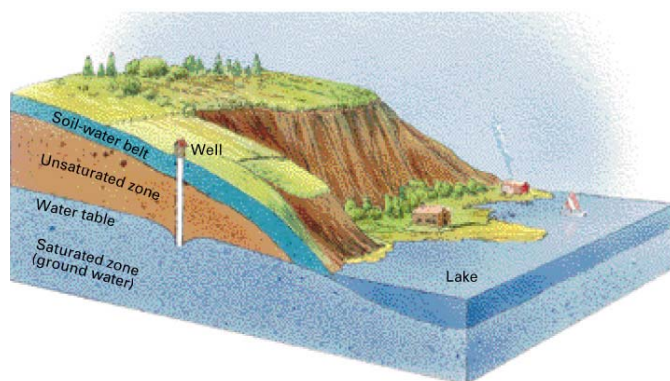


Figura 64. Agua edáfica, subterránea y zona vadosa. Strahler & Strahler, 1989

El **nivel freático** es la superficie por debajo de la que todos los poros están llenos de agua. Lógicamente, el nivel freático cambia constantemente de posición dependiendo del **balance hídrico del acuífero**, el balance entre las entradas y salidas de agua.

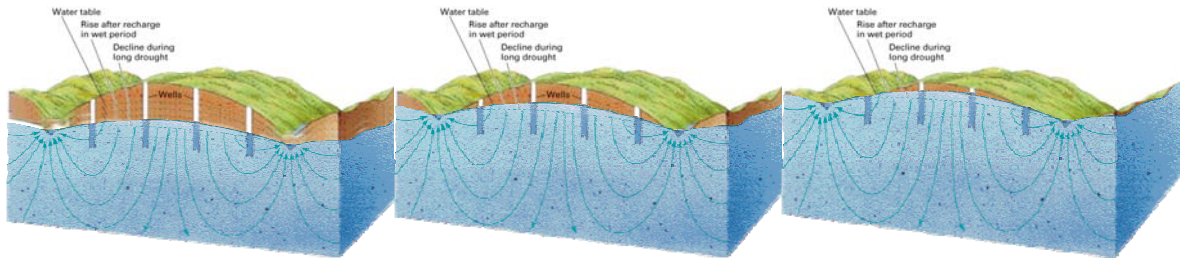


Figura 65. Oscilación del nivel freático en función del balance hídrico: sus efectos sobre los pozos o las inundaciones. Basado en un dibujo de Strahles & Strahler, 1989.

Las oscilaciones del nivel freático pueden tener efectos sobre los pozos (subidas o bajadas de nivel) o sobre las inundaciones (que pueden ser más o menos frecuentes dependiendo del nivel freático). Por ejemplo, la desecación de las Tablas de Daimiel es el resultado de un descenso del nivel freático por la extracción de aguas subterráneas.

Un **acuífero** es cualquier volumen de roca poroso y capaz de almacenar agua subterránea, permitiendo su movimiento.

Hay varios **elementos y tipos de acuíferos** (Figura 66.):

- Acuífero**: el cuerpo que permite flujo de agua.
- Acuífero colgado** (perched): cuando queda sostenido por un nivel impermeable muy por encima del nivel freático principal.
- Acuitardo**: Nivel rocoso muy poco permeable que dificulta el flujo de agua subterránea.
- Acuicludo**: Nivel completamente impermeable.
- Manantial o fuente** (spring): lugar donde cualquier tipo de acuífero es cortado por la superficie, provocando la salida a la superficie (descarga) de agua subterránea.

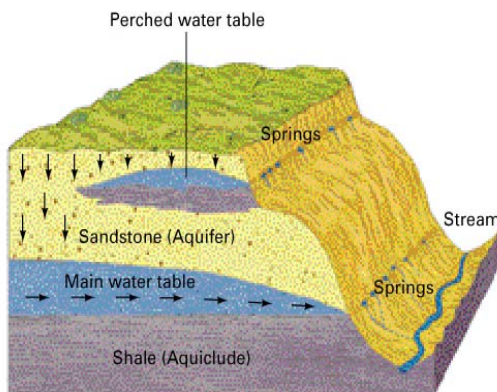


Figura 66. Elementos y tipos de acuífero

Podemos definir los siguientes **tipos de acuíferos por el tipo de poros**:

- Acuíferos de porosidad granular. Los poros son los huecos que quedan entre los granos que forman la roca.
- Acuíferos de fisuración. Los poros son fracturas: fallas o diaclasas.
- Acuíferos por disolución. Los poros se han formado por disolución de roca. Muy a menudo se trata de fisuras agrandadas por disolución.

Los principales problemas ambientales de los acuíferos

Aunque hay otros problemas ambientales de los acuíferos, la sobreexplotación de acuíferos y su contaminación son los más extendidos e importantes; además, otros problemas derivan de estos dos.

La **sobreexplotación de acuíferos** se produce cuando la extracción de agua es mayor que la capacidad de recarga del acuífero o de una parte de él. Si la sobreexplotación es **local**, se produce un descenso del nivel de los pozos cuando la extracción es tan rápida que no da tiempo a que el flujo de agua en el acuífero compense la extracción. Así se produce un cono de extracción o cono de depresión del nivel freático que obliga a excavar

pozos cada vez más profundos (Figura 67. A). Si la sobreexplotación es **regional**, todo el nivel freático de la región descende porque las extracciones superan a la recarga (como ocurre en las Tablas de Daimiel, o en la Figura 65.)

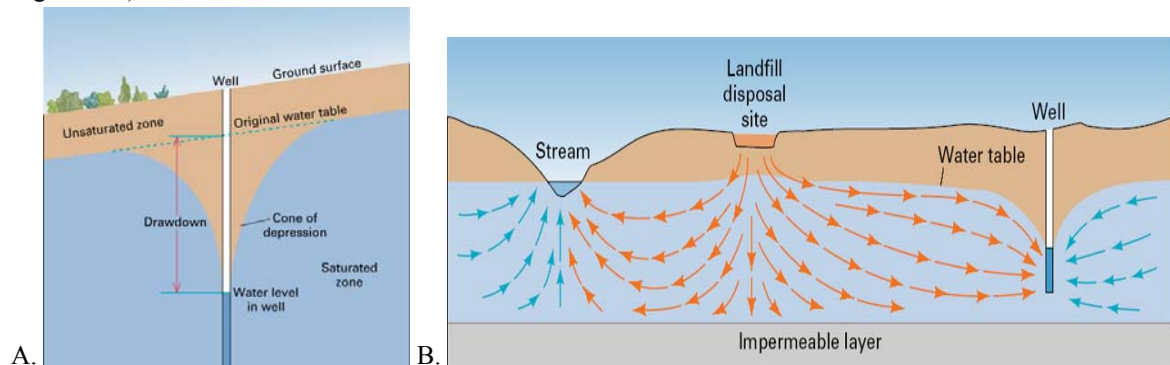


Figura 67. A. Formación de un cono de depresión por extracción de agua en un pozo. B. Contaminación de aguas subterráneas y afección a ríos y pozos. Strahler & Strahler, 1989.

La **contaminación de acuíferos** se produce cuando agua contaminada se infiltra. Puede haber fuentes puntuales de contaminación (como una fuga en una gasolinera) o fuentes dispersas de contaminación (como los fertilizantes que se usan en agricultura). Lo importante es que la contaminación del agua subterránea, una vez que se produce, es difícil de eliminar, puede durar grandes periodos de tiempo y afectar al uso del agua a grandes distancias. La **Figura 67. B** muestra cómo el flujo de las aguas subterráneas hace llegar la contaminación a ríos y lagos lejanos.

8.4. Referencias

Strahler A & Strahler A (1989 y ediciones posteriores) Geografía Física, Ed. Omega

9. Atmósfera

9.1. Composición y estructura vertical de la atmósfera

La atmósfera es una mezcla de gases (el aire) que son mantenidos por la gravedad terrestre como una envuelta. Su límite se fija por convención a 1.000 Km sobre el nivel del mar, pero este límite es artificial por dos razones: hay gases a mayor altitud, pero la atmósfera por debajo del límite esta extremadamente enrarecida.

Composición

Ionosfera - Heterosfera

Por encima de los 80 km los elementos están ionizados por la radiación X y UV. Los electrones se mueven en la ionosfera (corriente eléctrica) y producen diferencias en la densidad de electrones (respecto a cationes y partículas neutras) modificando el coeficiente de ionización. Este coeficiente aumenta con la altura hasta disminuir por enrarecimiento. Se distingue tres capas de abajo a arriba: D, E y F. Sólo la F se mantiene ionizada por la noche y es responsable de la reflexión de ondas de radio.

Tiene composición heterogénea y se distinguen cuatro niveles en los que predomina un gas:

- 1º.- Nitrógeno molecular dominante
- 2º.- Oxígeno atómico
- 3º.- Helio atómico

4°.- Hidrógeno atómico

Por encima se extiende la magnetosfera, constituida por partículas no ligadas al campo gravitatorio sino a la interacción campo magnético terrestre y el viento solar.

Neutrosfera - Homosfera

La composición es homogénea excepto en cuanto contenido en agua y polución y las partículas no están ionizadas.

La composición homogénea implica necesariamente que hay procesos de mezcla.

Gases permanentes (%de masa).- Nitrógeno (75.51), Oxígeno (23.15), Argon (1.23), Dióxido de Carbono (0.05) y trazas de H, Ne, He, Kr, Xe, Ra, ozono y metano.

Gases variables.- vapor de agua, dióxido de carbono y ozono.

Constituyentes no gaseosos.- polvo, sal, humos, agua condensada.

Estructura

Como el aire se comprime fácilmente, el aire se concentra en sus partes inferiores como consecuencia de la presión ejercida por el aire de las capas superiores, mientras que la concentración de gases disminuye con la altura (50% de la masa atmosférica está en los 5.6 km inferiores).

La **presión atmosférica** es la fuerza que ejerce sobre un punto todo el aire situado sobre él, como consecuencia de la gravedad; se mide en milibares. El valor medio de la presión atmosférica en superficie es de 1013.2 mb =1 atm). Como depende de la masa de aire situada por encima, la presión decrece siempre con la altura (Figura 68.)

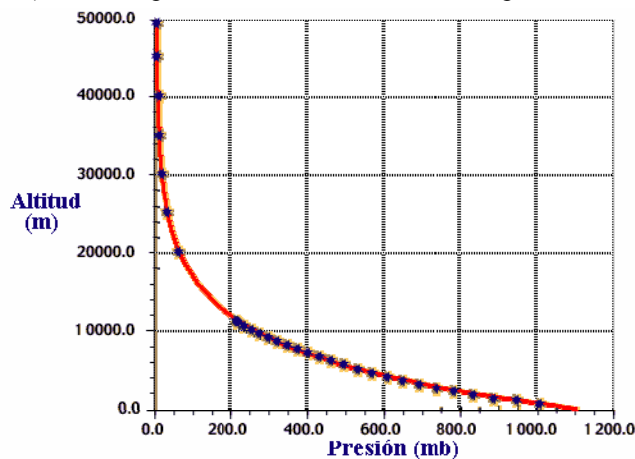


Figura 68. Distribución vertical de la presión. <http://www.meteored.com/ram/150/adecuado-uso-del-barometro/>

La **temperatura**, en cambio, tiene una distribución altitudinal variable que permite subdividir la atmósfera en algunas partes. De hecho, la estructura de la atmósfera se explica por las capas que define la distribución de la presión. La Figura 69. representa los niveles más importantes y la distribución de temperatura.

Gráfica	Limites	Capas	T	Composición	
		Termosfera			Heterosfera
	Mesopausa 80km				Ionosfera (<1%)
	Estratopausa 50 km	Mesosfera		O, O ₂ , O ₃ , N, N ₂	Homosfera
	Tropopausa 8-10 km	Estratosfera		O, O ₂ , O ₃ , N ₂	Homosfera (>99 %)
		Troposfera		Meteoros, agua,	

				CO ₂ , contaminación	
--	--	--	--	------------------------------------	--

Figura 69. Distribución vertical de la temperatura, estructura y composición de la atmósfera. El gráfico de la izquierda procede de <http://www.meteored.com/ram/425/meteorologia-i-composicion-y-distribucion-de-la-atmosfera-como-un-oceano-de-aire-agitado/>, según Tarbuck y Lutgens, 1999.

La **troposfera** contiene el 75% de la masa atmosférica. La mayor parte de la masa atmosférica y la mayoría de los fenómenos meteorológicos se dan en la troposfera. Sin embargo, la composición y características de la atmósfera superior son esenciales para entender el balance de radiación y el clima terrestre. Sus rasgos principales son:

- Decrecimiento más o menos uniforme de la temperatura con la altitud. Excepto en el polo de invierno donde, sobre las superficies nevadas o heladas hay una inversión térmica.
- Salvo junto a la superficie, donde hay influencias topográficas, la velocidad de los vientos aumenta con la altitud hasta la tropopausa.
- Contiene prácticamente todo el agua y las nubes.
- Contiene toda la actividad convectiva y una apreciable componente vertical en el movimiento del aire.
- Contiene prácticamente todas las partículas sólidas y la polución.
- Contiene los meteoros atmosféricos (el tiempo).

La **tropopausa** es el límite superior de la troposfera. Es una inversión térmica (a partir de ella la temperatura aumenta con la altitud) o en ocasiones una capa isotérmica (la temperatura no varía; esto la convierte en un cierre para la actividad convectiva. Su altitud varía con la latitud y las estaciones y en función de la altitud se tienen temperaturas diferentes, dándose la paradoja de que la temperatura es menos sobre el Ecuador que sobre los polos. Su altura en el Ecuador es de 16-17 km (a una temperatura de unos -80 °C) y en los Polos de 8-9 km (a temperatura de unos -60 °C).

La **estratosfera** se suponía una capa básicamente estratificada como consecuencia del gradiente de temperatura.

- La temperatura de la baja estratosfera aumenta gradualmente con la altitud o se mantiene constante. En la alta estratosfera aumenta siempre hasta valores próximos a los de la superficie.
- Es muy seca, sin agua ni nubes.
- Contiene O₃ (menos de 10 ppm), sobre todo bajo los 35 km (máx. hacia los 25 km). Absorbe la radiación ultravioleta (long. de onda 0.23-0.32 micras) calentándose.
- Funde la mayoría de los meteoritos.

En la **mesosfera** la temperatura decrece hasta la **mesopausa** donde alcanza los -90 o -100 °C. En invierno predominan vientos del oeste que crecen en velocidad en las capa bajas, hasta los 80 m/s a 70 km.

En la **termosfera** la temperatura vuelve a aumentar con la altitud hasta los 1200 °C. Está compuesta principalmente por O₂ y N₂, pero a partir de los 200 km predomina el oxígeno atómico (O) que absorbe la radiación UV de longitud de onda menor de 0.2 micras. La termosfera

9.2. Balance global de radiación y distribución geográfica del balance

Balance global de radiación

El **balance global de radiación** es la diferencia entre toda la radiación recibida por la atmósfera y toda la que abandona el planeta.

Para entender el balance de radiación es fundamental conocer las leyes de Stefan-Boltzmann y Wien.

Ley de Stefan-Boltzmann. La cantidad de radiación (flujo) emitida por un cuerpo negro (aquel que emite la máxima cantidad de radiación en todas las longitudes de onda para su temperatura) es directamente proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta:

$$F = \sigma T^4$$

Ley de desplazamiento de Wien. La longitud de onda de mayor intensidad de emisión (λ_{max}) de un cuerpo negro es inversamente proporcional a su temperatura absoluta T:

$$\lambda_{\text{max}} = 2897 \times 10^{-6} / T \text{ (m)} = 2897 / T \text{ (}\mu\text{m)}$$

Como consecuencia de estas leyes el Sol y la Tierra emiten radiación, pero la radiación solar es radiación de onda más corta que la emitida por la atmósfera. La superficie de la Tierra también emite una radiación como consecuencia de su temperatura (mayor de 0° K) emite una cierta radiación. Cómo su temperatura es menor que la del sol emite una cantidad menor y en una longitud de onda mayor.

La atmósfera absorbe el 94% de la radiación de onda larga y es rerradiada en longitudes de onda aun mayores contra la superficie. El vapor agua absorbe las radiaciones de 5.5-8.0 μm o mayor de 20 μm ; el CO₂ absorbe las longitudes de onda de 4-5 μm y 14-16 μm .

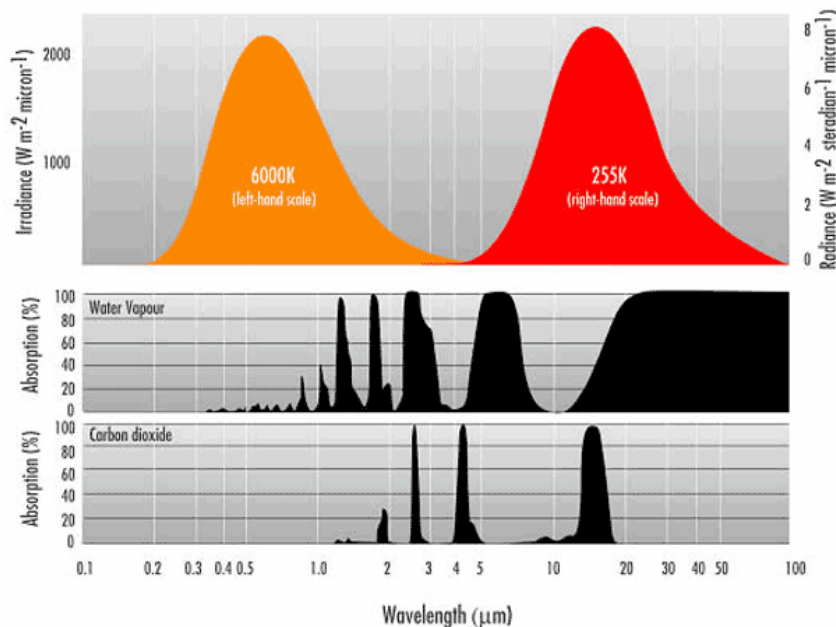


Figura 70. Radiación entrante y saliente en la atmósfera, junto a la absorción por gases atmosféricos.

Como consecuencia de estos factores puede definirse un balance global de la radiación, siguiendo la trayectoria de una cantidad de radiación (constante solar = 100).

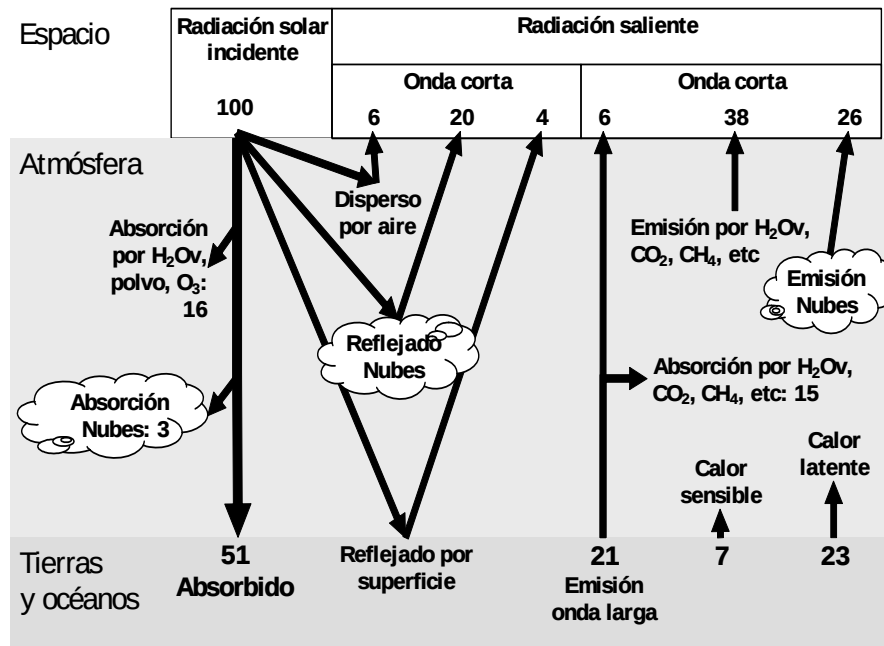


Figura 71. Balance global de radiación en la atmósfera

Distribución geográfica del balance de radiación

Hay que tener en cuenta que la distribución horizontal de la energía no es homogénea. Un estudio latitudinal demuestra que el ecuador recibe más radiación que los polos; las altas latitudes tienen un balance negativo de radiación frente a las bajas que tienen un exceso. La diferencia de balance genera una transferencia de calor hacia los polos que es máxima en los 35° de latitud. La transferencia la realiza la circulación general atmosférica (70-90%) y las corrientes oceánicas.

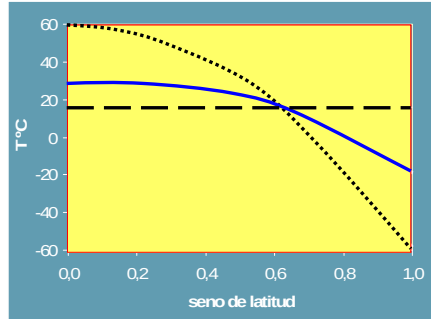


Figura 72. La línea azul representa la temperatura media en función de la latitud en un planeta, como la Tierra, con cierta capacidad de redistribuir la energía de la atmósfera. La línea de puntos representa la temperatura si no hubiera transferencia y la línea discontinua, lo que ocurriría si hubiera una eficacia absoluta en la transferencia.

9.3. Presión atmosférica y circulación del viento: principios básicos. El efecto de Coriolis.

En ausencia de otras fuerzas, el aire se mueve de mayor a menor presión.

Sin embargo, el viento se produce en un planeta en rotación y, como consecuencia, todo movimiento sobre la Tierra tiende a desviarse según predice el **efecto de Coriolis**.

El **efecto de Coriolis**, o **aceleración de Coriolis**, es la desviación que sufre cualquier cuerpo en movimiento sobre otro cuerpo en rotación. Afecta al viento y las corrientes oceánicas, y también a los proyectiles, los aviones o los barcos. El efecto de Coriolis se traduce en una desviación hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur, y circula paralelo a las isobaras. El viento basado según esta idea (gradiente de presión+rotación) se denomina **viento geostrófico**.

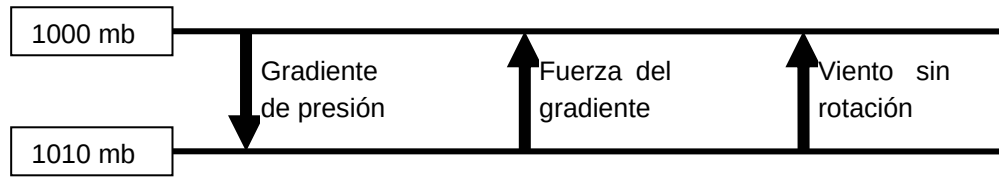
Como consecuencia, el viento predicho a partir de un mapa de distribución de la presión (mapa de isobaras) puede representarse paralelo a las isobaras y dejando las altas presiones a la derecha. Si además tenemos en cuenta la fricción, ésta produce una reducción de la velocidad del viento y, por tanto del efecto de Coriolis. El viento que se calcula con estos parámetros se llama **viento del equilibrio**, y circula oblicuamente a la isobaras y hacia las bajas presiones (ver Figura 74. A, B y C)

Como consecuencia, cuando hay zonas de baja presión (**borrasca**), como el viento circula hacia ellas, pero girando en sentido antihorario en el hemisferio Norte. En las zonas de alta presión (**anticiclón**), el viento circula desde ellas, pero girando en sentido horario en el hemisferio Norte. Estos rasgos pueden verse en las imágenes de los satélites meteorológicos con bastante frecuencia (Figura 73.).



Figura 73. Borrasca sobre Islandia. <http://phosks.madteam.net/>

A. Formación del viento en ausencia de rotación. La presencia de un gradiente de presión genera una fuerza que empuja el aire desde las zonas de alta presión hasta las de baja.



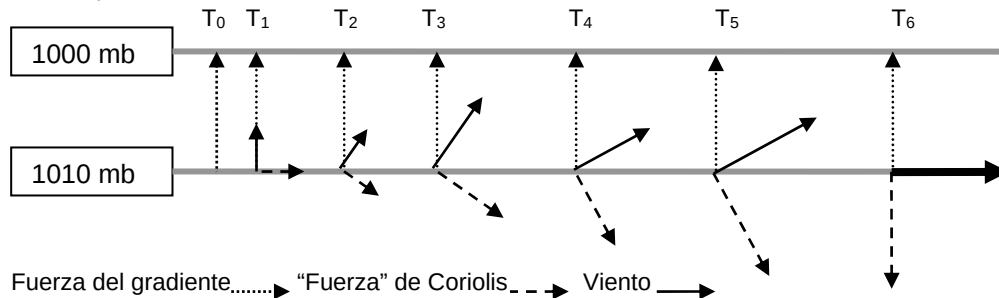
B. Formación del **viento Geostrófico** como consecuencia de la rotación, en el hemisferio Norte. La fuerza del gradiente de presión empuja el aire hacia las zonas de baja presión.

T₁. Conforme el viento va adquiriendo velocidad, aparece el efecto o “fuerza” de Coriolis, perpendicular al viento, a su derecha y proporcional a la velocidad del viento.

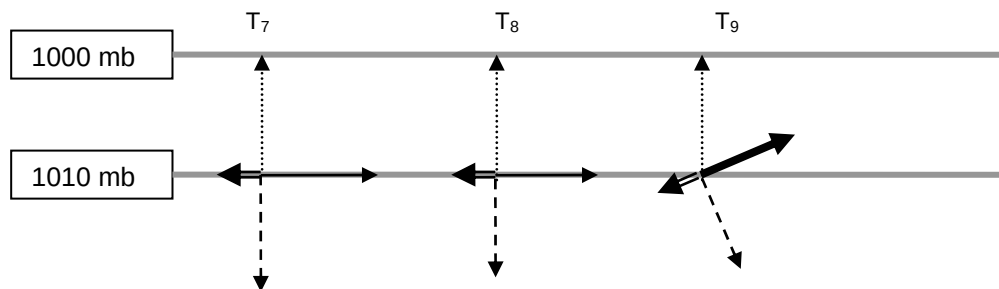
T₂. La fuerza de Coriolis desvía el viento hacia la derecha y ya no va perpendicular a las isobaras.

T₃, T₅. El viento va ganando velocidad, para ajustarse a la fuerza del gradiente, y la “fuerza” de Coriolis aumenta ajustándose a la velocidad y dirección del viento, desviándolo progresivamente.

T₆. Cuando las fuerzas del gradiente y de Coriolis se igualan en magnitud, el viento circula paralelo a las isobaras, dejando las altas presiones a su derecha, esto es, desviado hacia la derecha de su dirección inicial.



C. Formación del **viento del equilibrio**, por intervención de la fricción, en el hemisferio Norte. Si tenemos en cuenta la fricción, a partir del modelo de viento geostrófico, la fricción provoca una reducción de velocidad del viento y, por tanto una reducción de la “fuerza” de Coriolis. En consecuencia, el viento circula oblicuamente de las altas a las bajas presiones, algo desviado hacia su derecha.



D. El viento geostrófico y el viento del equilibrio en un mapa de isobaras real.

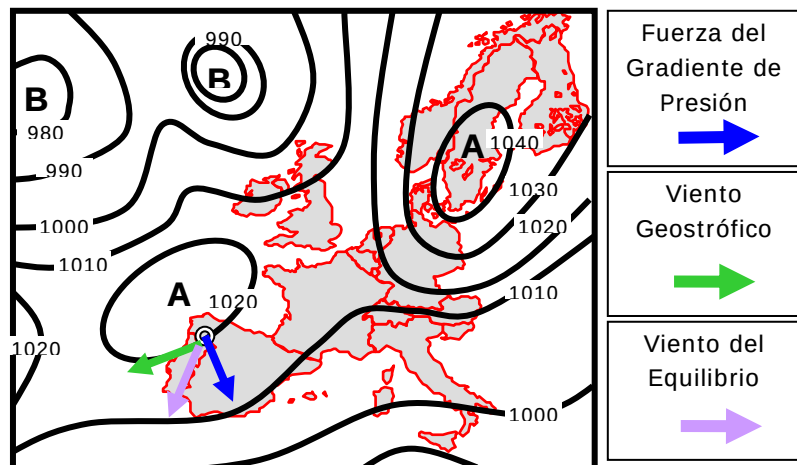


Figura 74. A, B y C. La formación del viento en función de la presión atmosférica, la rotación y la fricción: los modelos teóricos del viento. D. Su aplicación a un mapa real.

9.4. El modelo de Circulación General Atmosférica

Toda la circulación de vientos en el planeta está regida por esas sencillas reglas (que se complican con las diferencias de insolación de unos lugares a otros, las diferencias de rozamiento, de temperatura y muchas otras perturbaciones).

A escala planetaria, la circulación de vientos se suele describir con un modelo relativamente sencillo llamado Circulación General Atmosférica.

La zona ecuatorial se calienta más que los polos. En consecuencia, el aire es más ligero alrededor del Ecuador y más denso en los polos. Esto provocaría un gradiente de presión *en superficie* que envía viento frío de los polos al ecuador, movimiento que es compensado por ascenso de aire cálido en el ecuador que viaja por la parte superior de la troposfera hacia los polos. En teoría, así se formaría una **célula de convección** conocida como **célula de Hadley** (ver Figura 75.).

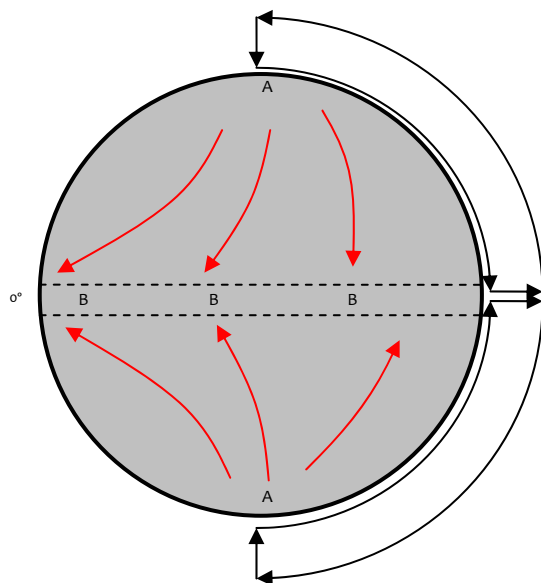


Figura 75. Un modelo de Circulación General con una sola célula de convección por hemisferio.

Sin embargo, la distribución de altas y bajas presiones, junto a la de los vientos dominantes muestran otra situación muy distinta: aunque es cierto que en los polos dominan las altas presiones y en la zona ecuatorial las bajas, hay dos **cinturones de altas presiones subtropicales** (entorno a los 30-40° de latitud) y dos **cinturones de bajas presiones subpolares** (40-55° de latitud), como muestra la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** Esta situación se explica porque los vientos que deberían viajar de Ecuador a polos o de polos a Ecuador se desvían como consecuencia del efecto de Coriolis y nunca alcanzan su destino teórico, rompiendo en varias células de convección la célula de Hadley. La introducción de este parámetro y las observaciones cada vez más avanzadas de la atmósfera han permitido desarrollar el modelo de Circulación General Atmosférica.

El modelo de Circulación General Atmosférica describe los rasgos básicos en los siguientes términos (ver Figura 77.):

- Las zonas polares son zonas de alta presión permanente (respecto a su entorno) con aire que desciende conforme se enfría.
- Las zonas ecuatoriales son zonas de baja presión permanente, con aire que asciende conforme se calienta.
- En superficie, las zonas polares empujan aire hacia latitudes menores, hasta que se encuentra con aire cálido procedente de latitudes menores. Las dos masas de aire no se mezclan sino que forman una zona de transición conocida como **frente polar**. En el frente polar el aire asciende hacia la tropopausa.
- El aire ascendente del frente polar no puede seguir ascendiendo al llegar a la tropopausa (por el gradiente térmico invertido de la estratosfera) y se ve obligado a dispersarse (diverge) hacia latitudes menores y mayores. El aire que viaja hacia el polo descenderá hacia la superficie en las altas presiones polares.

Geología. Tema 11. 1-2. Procesos superficiales: Meteorización y Edafogénesis

- En la alta troposfera, las áreas ecuatoriales empujan viento hacia latitudes mayores, hasta encontrar el viento procedente del frente polar. Como el ascenso es impedido por la tropopausa, esas dos corrientes convergentes tienen que descender, aumentando la presión bajo ellas y formando los **cinturones de altas presiones subtropicales**.

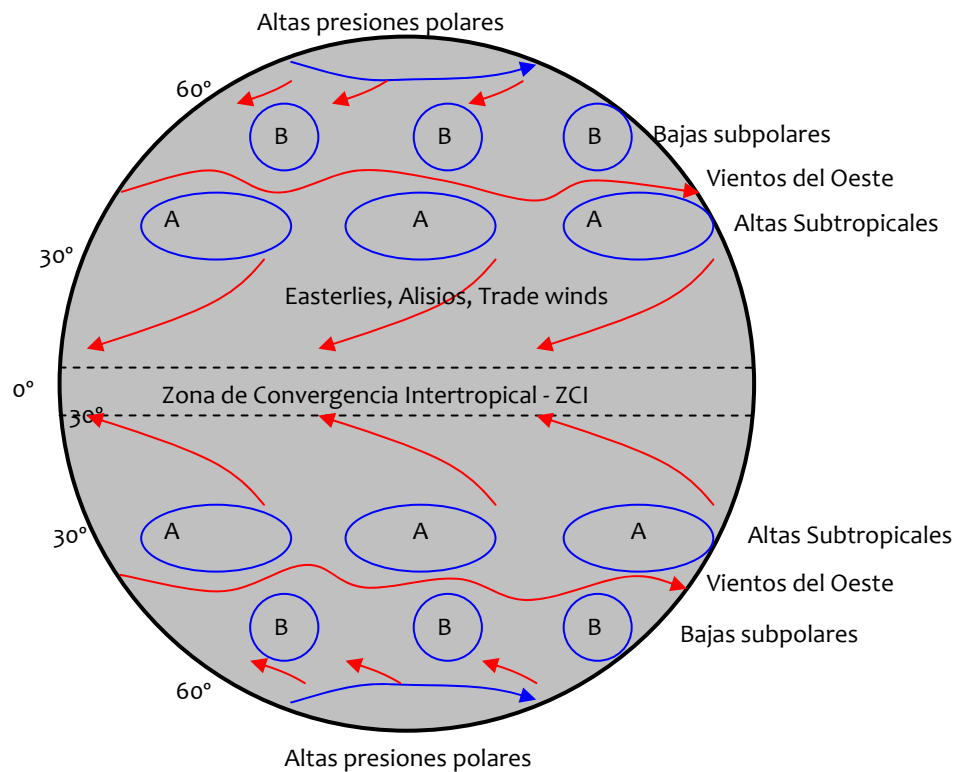


Figura 76. La distribución general de presión y vientos a escala planetaria.

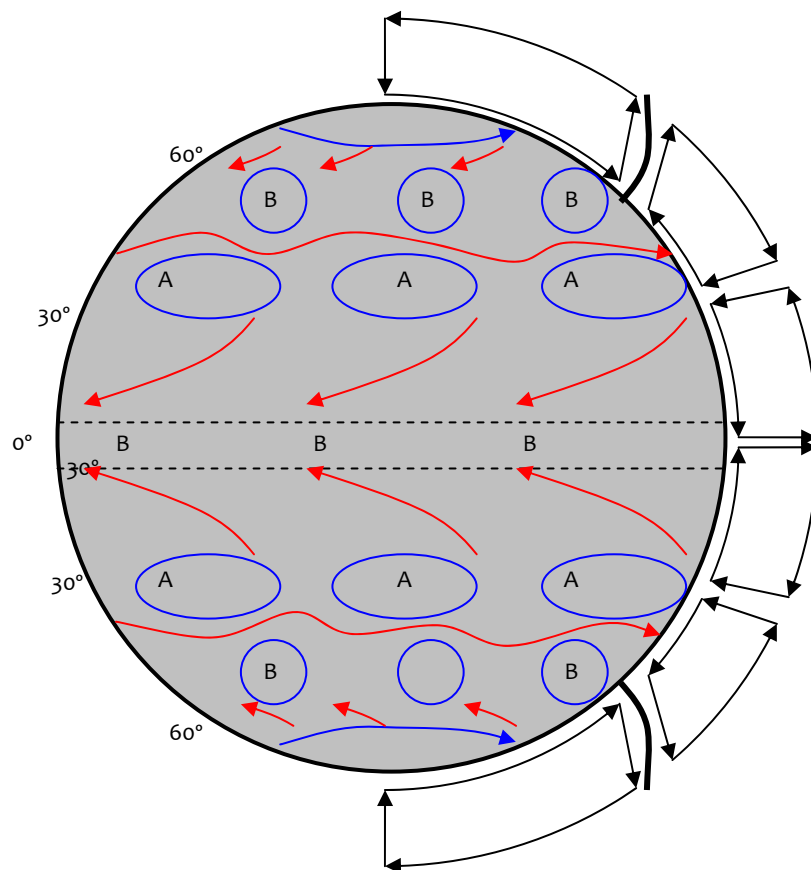


Figura 77. Esquema básico de la Circulación General Atmosférica: células de convección y frentes.

- El aire descendente de esa zona de altas presiones se ve obligado a dispersarse al llegar a la superficie, enviando vientos hacia el Ecuador (conocidos como Alisios, *trade winds* o vientos del Este) y hacia el frente polar (Contralisios o vientos del Oeste).

Circulación general y precipitación (lluvia)

En general, la **formación de nubes** se da cuando el aire se enfría y el vapor de agua que contienen se condensa. En la mayoría de los casos el enfriamiento se produce por ascenso del aire, que se enfría por descompresión y por contacto con las capas frías de la troposfera superior. Hay cuatro mecanismos que favorecen el ascenso del aire y la formación de nubes: el calentamiento desde la base, la aparición de obstáculos en la trayectoria del viento, la convergencia de viento en superficie y la formación de frentes en los que una masa de aire cálida asciende por encima de otra masa más fría.

Es bastante fácil ver que en la zona ecuatorial se unen los fenómenos de convergencia y calentamiento, mientras en el frente polar se unen los de convergencia y formación de frentes. En consecuencia, la mayor parte de la precipitación en el planeta se produce en estos cinturones de baja presión.

Al contrario, las zonas de alta presión (anticiclones) son zonas donde no se forman nubes y escasea la precipitación.

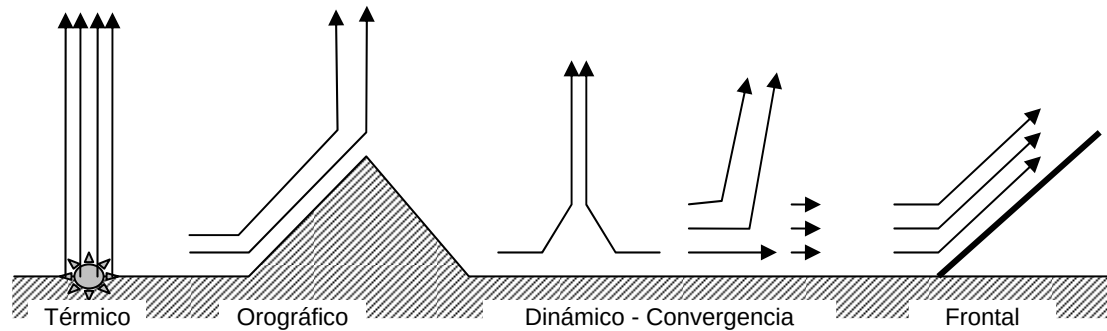


Figura 78. Mecanismos que provocan el ascenso del aire y la formación de nubes.

10. Meteorización

10.1. Procesos superficiales

Por convención se hace una división entre procesos geológicos internos y procesos geológicos externos.

Los **procesos geológicos internos** son aquellos que se mueven por la energía procedente del planeta, es decir, el flujo geotérmico y el flujo energético y de materiales que se producen en el núcleo, el manto y la corteza, siempre en presencia del campo gravitatorio.

Los **procesos geológicos externos** son puestos en marcha por la gravedad en la superficie terrestre y la energía solar, a través de varios flujos que dependen de ella, como el ciclo del agua o el viento.

10.2. Meteorización

La **meteorización** es el conjunto de procesos que transforman las rocas en la superficie terrestre; puede considerarse como la adaptación de las rocas al **ambiente bioclimático** superficial. La meteorización se inicia cuando rocas de origen profundo (metamórficas o ígneas son expuestas a las condiciones superficiales) o cuando otras rocas cambian de condiciones bioclimáticas (por ejemplo, cuando rocas sedimentarias marinas son expuestas en una zona continental). Puede usarse el término **alteración** pero algunos autores no lo consideran un sinónimo s.s.

Convencionalmente, se habla de meteorización para referirse a los procesos físicos y químicos y se habla de edafogénesis (procesos de formación de suelo) para los procesos biológicos; pero no hay un límite claro ya que los animales zapadores (excavadores) ejercen una acción física, algunas bacterias producen reacciones químicas (como en los barnices del desierto) y las aguas de lavado de la hojarasca del suelo tienen propiedades químicas que afectan a la meteorización.

De todas formas, conviene definir dos tipos de procesos de meteorización:

Meteorización física: las rocas son desagregadas por cambios en las condiciones físicas sin reacciones químicas importantes entre la roca y el agua o el aire.

Meteorización química: los minerales son transformados en otros más estables en superficie o en productos secundarios solubles, bien por reacciones químicas entre los minerales de la roca o, más frecuentemente, por reacciones químicas con el agua y las disoluciones que circulan entre los poros de la roca.

Puedes encontrar información básica en <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10r.html>.

La meteorización es muy importante porque produce un **manto de alteración**, esto es una cubierta de roca transformada, de grosor variable y que determina muchos aspectos del relieve y el paisaje. El manto de alteración y el suelo forman el **regolito** (todo el material entre el sustrato y la superficie, incluyendo sustrato meteorizado, depósitos recientes y suelo). El regolito es fácil de desagregar (**friable**), erosionable y es permeable; al menos en comparación con la mayoría de las rocas que han sufrido un proceso de litificación o compactación.

10.3. Factores que controlan la meteorización

Los procesos de meteorización dependen de factores puramente geológicos, otros de carácter bioclimático y, de manera especial, del transcurso del tiempo.

Entre los **factores geológicos** el tipo de roca influye a través de la permeabilidad y la granulometría, que condicionan la penetración del agua y el aire y la cantidad de reacciones o cambios de estado posibles. El color de las rocas influye en su capacidad de absorber radiación solar y cambiar de temperatura.

Meteorización

La tectónica influye de muchas formas. Al condicionar el levantamiento de regiones enteras, por ejemplo, favorece la exposición de rocas a la intemperie y, por tanto, los procesos de meteorización. De igual forma, al crear zonas deprimidas en las que se acumulen sedimentos que protegen a las rocas de la alteración.

Los procesos geomorfológicos dependen de la alteración (es más difícil erosionar granito que granito alterado) pero también influyen en la alteración. Por ejemplo, un glaciar protege a las rocas subyacentes de la alteración, pero las condiciones periglaciares favorecen la alteración física de las rocas.

Entre los **factores bioclimáticos**, merece destacar aspectos climáticos básicos: la humedad y la temperatura. La presencia de agua es fundamental en todos los procesos de meteorización química. En cambio, en ausencia de agua, algunos procesos de meteorización física son muy eficaces (como la termoclastia en los desiertos). La temperatura actúa de varias formas: la mayoría de las reacciones químicas son más eficaces y rápidas a alta temperatura y si la temperatura se mantiene constante; en cambio, casi todos los procesos de meteorización física requieren cambios frecuentes y muy amplios de temperatura (termoclastia, crioclastia o haloclastia).

Tabla 13. Principales factores de la meteorización	
FACTORES GEOLÓGICOS	FACTORES BIOCLIMÁTICOS
LITOLOGÍA Permeabilidad, granulometría, composición Color	CLIMA Agua Temperatura Valores Variabilidad: amplitud y frecuencia de los cambios
TECTÓNICA Levantamiento o subsidencia	BIOLOGÍA Vegetación
GEOMORFOLOGÍA Erosión hídrica o eólica	
↩ TIEMPO ↗	

10.4. Procesos de meteorización física

Gelifracción o crioclastia. La gelifracción se produce por ciclos repetidos de fusión y congelación de agua en fisuras o poros de las rocas. Como la densidad del hielo es menor que la del agua y como el proceso de congelación se produce por congelación de agua líquida sobre superficies de heladas, la formación de hielo en los fisuras o poros ejerce una presión sobre las paredes de éstos que tiende a agrandarlos y puede provocar la rotura o desagregación de la roca.

La gelifracción aprovecha la estructura de las rocas y las desintegra en bloques o partículas. Así, da lugar a formas de rotura y canchales (Figura 79.).

Cuando los ciclos de fusión-congelación se dan en rocas desagregadas, las partículas son desplazadas por el hielo que actúa como un agente de transporte. Este fenómeno se conoce como **gelifluxión** o **solifluxión** y es un caso límite entre la meteorización pura y el transporte periglacial. Da lugar a fenómenos como las terracillas y los lóbulos de solifluxión (Figura 79.).



Figura 79. Gelifracción (Cordillera Sumava, República Checa) y terracillas de solifluxión (macizo de Peñalara, Sistema Central Español)

Haloclastia o Crecimiento de cristales de sal. En zonas donde la disponibilidad de sales solubles es alta, como el litoral y algunos desiertos, y en climas secos, el agua puede llegar a la superficie de las rocas por capilaridad o por condensación durante las noches. Esta agua puede disolver sal que precipita cuando se produce evaporación. Los cristales de sal pueden ejercer también, como el hielo, presión en los poros y microfisuras. Así se forma muchas pequeñas cavidades en varios tipos de roca: nichos, pits, arcos rocosos, etc.

Descompresión. Las rocas formadas en profundidad sufren una gran descompresión en su camino hasta la superficie. Esta descompresión abre vías de penetración para los agentes de meteorización física y química (aire y agua) que así pueden actuar hasta cierta profundidad.

Un error muy común, tanto que aparece en la mayoría de los libros de texto como una verdad indiscutible, es atribuir a la descompresión la formación de las estructuras en capas de cebolla de los granitos. Sin embargo, estas estructuras se dan en otras rocas que nunca estuvieron sometidas a grandes presiones. La estructura en capas puede formarse por otros mecanismos, como la compresión tectónica, aunque la descompresión pueda facilitar la penetración del agua en esta estructura y, con ello, una mayor “visibilidad” de la estructura.

Termoclastia por dilatación y contracción térmicas. Los cambios extremos de temperatura producen cambios de volumen de las rocas. Algunas rocas pueden sufrir un fenómeno de fatiga y llegar a romperse, fenómeno habitual en las zonas desérticas. De todos modos, incluso cuando las rocas no lleguen a romperse un proceso continuo de dilatación-contracción debilita su estructura y las hace más vulnerables a otros procesos de meteorización.

Presión de raíces. Las raíces de las plantas pueden dar lugar desagregación física de las rocas, en particular cuando las raíces tienen que penetran en busca de agua en rocas poco friables pero fracturadas.

10.5. Procesos de meteorización química

Los procesos de meteorización química cambian la composición de algunos o todos los minerales de una roca, o los disuelven. Al hacerlo, cambia el volumen (generalmente aumenta), se destruye la estructura de la roca y disminuye la cohesión.

Los procesos más frecuentes son la **disolución**, la **hidrólisis**, la **oxidación** y las reacciones con el ácido carbónico o **carbonatación** (que en el caso de las rocas carbonatadas es fundamental en el proceso de disolución).

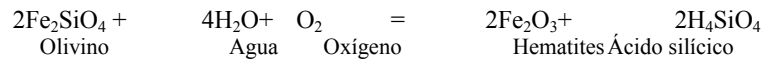
La **disolución directa** sólo se da en algunas rocas compuestas por minerales muy solubles, como la halita o el yeso, que se formaron por el proceso inverso, es decir, la evaporación de soluciones salinas. De hecho estas rocas apenas afloran en la superficie de las regiones húmedas porque son disueltas muy rápidamente. Pero en regiones semiáridas los macizos de rocas evaporíticas, en particular los yesos, pueden ser muy abundantes y contener relieves directamente relacionados con los fenómenos de disolución, como cuevas, conductos o dolinas.



Figura 80. Dolina en yesos (valle del Tajuña, Titulcia, Madrid)

La **oxidación** es la combinación de un mineral con oxígeno atmosférico o disuelto en agua. Este proceso es muy importante en la alteración de los silicatos con hierro, en los que se dan reacciones del estilo de la siguiente:

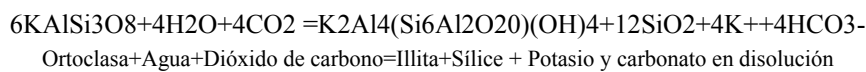
Meteorización



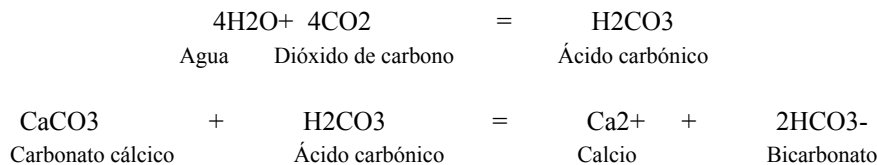
En general, el hierro en su forma oxidada es más estable en la superficie y mucho más soluble, de forma que la oxidación es un proceso inicial de la destrucción de muchas rocas. Muchas fachadas de edificios, construidas o recubiertas con granito, muestran las manchas oscuras de la oxidación de la biotita y en el relieve este es el proceso inicial de desagregación de la estructura de la roca.

La **hidrólisis** consiste en la combinación de los minerales con el agua, es decir con los iones H^+ o OH^- . En realidad son reacciones muy complejas en las que a menudo aparecen implicados otros compuestos. La hidrólisis es responsable en gran medida de la formación de grandes mantos de alteración en zonas húmedas, mantos donde se forman los minerales de la arcilla.

Muchos fenómenos de hidrólisis implican la participación del ácido carbónico o del dióxido de carbono, y se habla de **carbonatación**. El proceso puede ilustrarse con la siguiente reacción de hidrólisis de la ortoclasa para formar illita:



En el caso de las rocas carbonatadas, la reacción más importante es la **hidrólisis ácida** en presencia de ácido carbónico, que desemboca en la disolución de las rocas y la formación de los relieves cársticos. El proceso puede resumirse en dos reacciones:



La relación entre ambas reacciones es muy estrecha y los cambios de equilibrio en una afectan a la otra. Esto da lugar a una dinámica bastante activa y a un conjunto de formas de relieve conocidos con el término croata de **karst**.

La carbonatación y la disolución de carbonatos pudo ser un mecanismo de fijación de CO_2 durante la orogenia alpina y haber contribuido al desarrollo de la glaciación.

Por último, los organismos vivos producen numerosas sustancias que reaccionan con las rocas y contribuyen a su meteorización. La **quelación** o la formación de pátina del desierto son algunos ejemplos de **meteorización bioquímica**.

10.6. La formación de mantos de alteración

El **manto de alteración** es el resultado de la alteración en superficie de las rocas. Es una capa de material suelto, o al menos muy friable, que recubre las rocas frescas. Puede considerarse un **producto residual** de la alteración ya que representa los restos de roca que no han sido retirados por disoluciones o erosión detrítica. Hay algunos términos que se usan con frecuencia de forma bastante confusa: regolito, alterita, arena, grus y lehn.

El término **regolito** puede usarse de dos formas diferentes: como sinónimo de manto de alteración o como el conjunto formado por el manto de alteración, el suelo edáfico y las formaciones superficiales de escaso espesor, como depósitos coluviales, que a menudo son difíciles de distinguir del manto de alteración s.s.

Alterita es un término petrológico que se refiere a los materiales (no pueden llamarse depósitos ni rocas en sentido estricto) que se forma por alteración.

Las **costras** o **duricrust** se forma en el manto de alteración cuando uno o varios minerales se concentran en una zona de ese manto como consecuencia de la circulación del agua. Muy a menudo la concentración de un mineral

Meteorización

es tan alta que da lugar a yacimientos de interés económico. La siguiente página web muestra un ejemplo del uso económico de algunas costras: <http://www.itsc.nl/~ingeokri/newsletter/summer98/newpage12.html>.

Las costras se nombran en función del mineral dominante y se distinguen seis tipos principales, que aparecen en la Tabla 14.

Tabla 14. Tipos principales de costras o duricrust	
Denominación	Componentes más abundantes
Silcrete, costras silíceas	SiO ₂ , sílice amorfa y cuarzo
Ferricrete, costras férricas	Fe ₂ O ₃ , hematites
Alcrete	Al ₂ O ₃ •H ₂ O, gibsita
Calcrete, caliche	CaCO ₃
Gypcrete	CaSO ₄ •H ₂ O, yeso
Salcrete	NaCl, sal gema o halita
Laterita	Esencialmente ferricretas arcillosas que se endurecen al exponerse al sol, aunque con un uso confuso

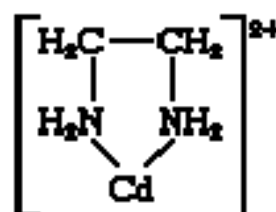


Figura 81. Dos ejemplos de pátinas del desierto, formando costras s.s. y recubriendo clastos, y un ejemplo de quelato —el complejo etilenediamina-cadmio (II). De izquierda a derecha:

<http://users.sfo.com/~jdavis/Pictures/DeathValley/index.html>, http://www.gamineral.org/rr06_yuma-az_ogilby-road.html y Enciclopedia Británica.

Un tipo especial de costra es el de la **pátina** o **barniz del desierto**. Consiste en una fina capa, normalmente oscura, que se forma cuando el agua disuelve los algunos compuestos de la roca, los transporta a la superficie por capilaridad y, al evaporarse los precipita en la superficie de la roca. La pátina del desierto, además es pulida por el efecto del viento y muy a menudo su formación es ayudada por bacterias que forman quelatos, sustancias muy estables (Figura 81.).

10.7. Alteración y paisaje: biostasia contra resistasia, o transporte dominante contra alteración dominante

El paso del tiempo conlleva casi siempre cambios en las condiciones ambientales y cambios en los procesos de alteración. En general podemos distinguir dos modelos de evolución que se alternan a lo largo de la historia de una región (Figura 82.):

- Periodos de **alteración dominante** (sobre el transporte) o **biostasia**
- Periodos de **transporte dominante** (sobre la alteración) o **resistasia**

En condiciones de **alteración dominante**, el manto de alteración va creciendo y se adapta progresivamente a las condiciones bioclimáticas (de ahí el nombre de **biostasia**). Poco a poco se van borrando los relieves que muestran la estructura geológica profunda y el relieve (y el paisaje) depende de los procesos superficiales.

En condiciones de **transporte dominante**, el manto de alteración va adelgazando y, cuando deja ver las rocas frescas, el relieve viene condicionado por la estructura y la resistencia (**resistasia**) de las rocas a la erosión y el

Meteorización

transporte. Entonces el paisaje muestra muchas pruebas de la estructura interna: cuevas, crestas, pitones, escarpes de falla, etc.

Las condiciones de alteración o transporte dominante afectan a la geodiversidad de una región, y la geodiversidad afecta a la biodiversidad

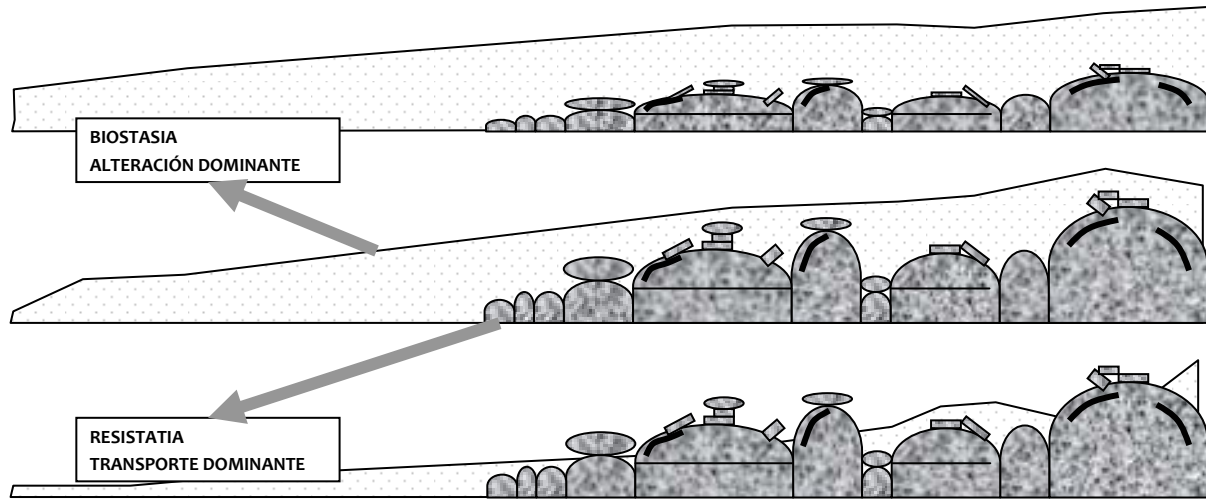


Figura 82. En condiciones de biostasia, el manto de alteración se engrosa por predominio de la alteración sobre el transporte; en superficie apenas aparecen relieves estructurales. En condiciones de resistasia, el manto de alteración se adelgaza por predominio de la erosión y el transporte; pronto aparecen en superficie los relieves estructurales.

11. Edafogénesis: la formación del suelo

El **suelo** es la capa porosa y biológicamente activa que se forma en la interfase entre la corteza y la atmósfera. El suelo es el principal sustrato de la vida y de los ecosistemas continentales, para los que actúa como soporte físico, almacén de agua y nutrientes, y almacén y zona de destrucción de los residuos.

La **edafogénesis** es el conjunto de procesos que contribuyen a la formación del suelo; esto incluye procesos de meteorización derivados de influencias climáticas, biológica, geológica y del relieve.

La **composición del suelo** es muy compleja. En conjunto es una mezcla de

Sólidos: derivados de material inorgánico y del regolito de base;

Compuestos orgánicos: derivados de los detritos vegetales y animales;

Líquidos: agua con nutrientes disueltos;

Gases atmosféricos.

11.1. Cómo se forma un suelo

El suelo se forma por **meteorización** de la roca madre y **actividad orgánica**: restos de hojas, ramas, etc.; actividad de animales; y sustancias derivadas de esas actividades.

El resultado final depende de los **factores de formación del suelo**, de los cuales los más importantes son los siguientes:

Materia madre (roca o regolito) en la que el suelo se produce.

Clima: temperatura y precipitación.

Biota: organismos vivos (vegetación, microbios, animales y también los humanos).

Topografía: pendiente, geometría y altitud.

Tiempo: período en que los padres se someten a los materiales de formación del suelo.

Historia: sucesión de acontecimientos que hayan afectado a los procesos de formación.

Los **procesos básicos de formación de un suelo** son los siguientes (Figura 83.):

Adición de materia orgánica desde la superficie (principalmente hojas y restos vegetales pero también detritos animales) y sustancias minerales desde el sustrato (principalmente por meteorización química).

Pérdidas por erosión superficial (tanto de sustancias disueltas como partículas sólidas) o por infiltración de disoluciones edáficas.

Transporte (Translocación) de sustancias de unos niveles a otros del suelo, principalmente por lavado (hacia abajo), capilaridad (hacia arriba) y extracción de nutrientes por los vegetales (hacia arriba) o removilización por animales zapaadores (arriba y abajo).

Transformación de unas sustancias en otras por reacciones químicas o bioquímicas.

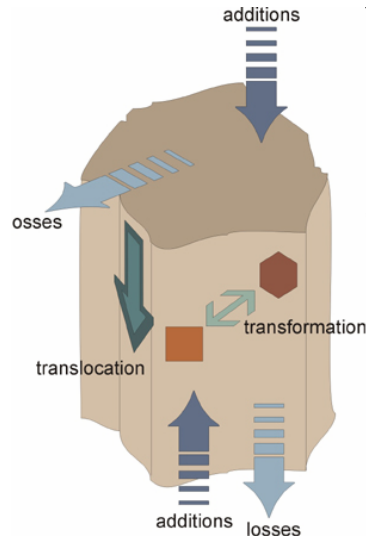


Figura 83. Los principales procesos básicos de formación del suelo. Strahler & Strahler, 1989.

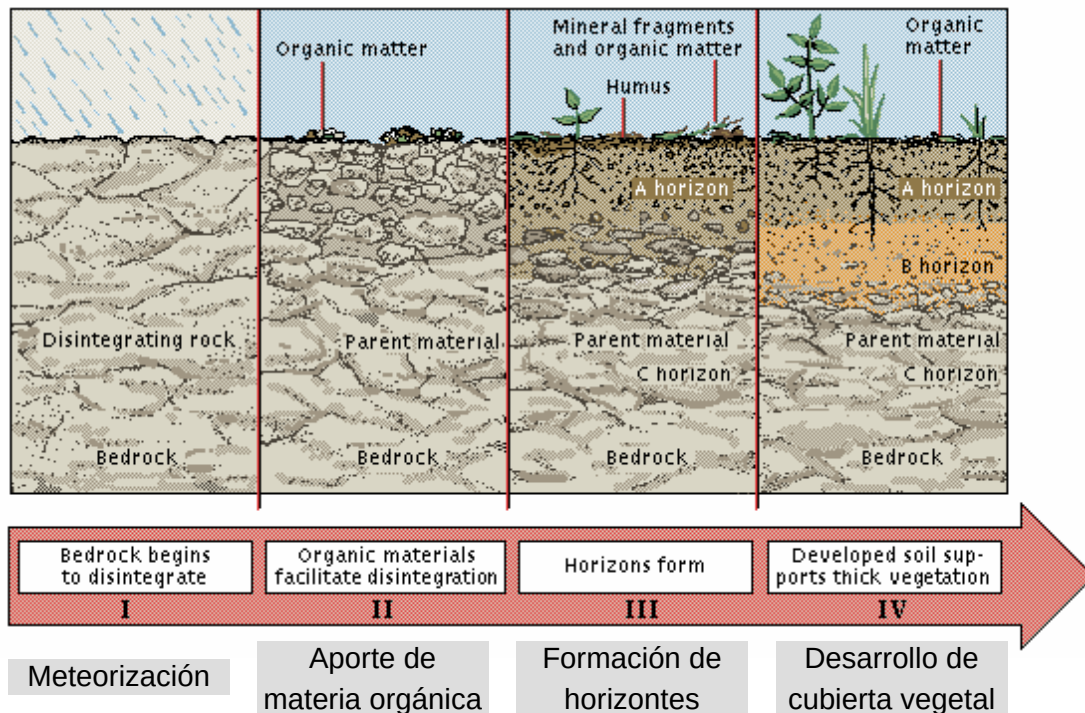


Figura 84. Estadios de formación de suelo (Strahler & Strahler, 1989)

Con estos procesos básicos, el suelo se forma en una sucesión de procesos que pueden resumirse en cuatro **estadios de formación de suelo** (Strahler & Strahler, 1989) que aparecen en la Figura 84. :

- Meteorización.

- Aporte de materia orgánica.
- Formación de horizontes.
- Desarrollo de la cubierta vegetal.

A pesar de la idea de describirlos como estadios, conviene recordar que se desarrollan paralela y simultáneamente.

11.2. Los horizontes edáficos

La característica más importante de un suelo bien desarrollado son los **horizontes**; esto es, niveles que aparecen en una sección del suelo con distintas propiedades como color, tamaño de grano, cantidad de materia orgánica o procesos activos.

La **clasificación de horizontes** es muy compleja, pero todas las clasificaciones parten de una clasificación básica en horizontes O, A, B, C y D.

Los horizontes O y A forman el **Topsoil**. Es rico en materia orgánica llamada humus, y que posee la mayor parte de las raíces de las plantas.

El horizonte B forma el **Subsoil**. Rico en minerales, pero contiene menos que el humus.

Conjuntamente, O, A y B forman el **Solum**, o suelo verdadero.

El horizonte C es la roca alterada. Junto al solum forma el regolito.

El horizonte D es el sustrato rocoso. Roca sin alteración evidente. Puede estar expuesto a la superficie en un afloramiento o estar cubierto por tierra, arena o grava.

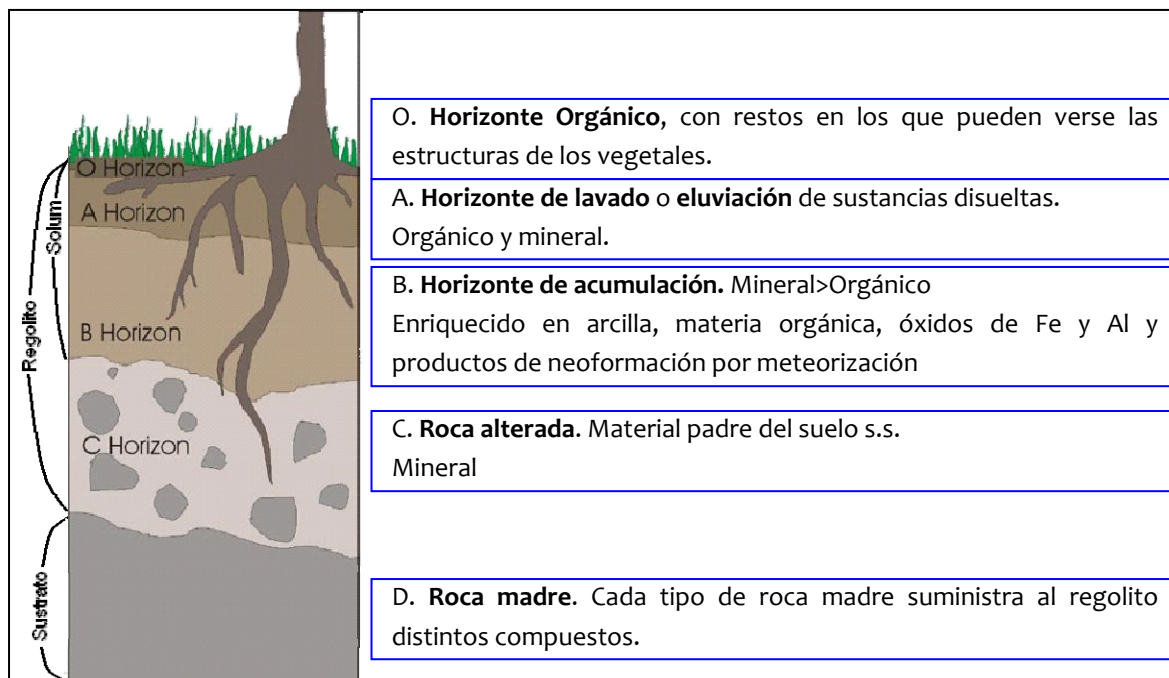


Figura 85. Los principales tipos de horizontes.

11.3. Cómo se clasifican los suelos

Los suelos se clasifican por propiedades físicas, propiedades biológicas y taxonómicamente (de forma muy similar a la clasificación de seres vivos en órdenes, familias, etc.).

Para clasificar suelos pueden usarse propiedades físicas y químicas que determinan aspectos importantes de su funcionamiento o productividad agrícola. Las propiedades más usadas son la granulometría, la porosidad o la acidez (pH); aunque, según los objetivos que se persigan pueden usarse muchas más.

En cuanto a sus propiedades biológicas hay varias clasificaciones pero una de ellas es muy útil para entender los suelos. El **humus** es el conjunto de productos orgánicos coloidales que provienen de la descomposición de los restos orgánicos el horizonte O del suelo. El tipo de humus da una idea muy buena de las condiciones en las que evoluciona un suelo; y hay tres tipos principales de humus:

- **Mull** o humus elaborado. Aparecen en condiciones húmedas y con temperaturas templadas o cálidas, donde la materia orgánica es transformada con cierta rapidez. Entonces el horizonte O es delgado y la materia orgánica destruida y las sustancias resultantes transportadas a otros horizontes.
- **Mor** o humus bruto. Aparecen en condiciones de bajas temperaturas. Allí la materia orgánica apenas se destruye y el horizonte O se engrosa por acumulación de materia orgánica. La formación de turberas es un caso extremo.
- **Moder** o humus intermedio.

Por último, las **clasificaciones taxonómicas** (como la de la FAO – Food and Agriculture Organization) aplican distintos principios para definir una jerarquía de subdivisiones sucesivas. La Tabla 15 muestra un ejemplo de cómo se organizan.

Tabla 15. Criterios de clasificación taxonómica de Canadá		
Taxón	Principio de clasificación	Número de clases en Canadá
Orden	Procesos dominante de formación	10
Grupo	Intensidad de los procesos dominantes	31
Subgrupo	Clase y organización de los horizontes	231
Familia	Característica de la roca madre	unos 10.000
Serie	Rasgos detallados de lugar (pedón)	unos 100.000

El resultado son clasificaciones bastante complejas. Por ejemplo Strahler & Strahler (1989) proponen una clasificación basada en tres grupos que describen en los siguientes términos:

- Grupo I: suelos bien desarrollados con horizontes y minerales totalmente degradados, por una larga evolución en equilibrio con la temperatura y las condiciones hídricas
- Grupo II: Suelos con gran cantidad de materia orgánica
- Grupo III: suelos con horizontes poco desarrollados y susceptibles de mayor evolución.

12. Procesos fluviales

12.1. Procesos fluviales

Un río es un sistema complejo formado por un **canal** principal (y normalmente bastantes canales secundarios interconectados, con agua permanente o esporádicamente) por el que circula el agua de lluvia recogida en una porción del territorio (**cuenca de drenaje**). La superficie de la cuenca no ocupada por los canales se denomina **vertientes**.

Para entender el sistema, es preferible entender primero cómo funcionan los canales (que es a lo que solemos llamar río) y luego entender qué sucede en las vertientes y como se relacionan las distintas parte del sistema.

12.2. Los ríos: elementos, tipos y dinámica

El elemento central de un río es su canal. Para entender su funcionamiento es necesario, al menos, entender unos pocos conceptos como su geometría, el caudal, la velocidad y su capacidad de transporte.

La **geometría del canal** puede ser muy compleja pero hay dos parámetros fundamentales: la sección transversal en cada punto y la pendiente.

La **pendiente** determina en gran medida la velocidad de flujo (aunque también influye la rugosidad del fondo del canal, la vegetación, etc.) y con ello la energía del río.

La **sección** determina, dada una velocidad, el caudal de río sin que se produzca desbordamiento.

La **velocidad de flujo de un fluido** no es uniforme, de forma que, cuando hablamos de la velocidad de flujo, nos referimos a una velocidad promedio.

El **caudal**, que es el volumen de agua que pasa por unidad de tiempo por un punto, se determina midiendo la velocidad de flujo y la superficie de la sección, usando la expresión siguiente:

$$Q = \frac{V}{t} (m^3 / s) = A \times v (m^2 \times m / s)$$

Q = caudal, V = Volumen, t = tiempo,

A = área de sección, v = velocidad

El flujo del río deriva de la **energía potencial** del agua situada sobre el nivel del mar. Una vez en movimiento, el agua de un río posee una **energía cinética** que, a menudo, excede a la necesaria para transportar el agua. Si hay energía suficiente y material disponible, esa energía es empleada en transportar sedimentos hasta que se produce un déficit de energía y da lugar a la sedimentación. La Figura 86. muestra la influencia del tamaño de los sedimentos y la velocidad en el predominio de uno u otro proceso. Sin embargo, en todo momento y en cualquier punto de su canal, un río está erosionando, transportando y sedimentando, de forma que el gráfico muestra el proceso dominante en un balance entre los tres.

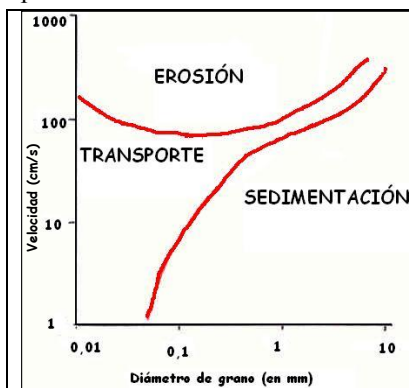
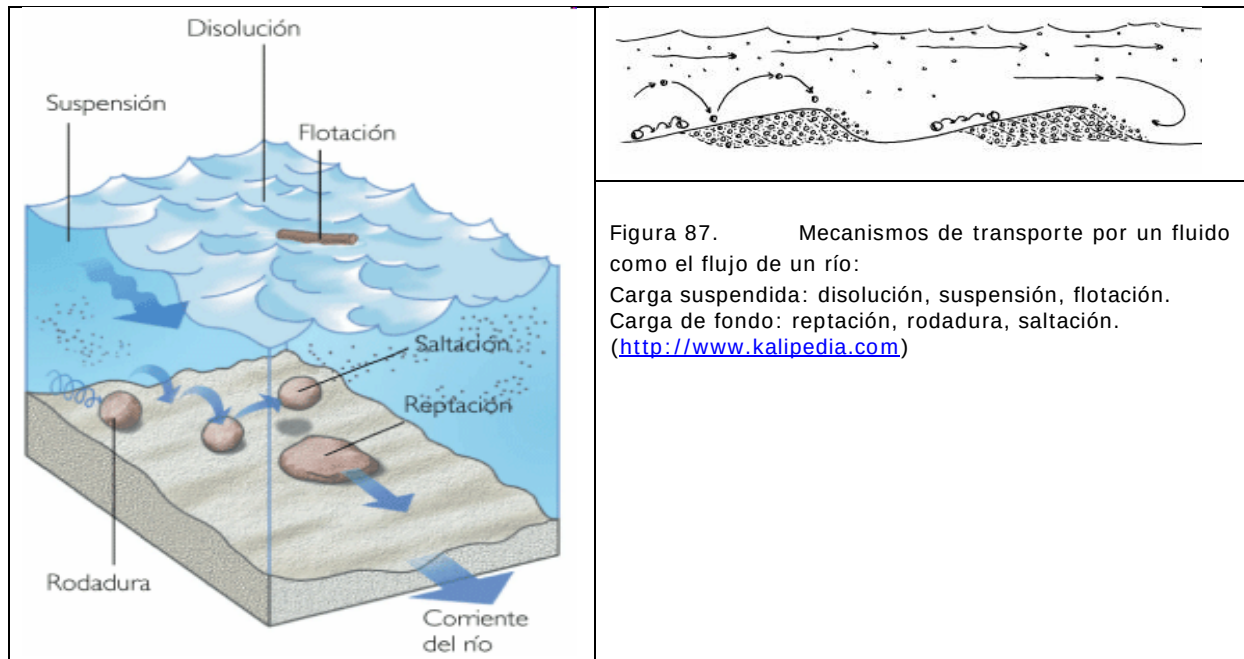


Figura 86. Diagrama de Hülstrom, que representa el predominio de la erosión, el transporte o la sedimentación dependiendo de la velocidad (cm/s) y el diámetro de grano (mm).

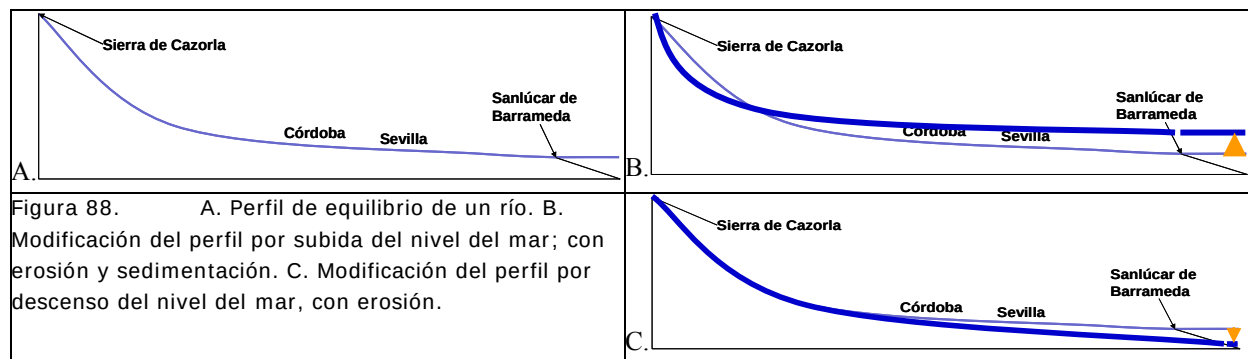
Procesos eólicos

Expresado partícula a partícula, el río erosiona cuando pone en movimiento una partícula y sedimenta cuando deja inmóvil a una partícula que estaba en movimiento. Pero entre uno y otro proceso de detalle, el río transporte.

Los principales mecanismos de transporte aparecen en la Figura 87. Cada partícula será transportada de una u otra forma dependiendo de su tamaño y densidad, y de la velocidad y densidad del fluido.



El transporte de sedimento sirve para equilibrar el balance de energía. Este equilibrio es también una tendencia a la escala de todo el río. Ese equilibrio está determinado por la diferencia de altitud (y de energía potencial) entre cada parte del río y el **nivel de base**, que es el punto en el que desemboca a otro río, a un lago o al mar.



El **perfil de equilibrio** es el perfil longitudinal cuando se alcanza el equilibrio entre energía (pendiente y velocidad) y transporte en cada punto. Es un concepto teórico, dado que los ríos están en permanente transformación, pero tiene gran utilidad conceptual. La Figura 88. muestra el perfil de equilibrio de un río. Las grandes pendientes de la parte superior y la escasas de la parte inferior permiten predecir dónde predominará la erosión y dónde la sedimentación (el viejo “curso inferior” y “curso superior”). Lo importante es que, como muestran los gráficos B y C de la Figura 88. una subida o bajada del nivel del mar (o un ascenso de las zonas montañosas, o un cambio en los materiales disponibles) exigen reajustes mediante erosión o sedimentación.

El perfil de equilibrio puede ajustarse por unos pocos mecanismos:

- Encajamiento (erosión vertical), que puede verse cuando un río forma grandes gargantas.
- Sedimentación, que se muestra en los depósitos cercanos a la desembocadura.

Procesos eólicos

- Divagación lateral (erosión y sedimentación horizontal), que es un proceso fundamental para entender la forma y tipos de canales.

Los canales de los ríos pueden ser: rectos, meandriformes y braided (trenzados o anastomosados).

- Los ríos rectos (o los tramos) apenas tienen curvas y tienen un único canal.
- Los ríos **meandriformes** tienen curvas (**meandro**) y un canal.
- Los ríos **braided** (braid=trenza) tienen muchos canales entrelazados entre sedimentos fluviales. La palabra anastomosados se reserva para un tipo especial o es sinónimo según los autores.

Los canales se transforman de un tipo a otro para ajustar su pendiente y el balance energía-transporte; y la transformación se hace erosionando, transportando y sedimentando. La Figura 89. muestra como la transformación de un río recto en meandriforme supone una disminución de pendiente y el transporte de gran cantidad de sedimentos de unos lugares a otros: es decir, esta transformación necesita un exceso de energía.

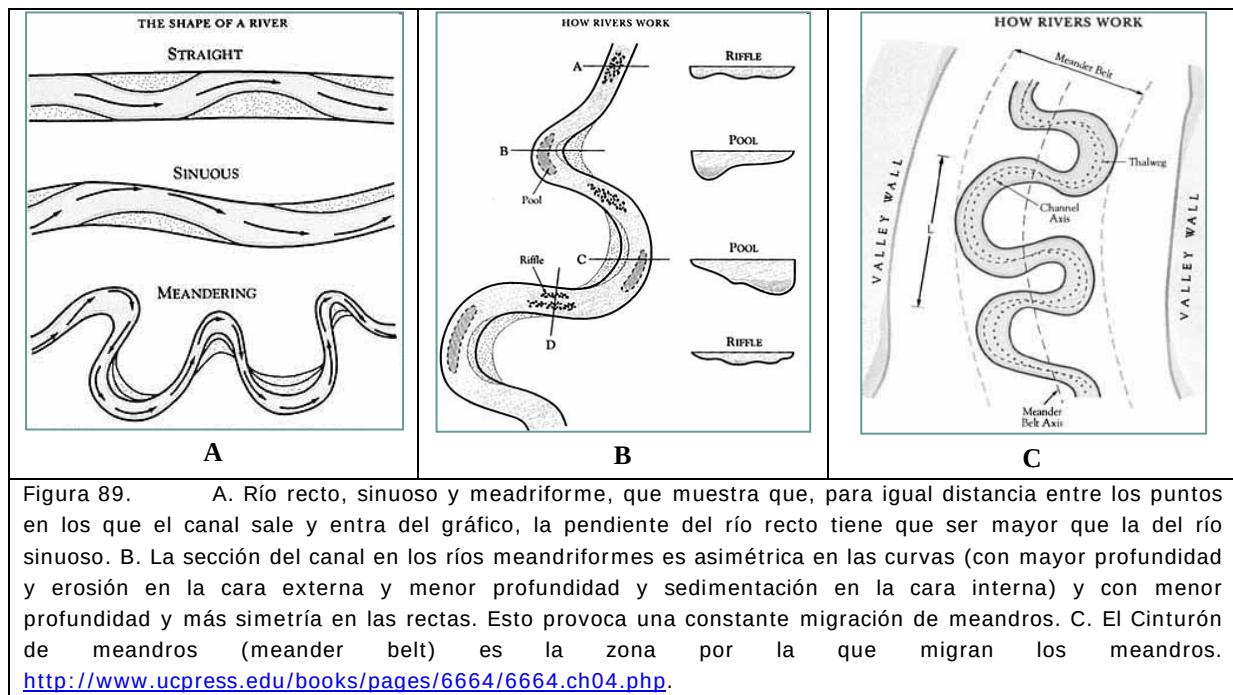
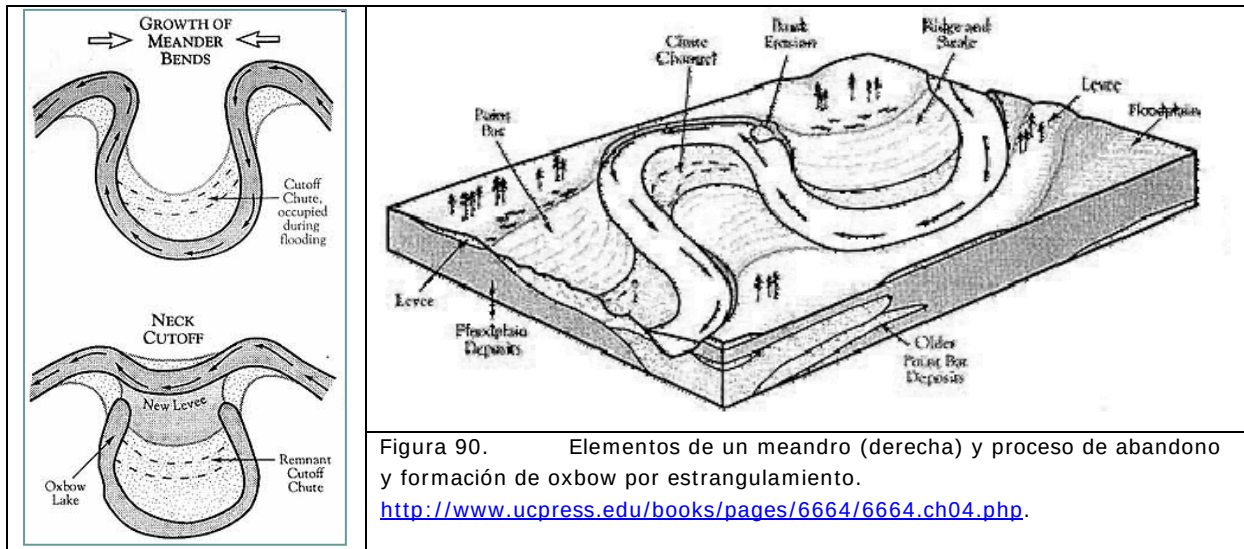


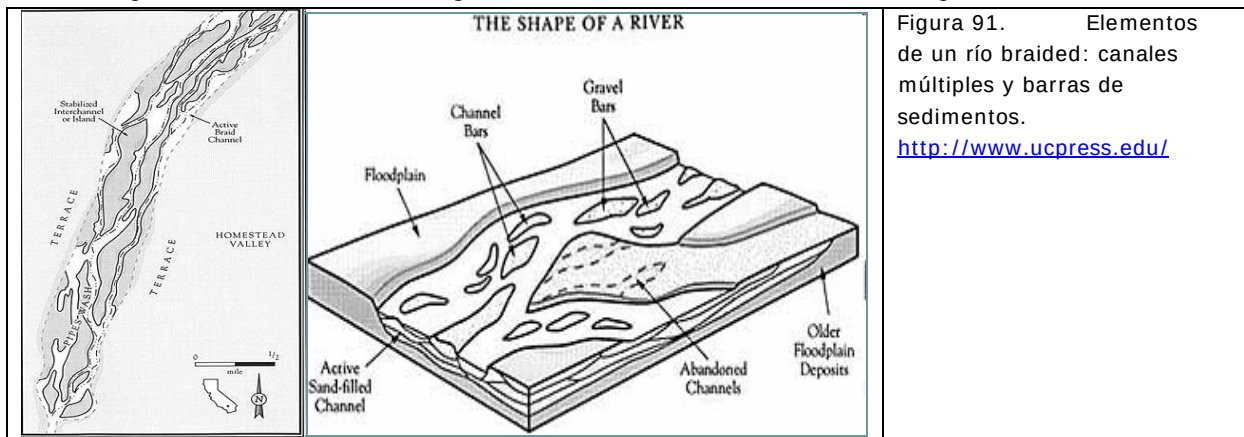
Figura 89. A. Río recto, sinuoso y meandriforme, que muestra que, para igual distancia entre los puntos en los que el canal sale y entra del gráfico, la pendiente del río recto tiene que ser mayor que la del río sinuoso. B. La sección del canal en los ríos meandriformes es asimétrica en las curvas (con mayor profundidad y erosión en la cara externa y menor profundidad y sedimentación en la cara interna) y con menor profundidad y más simetría en las rectas. Esto provoca una constante migración de meandros. C. El Cinturón de meandros (meander belt) es la zona por la que migran los meandros. <http://www.ucpress.edu/books/pages/6664/6664.ch04.php>.

En un río **meandriforme**, la corriente concentra energía en la cara externa de las curvas (como un coche que tiende a salirse de la carretera). Así, con más energía, la cara externa sufre un predominio de erosión que se ve compensada por sedimentación en la cara interna formando depósitos llamados **barras de meandro** o **point-bars**.

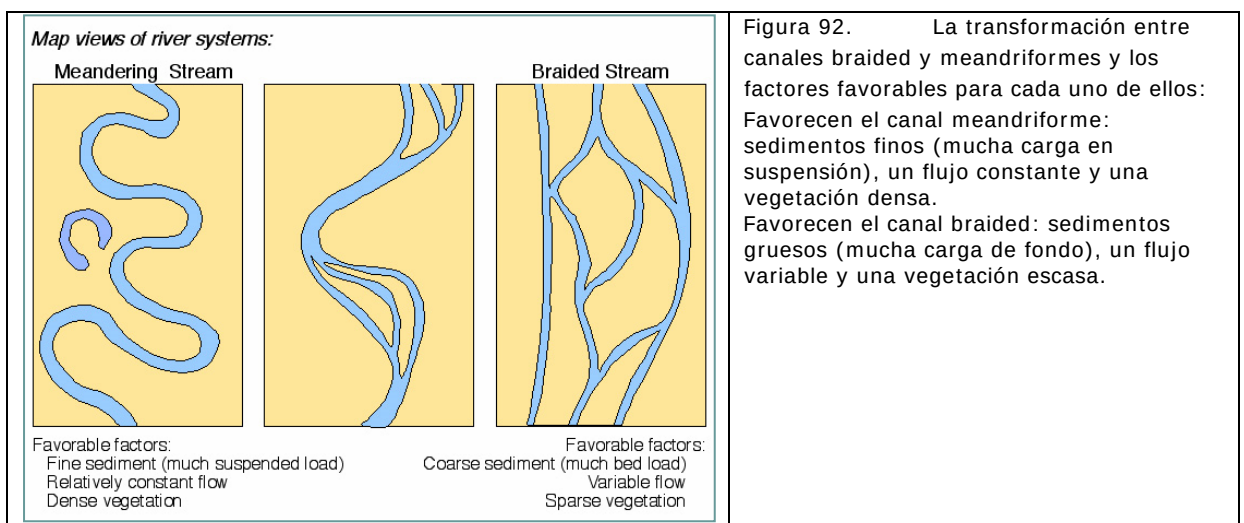
La continua erosión en un lado y la sedimentación en el otro produce un aumento de sinuosidad, salvo que la curva se estrangule: en ese caso se reduce la sinuosidad y se forma un **meandro abandonado**, es decir, un canal abandonado por el río que muy a menudo es ocupado por un lago conocido como lago en **oxbow** (cuernos de buey). La Figura 90. muestra los principales elementos de un meandro.



En los ríos **braided**, en cambio, la corriente circula con una gran carga de fondo que forma islas (barras) y define varios canales. El factor determinante es que se trata de ríos con mucha energía y gran cantidad de depósitos, como los que se forma a la salida de los glaciares. La muestra los elementos de este tipo de ríos.



Los ríos tienen tramos meandriformes y tramos braided, y los tramos cambian su configuración. Como muestra el tipo de canal depende del tipo de sedimentos transportados, la regularidad del flujo y la vegetación, entre otros factores.



12.3. Las vertientes

Las **vertientes** son el conjunto de territorios entre canales. En conjunto, los procesos que allí se dan determinan el agua y los sedimentos que llegan a los ríos; pero los ríos influyen en los procesos que se dan en las vertientes.

Los principales procesos en las vertientes son:

- Procesos de meteorización y edáficos.
- Procesos eólicos (derivados del viento).
- Procesos de erosión por agua: impacto de gotas de lluvia y escorrentía.
- Procesos gravitacionales (de inestabilidad de laderas).

Hemos visto anteriormente los procesos de meteorización y edáficos, y los eólicos constituyen la segunda parte de este capítulo.

Erosión por agua

La erosión por agua en las vertientes se produce en dos situaciones: por el impacto de las gotas de lluvia o cuando la precipitación es mayor que la infiltración posible (dada la permeabilidad local).

El **impacto de gotas de lluvia** lanza al aire partículas del suelo. Si hay una cierta pendiente, estas partículas son transportadas dando lugar a un mecanismo de transporte.

La escorrentía puede circular formando un manto de agua por las vertientes (**escorrentía difusa** o **arroyada en manto**) y erosiona los niveles superiores del suelo. En general, la erosión del suelo reduce su permeabilidad, aumenta la escorrentía y aumenta la erosión, formando un bucle de retroalimentación positiva.

Cuando el agua se concentra en cualquier concavidad, la concentración de energía tiende a erosinar en la concavidad, hasta formar un pequeño canal que atrae la escorrentía difusa de alrededor. Esta **escorrentía concentrada** forma **regueros**, **cárcavas** y, conforme se va organizando, **arroyos** y ríos. La escorrentía difusa y concentrada son favorecidas por la deforestación y dan lugar a muchos procesos de pérdida de suelo.

Inestabilidad gravitacional

La pendiente de las vertientes se ve alterada por muchos procesos, entre otros la erosión por parte de los ríos en su base, de forma que muy a menudo se vuelven inestables frente a la fuerza de la gravedad. El conjunto de procesos que reajustan la estabilidad de la ladera se denominan **procesos gravitacionales**. En todos ellos puede intervenir el agua que empapa los poros, pero muchos son posibles en ambientes muy secos.

Hay tres tipos básicos de procesos: **flujo**, **deslizamiento** y **caída**. Todos los procesos pueden referirse a una combinación de diversas proporciones de cada uno de esos tres. La Figura 93. muestra estos tres tipos de movimiento en un diagrama triangular parecido al usado en las clasificaciones petrológicas. En realidad, hay una gran variedad de movimientos posibles, como muestra la figura 9.

Cualquiera de estos procesos aporta material a los ríos y, no debe olvidarse, los ríos modifican las vertientes provocando muy a menudo este tipo de procesos.

Procesos eólicos

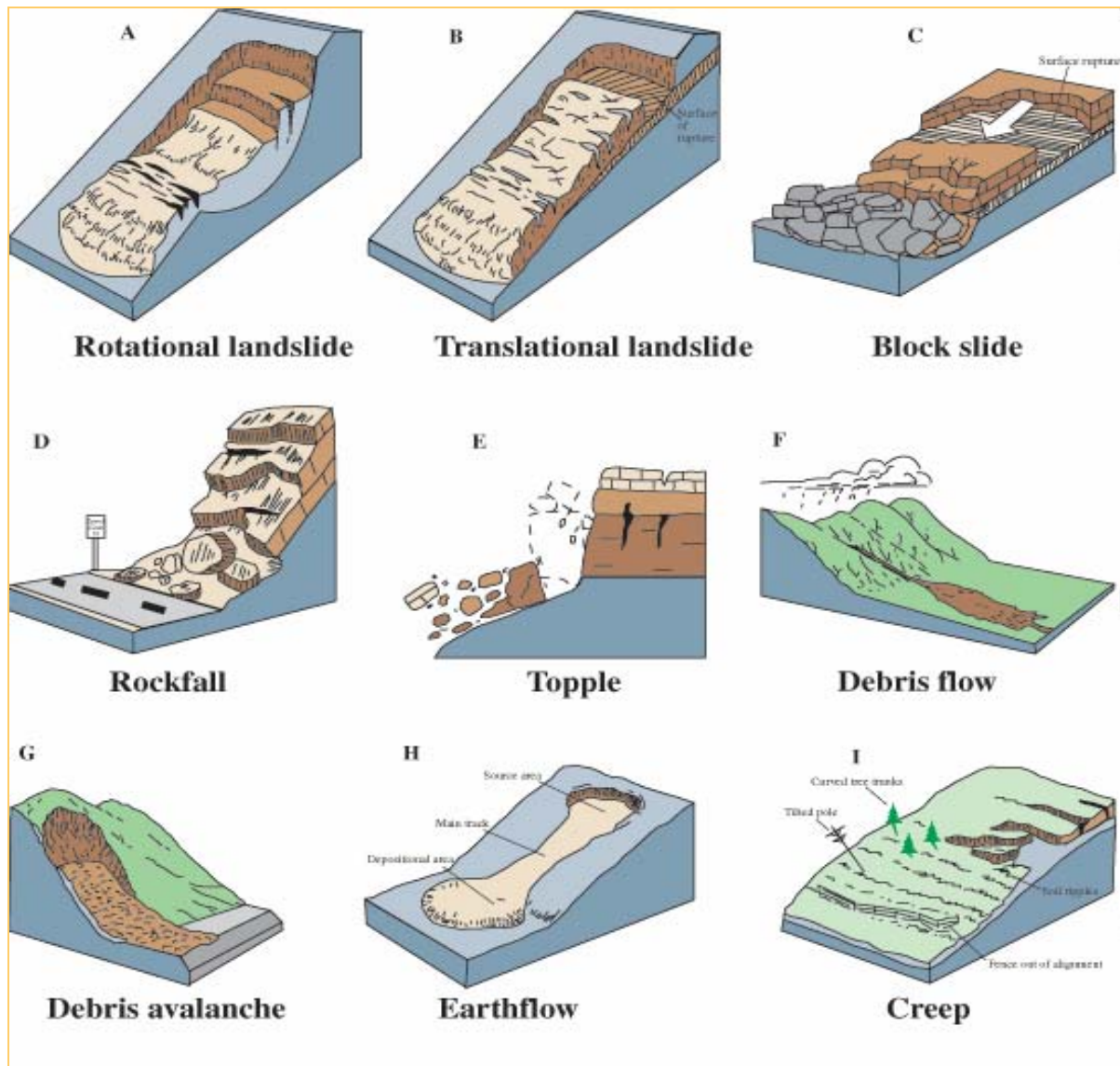
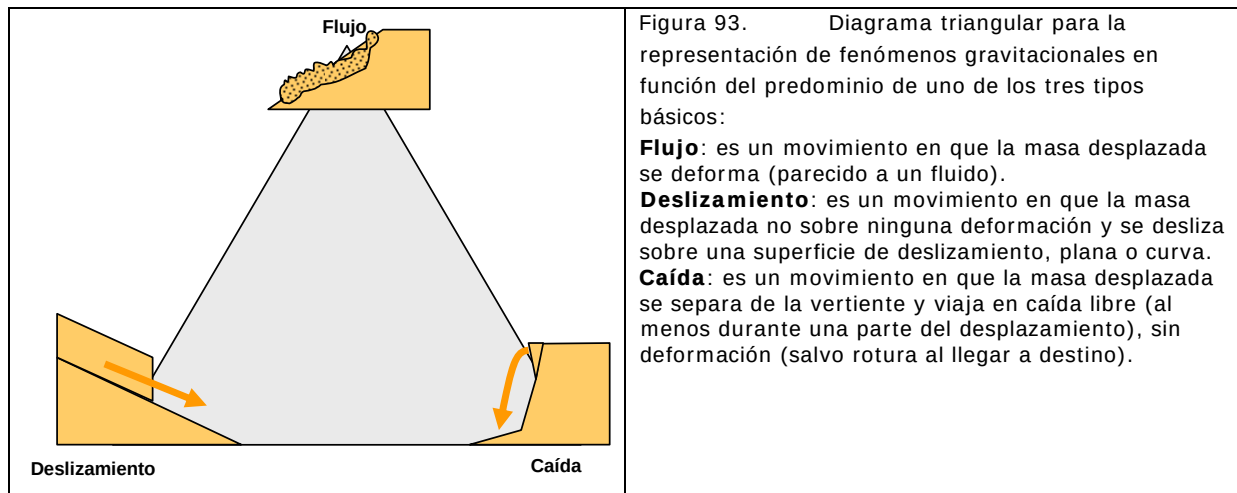


Figura 94. Principales tipos de movimientos gravitacionales: A. Deslizamiento rotacional o slump (superficie de deslizamiento curva). B. Deslizamiento trasnacional (superficie de deslizamiento plana). C. Deslizamiento de bloques (lo más parecido al deslizamiento puro). D. Caída de bloques. E. Volcamiento o toppling. F. Debris-flow (requiere una gran cantidad de agua). G. Avalancha de derrubios. H. Colada de tierra. I. Creep o reptación (flujo lento). <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/fs-2004-3072.html>.

12.4. El sistema fluvial

La **cuenca de drenaje** de un río es todo el territorio cuya agua de lluvia va a parar al río, está formada por los canales del río principal y sus afluentes y por todas las vertientes.

Los límites de una cuenca de drenaje se llaman **divisoria** (watershed). La Figura 95. muestra las principales cuencas de drenaje de Sudamérica y sus divisorias.

Los canales interconectados forman una **red de drenaje** cuya geometría depende de aspectos estructurales y climáticos. La clasificación de redes de drenajes es compleja, pero la Figura 95. muestra los tipos más comunes.

La mayor parte de las redes fluviales acaban desembocando en el mar. Pero unos pocos casos desembocan en un lago o en una depresión sin salida al mar. Entonces se dice que esa depresión es una **cuenca endorreica** (a diferencia de la mayoría de **cuenas exorreicas**).

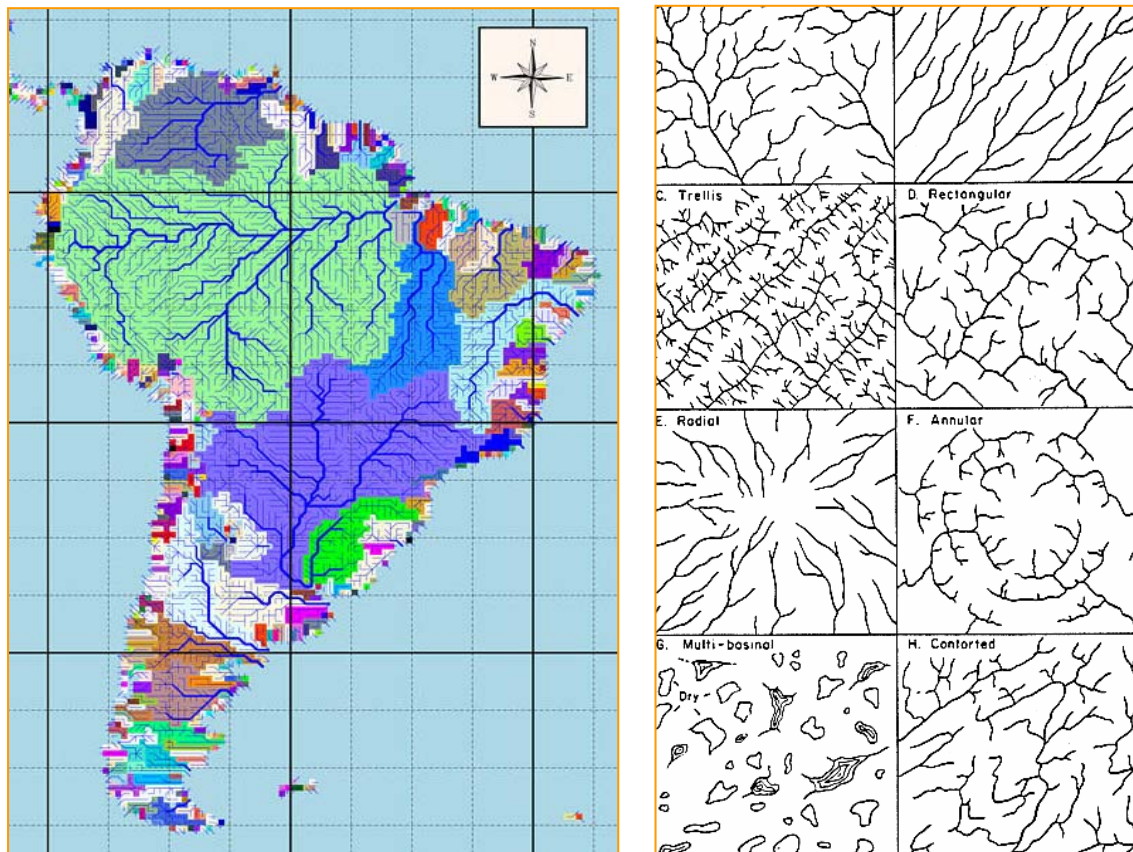


Figura 95. Cuencas de drenaje en Sudamérica y tipos de red de drenaje, de izquierda a derecha y de arriba abajo: Dendrítica, Paralela, Trellis, Rectangular, Radial, Anular, Multicuenca-Endorreica, Compleja.

Dentro de una cuenca de drenaje, el ciclo del agua es un ciclo con una entrada (precipitación) y una salida (la desembocadura al mar u otro río).

Toda el agua de precipitación que no es evaporada, viaja por la superficie hacia los ríos o se infiltra hasta las aguas subterráneas. Si el nivel freático está por encima del río, las aguas subterráneas ceden agua al río y se dice que es un río ganador (Figura 96. -A). Si el nivel freático está por debajo del río, el río cede agua a las aguas subterráneas y se dice que es un río perdedor (Figura 96. -B). Pero lo importante es entender como el sistema fluvial está permanentemente conectado y que el flujo de agua representan también un flujo de sedimentos disueltos o detríticos.

Si a esto añadimos la interacción de los ríos y los procesos gravitacionales, debe entenderse que el sistema fluvial es un sistema complejo en el que es difícil predecir el efecto de una intervención o acontecimiento aislado. Eso explica que una tormenta aislada o un cambio en el nivel del mar puedan producir efectos en toda la cuenca.

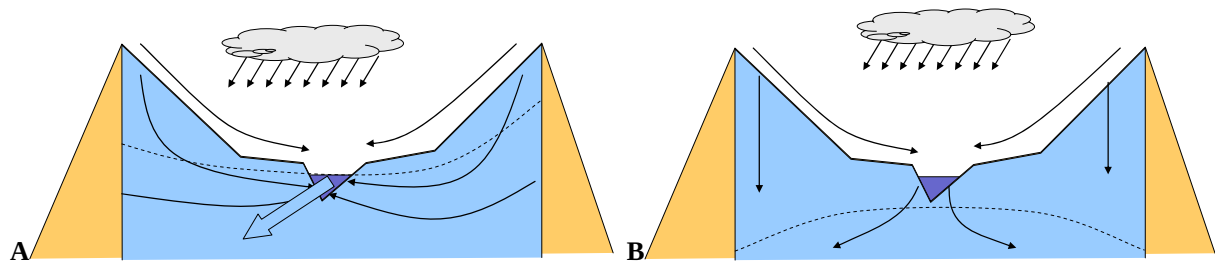


Figura 96. (A) Ríos ganadores y (B) ríos perdedores.

13. Procesos eólicos

13.1. La acción del viento en la erosión y el transporte

La **erosión eólica** se produce en condiciones de sequedad (por temperaturas altas o muy bajas). Entonces, el viento es capaz de levantar partículas sueltas (**deflación**) y transportarlas grandes distancias. Las partículas transportadas erosionan a otras rocas (**abrasión** o **corrosión**) y las propias partículas transportadas se desgastan (**atrición**).

Por otra parte, los mecanismos de **transporte eólico** son similares a los que se dan en otros fluidos (salvo flotación). La gran diferencia con el agua es que sólo puede transportar partículas finas (arena y limo) y llevar en suspensión gran cantidad de partículas en los primeros metros de altura (aunque las tormentas en los desiertos levantan arena unas decenas de metros).

Otra propiedad es que una pequeña planta, un poco de humedad o el menor obstáculo producen la sedimentación del material transportado. La **sedimentación eólica** no es muy diferente a la de los ríos: las barras de los ríos braided son ahora las dunas.

Una **duna** es una acumulación de arena, con una cara de **barlovento** por donde la arena viaja por reptación, saltación y rodadura, empujada por el viento, y una cara de **sotavento**, o **cara de avalancha**, por donde la arena cae por gravedad (Figura 97.).

El predominio de una o varias direcciones de viento, la vegetación, la humedad o el tamaño de grano da lugar a muchas geometrías o tipos de duna, como los que aparecen en la Figura 97.

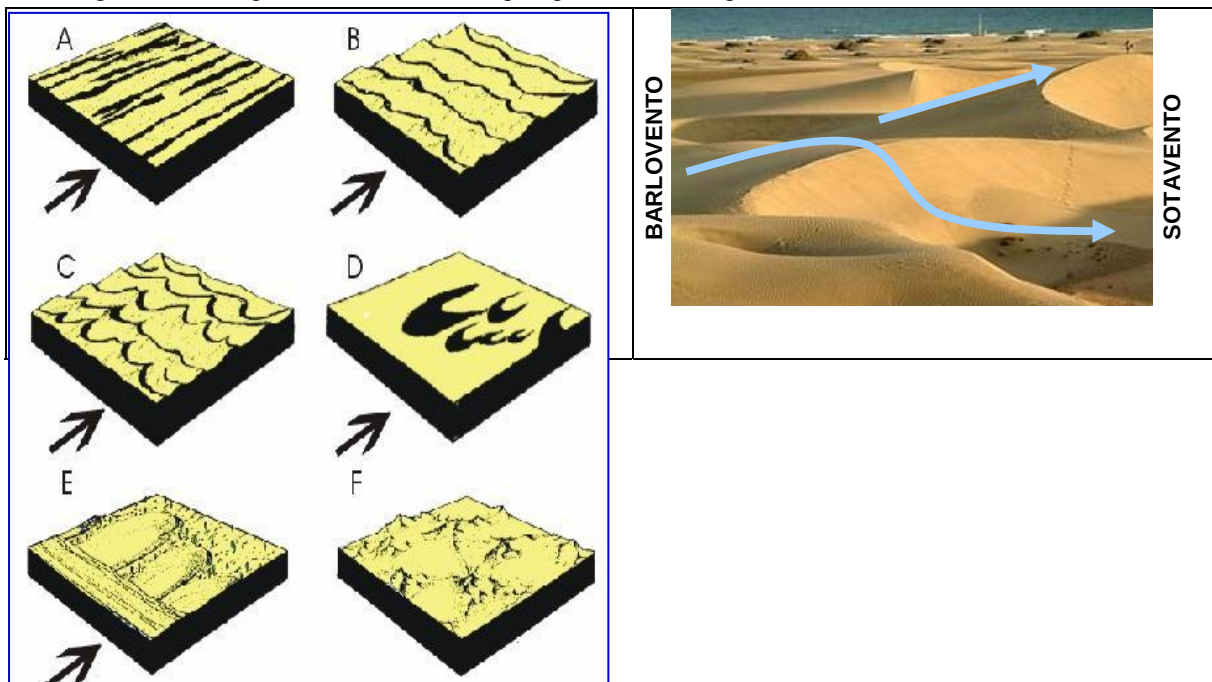


	Figura 97. Cara de barlovento y sotavento de una duna (arriba) y principales tipos de dunas (izquierda): (A) Longitudinales (seif), (B) Transversales, (C) Transversales sinuosas (barchanoid ridges), (D) Barjan, (E) Parabólicas y (F) Estrelladas
--	---

13.2. Paisajes eólicos

A menudo asociamos el viento con los desiertos. En efecto, la sequedad hace al viento especialmente eficaz como agente de modelado de la superficie terrestre, pero hay paisajes modelados por el viento en otros ambientes. Los principales paisajes eólicos son:

- Sistemas de **dunas litorales**, que aparecen asociados a casi todas las playas, aunque muy a menudo han desaparecido bajo las urbanizaciones. Su mantenimiento es fundamental para la persistencia de las playas, ya que son almacenes de arena que suministran estabilidad durante las tormentas de invierno.
- Formaciones de **loess**, que son grandes depósitos de limo, transportado por el viento, en los márgenes de las regiones glaciares (el limo procede a menudo de trituración por los glaciares). El loess forma grandes depósitos en China.
- Grandes desiertos, donde el viento es especialmente eficaz y merecen una mención especial.

Grandes desiertos

Los grandes desiertos se sitúan a sotavento de las cordilleras (Atacama) o en los cinturones de altas presiones subtropicales (Sahara, Namibia, Simpson).

Hay cuatro tipos principales de paisajes desérticos:

El **erg** o desierto de arena, el paisaje más típico aunque no el más abundante, formado por grandes campos de **dunas**.

El **reg, hamada** o desierto pedregoso, que resulta cuando los materiales finos han sido erosionados por el viento y dejan grandes extensiones de cantos, a menudo pulidos por abrasión.

Los **oasis** y los **ouadis**, los pocos lugares donde hay agua. Los oasis son manantiales o lagos formados por aguas subterráneas, fundamentales para la vida de los habitantes del desierto. Los ouadis o **ramblas** son cauces con flujo de agua muy esporádica, y a menudo muy violenta.

El **malpaís, badlands** o barrancos, que se forma en los márgenes del desierto y allá donde hay suficiente relieve para que el agua pueda erosionar.



Ouadis o ramblas
y oasis



Erg o desierto
arenoso



Badlands



Reg, hamada o
desierto rocoso

14. Procesos litorales

14.1. Procesos litorales

El **litoral** o **costa** es la zona de transición entre las tierras emergidas de los continentes y las tierras sumergidas bajo el agua de los mares.

En la zona litoral se incluyen zonas:

- Permanentemente emergidas: sistemas de dunas, acantilados y rasas marinas.
- Permanentemente sumergidas: toda la plataforma continental.
- Sumergidas o emergidas de forma periódica: playas, marismas, llanuras mareales, estuarios y zonas basales de acantilados.

La combinación de estos elementos es muy variable, por geometría, procesos activos e historia evolutiva; y da lugar a una gran variedad de tipos de costas.

En todo caso, la zona litoral se caracteriza por la combinación de procesos derivados principalmente del viento, el oleaje, las corrientes y las mareas; aunque pueden aparecer procesos accesorios (como fluviales o glaciares).

14.2. Clasificación de las costas

Hay muchos tipos de costa. La simple descripción de relieves que todos conocemos da una idea de la variedad: playas de arena o cantos, acantilados, marismas, llanuras mareales, estuarios, deltas, etc. Podemos clasificar las costas usando muchos criterios. La 0 muestra tres criterios y los principales tipos de costa, pero esto es sólo una aproximación muy simplificada.

Algunas clasificaciones de costas		
Por el dominio de la erosión o la sedimentación	Por su tendencia de evolución vertical	Por su relación con la tectónica de placas
Erosivas	Emergentes	De borde convergente de placas
Sedimentarias	De inmersión	De margen continental pasivo
En las costas donde predomina la erosión, el relieve más frecuente es el acantilado. En las costas sedimentarias se dan playas, llanuras de marea, marismas, etc.	En las costas emergentes, es decir, aquellas en las que el mar retrocede o el continente sufre un levantamiento, las playas y las plataformas formadas por la erosión se quedan elevadas formando terrazas marinas y rasas. En las costas de inmersión, los relieves formados en superficie son sometidos a la erosión marina, formando a menudo acantilados.	Las costas asociadas a un borde convergente de placas tienen mucha pendiente (entre las cordilleras y las fosas oceánicas) y tienen en general rasgos de costas erosivas y a menudo emergentes. En los márgenes pasivos, las pendientes son menores se dan más a menudo formas sedimentarias.

14.3. Oleaje

Las olas pueden ser de tres tipos principales:

- **Olas oscilatorias**, formadas por el rozamiento del viento con la superficie del mar.
- **Storm surges** u **olas de tormenta**, formadas por la convergencia del viento y el efecto de succión de las corrientes de aire ascendentes de las borrascas.
- **Tsunamis**, formadas por la vibración producida por los terremotos que se producen en la litosfera oceánica o sus bordes.

Procesos litorales

Las olas de tormenta y los tsunamis producen grandes transformaciones de la costa. Por ejemplo, todo el litoral del Algarbe portugués y Huelva tienen grandes depósitos de arena que parece que se reorganizaron en el terremoto de Lisboa (1745). Sin embargo, las olas oscilatorias, mucho más modestas, son tan constantes que no cesan de transformar el litoral.

Las olas son el resultado del rozamiento viento-agua, que da lugar a un movimiento oscilatorio de las partículas de agua que se transmite hasta cierta profundidad.

Los elementos de una ola aparecen representados en la Figura 98. A. Estos elementos dependen de los vientos que han formado a las olas: por ejemplo, vientos constantes, soplando sobre grandes extensiones de agua sin obstáculos, dan lugar a trenes de olas de gran longitud de onda (mar de fondo); mientras que la interferencia de varios trenes de olas procedentes de distintos lugares, da lugar a olas de poca amplitud y longitud de onda.

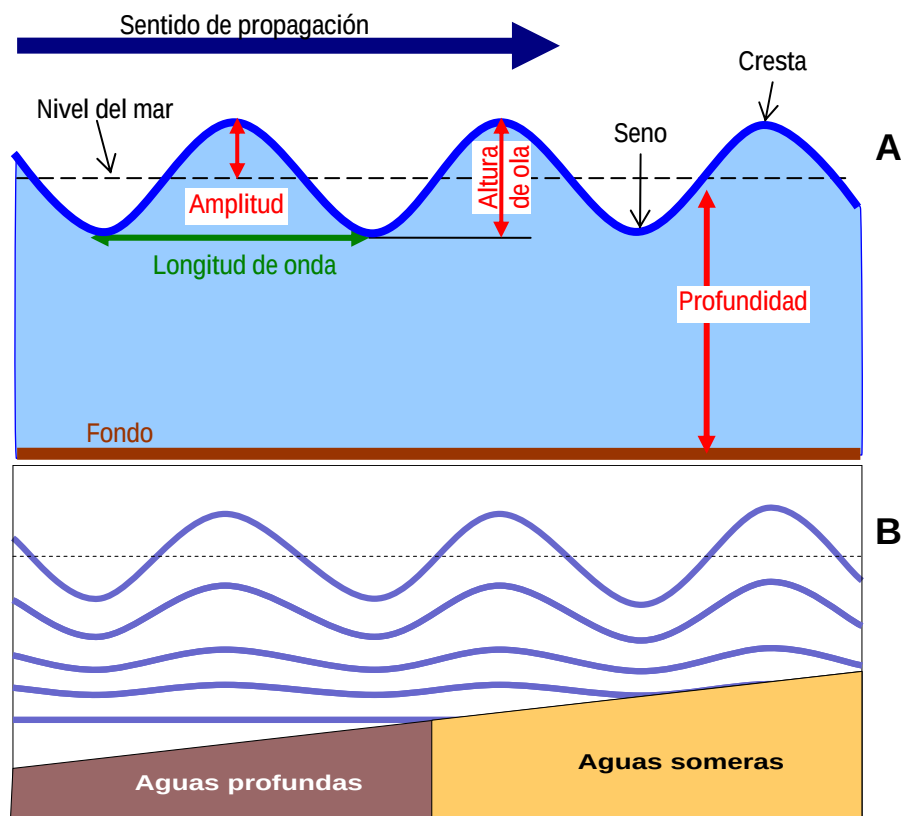


Figura 98. A. Elementos y geometría de las olas. B. La profundidad hasta la que se nota el movimiento oscilatorio de las olas es la que define los conceptos de aguas profundas y someras. En la zona de aguas profundas, el oleaje no afecta al fondo.

Las olas alcanzan su máxima amplitud en superficie, pero las partículas de agua también oscilan en profundidad. Esta oscilación es menor conforme aumenta la profundidad hasta un nivel en el que no se aprecia el oleaje. Ese nivel se llama nivel de base del oleaje y define las zonas de aguas profundas y aguas someras: la zona de aguas profundas es aquella en la que el oleaje no afecta al fondo y la de aguas someras aquella en la que el fondo es batido por el oleaje. Sólo en la zona de aguas somera podemos encontrar estructuras sedimentarias derivadas del oleaje, como los ripples de oscilación.

14.4. Corrientes marinas

Hay dos grandes tipos de corrientes marinas (ver tema 9): superficiales y profundas.

Las **corrientes superficiales** sólo afectan a las aguas superficiales (entendidas en un sentido amplio, unos 100 m de profundidad) y se forman por el empuje del viento en la superficie, de forma que la mayor parte de las grandes corrientes siguen trazados muy parecidos a los vientos dominantes. Las corrientes superficiales condicionan el sentido dominante de propagación del oleaje y, con ello, a la corriente de **deriva litoral**.

Las **corrientes profundas** afectan a aguas de todas las profundidades y se originan como consecuencia las diferencias de densidad –que, a su vez, derivan de las diferencias de temperatura y salinidad.

Procesos litorales

Las corrientes profundas afectan a las condiciones ambientales de las costas, en particular a la temperatura, la cantidad de nutrientes, la biodiversidad, etc.

La **deriva litoral** no es exactamente una corriente, pero existe en casi todas las costas y tiene un gran papel en el transporte de sedimentos y la configuración de las costas. La deriva litoral se produce cuando en la costa las olas llevan con sus crestas oblicuas a la línea de costa (lo que ocurre casi siempre). Entonces, las olas empujan sedimentos en una dirección perpendicular a las crestas, mientras al retroceder el agua vuelve por un recorrido más o menos perpendicular a la línea de costa. El resultado es que los sedimentos van siendo desplazados a lo largo de la costa y, cuando predomina un sentido da lugar a formas muy llamativas, como las **flechas litorales** (Figura 99.).

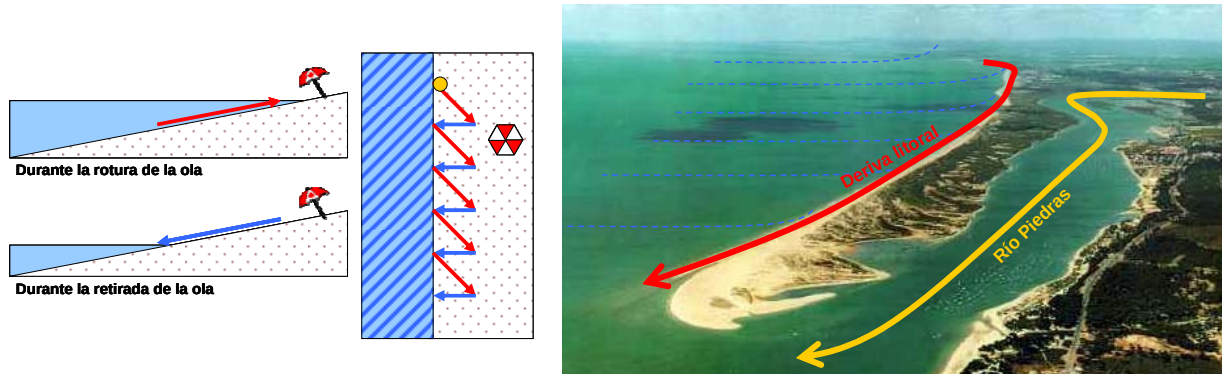


Figura 99. El mecanismo de formación de la deriva litoral e imagen de la flecha litoral del río Piedras (Huelva). Imagen modificada a partir de: <https://www.sol.com/es/visorfoto.asp?IdFoto=3832&IdPoblacion=128>.

Por último, merece la pena mencionar las **corrientes de turbidez**. No afectan directamente a la costa pero tienen una enorme importancia para entender la formación de sedimentos en las **llanuras abisales** y las **fosas oceánicas**. Estas corrientes son un combinado de agua y sedimentos que caen, formando una masa turbia y turbulenta, por el **talud continental**, dando lugar a acumulaciones de sedimentos en la base del talud continental o en las fosas oceánicas. En los bordes de placa convergentes, estos sedimentos van a la fosa oceánica y se incorporan a las futuras cordilleras.

14.5. Mareas

Por último, hay que recordar que el nivel del mar (ese nivel sobre el que medimos la amplitud de una ola) oscila constantemente entre dos niveles máximos y dos mínimos cada día (pleamar y bajamar).

Para entender las mareas hay que recordar que la hidrosfera (especialmente los océanos) es una capa continua que envuelve la Tierra. Eso permite que el agua migre de unas zonas a otras cuando alguna fuerza actúa sobre el conjunto. Las mareas se forman cuando la masa de la Luna o el Sol atraen agua hacia las partes del océano enfrentadas a uno de ellos. Así se produce un abultamiento en la masa de agua en la parte más cercana a la Luna y (atención) otro en la parte más alejada, aquella en la que la atracción es menor (ver Figura 100.). Si tenemos en cuenta que la Tierra rota sobre sí misma cada 24 horas, un lugar de la superficie se enfrenta a la Luna (o el Sol) una vez al día y una vez al día está en el punto más alejado, lo que explica las dos pleamares de cada día.

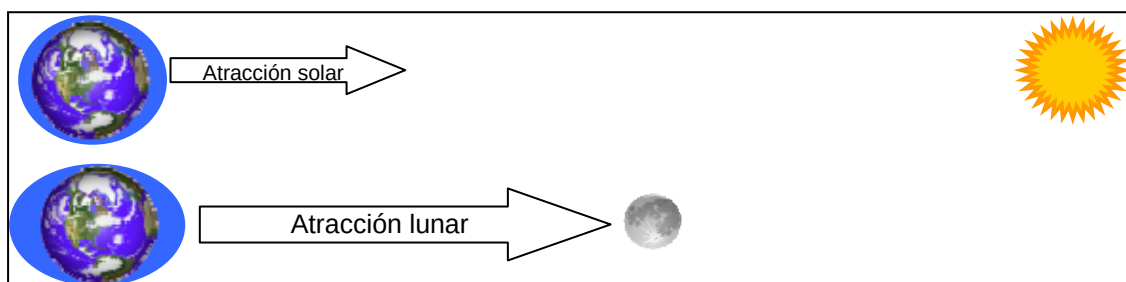


Figura 100. La fuerza de la gravedad entre la Tierra, el Sol y la Luna, son responsables de las mareas.

Procesos litorales

Como el Sol y la Luna están aproximadamente contenidos en un plano definido por la órbita terrestre (la eclíptica), podemos representar el sistema visto desde la estrella Polar (situada sobre el polo Norte) como aparece en la Figura 101. , que explica por qué algunos días las mareas son mas amplias (marea viva) y otros días son menos amplias (marea muerta).

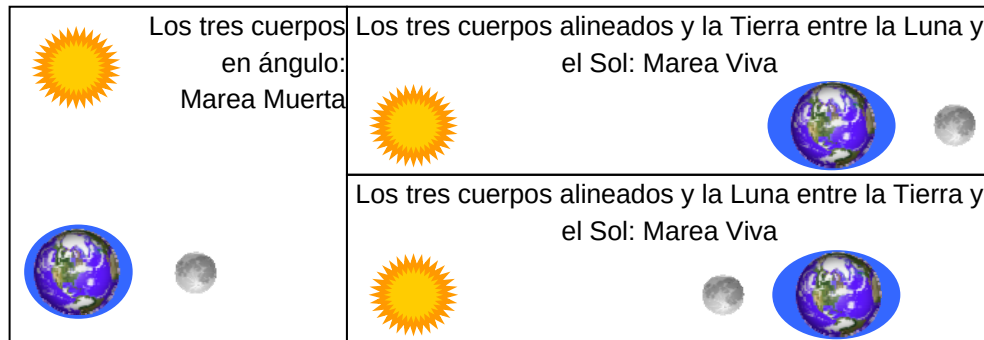


Figura 101. La posición de la Tierra, la Luna y el Sol que dan lugar a mareas vivas y mareas muertas.

14.6. Elementos de una playa

La combinación de olas y mareas determina que cada parte de una playa o acantilado es escenario de un ambiente muy variable.

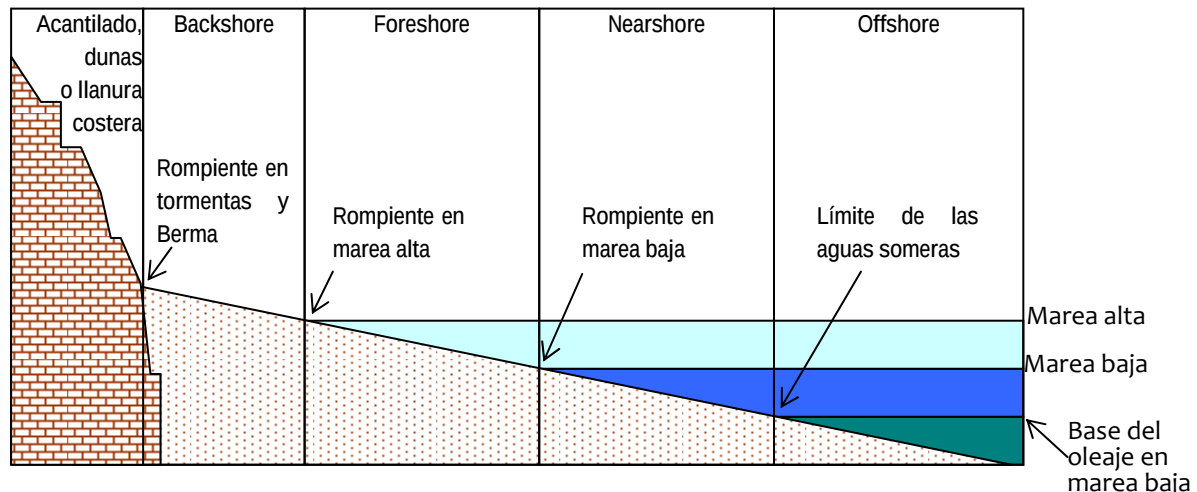


Figura 102. Las principales partes de las costa en función de su exposición a las olas o las mareas.

Offshore es la zona que, por su gran profundidad, queda fuera del efecto del oleaje en marea baja. Allí no hay estructuras sedimentarias de oscilación. Viven organismos que no soportan la retirada del agua.

Nearshore es la zona entre la rompiente en marea baja y la base del oleaje en marea baja. Aquí pueden encontrarse estructuras sedimentarias oscilatorias y de corriente, pero estructuras que se formen fuera del agua.

Foreshore es la zona entre la rompiente en marea baja y la rompiente en marea alta. Estructuras oscilatorias y de corriente, estructuras subaéreas y organismos que resisten la alternancia de agua y aire.

Backshore es la zona entre la rompiente en marea alta y la rompiente en tormentas extraordinarias. Estas tormentas dejan una cresa en la playa que se denomina **berma**. La berma es un elemento fundamental en la delimitación legal de las costas.

Más arriba, todas la playa terminan en afloramientos rocosos (acantilados), sistemas de dunas eólicas o llanuras litorales.

14.7. Elementos de los acantilados

Los acantilados pueden tener su base:

- En la parte superior de una playa; y recibir oleaje sólo durante las grandes tormentas.
- Entre el nivel de marea baja y el de marea alta; y recibir oleaje durante la marea alta.
- Por debajo del nivel de marea baja; y recibir oleaje permanentemente.

Procesos litorales

El principal efecto del oleaje es que el agua, al chocar contra la pared de roca y ser empujada por toda la masa de agua que viene detrás, produce intensas presiones en las rocas y en cualquier fisura.

El oleaje produce así erosión en la base del acantilado, formando pendiente en extraplomo.

Esta socavación en la base da lugar a la inestabilidad del resto del acantilado (incluso si nunca lo moja el agua de mar) y conlleva fenómenos gravitacionales; principalmente, desprendimientos y deslizamientos.

Entre los elementos destacados de los acantilados están los sifones, verdaderas tuberías por las que el agua circula a gran presión, lo que permite que alcance a veces una gran altura.

15. Procesos kársticos

La palabra kart proviene de la región de Croacia y designa un tipo de relieves donde predominan los relieves derivados de la disolución de rocas (solubles). Los fenómenos kársticos más abundantes se dan en rocas carbonatadas (calizas y dolomías), yesos y sales sencillas.

Los rasgos más frecuentes de estos relieves son:

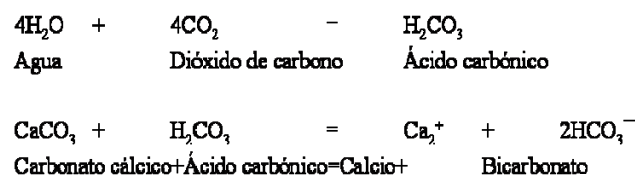
- La existencia en la superficie de abundantes depresiones cerradas en las que, si hay agua, hay un flujo hacia sumideros, o conductos por los que el agua se infiltra hacia el interior.
- Cuevas muy abundantes, parcialmente rellenas de precipitados químicos de los minerales más abundantes (calcita, yeso, etc.).
- Formas de disolución en los afloramientos rocosos.
- Manantiales.

15.1. Funcionamiento físico-químico del sistema kárstico

Los fenómenos kársticos se producen fácilmente si se dan las siguientes condiciones:

- Roca soluble masiva (en grandes volúmenes de roca).
- Baja porosidad primaria.
- Red de fracturas (que producen una porosidad secundaria).
- Porosidad terciaria por disolución (aunque esto más que una condición es el propio fenómeno del karst).

Aunque el fenómeno se da en otras rocas, el fenómeno kárstico por excelencia es el de las rocas carbonatadas. En este caso, la disolución de la roca depende de dos reacciones químicas principales:



La disolución de la calcita (CaCO_3) se ve favorecida por la presencia de ácido carbónico y ésta, a su vez, por la presencia de CO_2 en el medio. Como el CO_2 es un gas cuya concentración en el aire y el agua es variable, las rocas carbonatadas se disuelven y precipitan constantemente dando lugar a cavidades de disolución y a precipitados que se conocen como travertinos.

Cualquier aumento de presión de CO_2 produce disolución, y cualquier disminución produce precipitación.

Por eso, la actividad orgánica puede tener varios efectos, por ejemplo:

- La descomposición de la materia orgánica en el suelo favorece la disolución.
- Las plantas acuáticas que retiran CO_2 del agua para hacer la fotosíntesis dan lugar a precipitación de calcita; así se forma la tobas, como las que dan lugar a las lagunas de Ruidera.

También algunos factores físicos pueden influir:

- La circulación de agua a gran presión en las fisuras favorece la disolución (por eso el proceso es más eficaz en macizos masivos que en los extremadamente figurados o estratificados).
- La salida del agua a las cuevas da lugar a una descompresión y a una desgasificación y, al perder CO_2 , se precipita calcita (así se forman las **estalactitas**).
- El impacto de las gotas de agua en el fondo de las cuevas también produce desgasificación y precipitación de CO_2 (así se forman las **estalagmitas**).

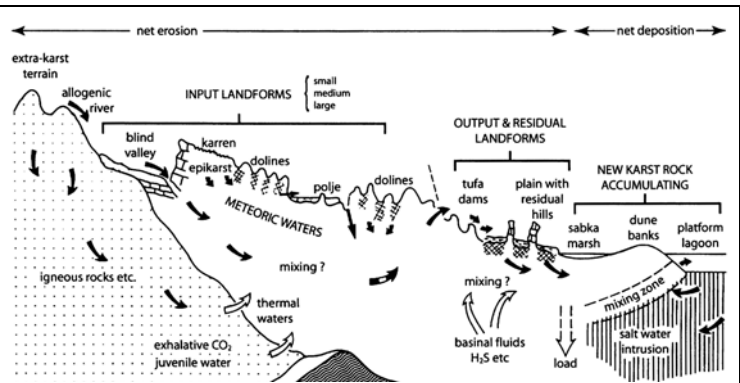
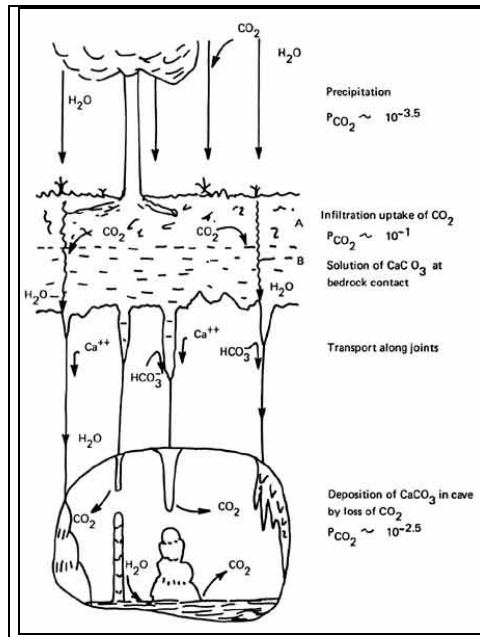


Figura 103. El sistema kárstico según Ford & Williams (2007) (ARRIBA)

Figura 104. Modelo físico de la disolución y deposición de calcita en espeleotemas, dependiendo de la actividad biológica, y los cambios del presión de CO_2 en las fisuras y las cuevas (según Holland, 1964 in White, 1988) (IZQUIERDA)

15.2. La estructura del sistema kárstico

En las regiones kársticas se dan en las mismas zonas procesos de disolución y procesos de precipitación pero, en general, en las partes más elevadas predomina la disolución (es decir se están abriendo nuevas cavidades, aunque localmente haya precipitados) y en la más bajas predomina la precipitación con la formación masiva de rocas carbonatadas. En realidad, la mayoría de los textos llaman karst a la región donde predomina la disolución.

15.3. Formas constructivas y destructivas del karst

La siguiente es una lista de formas básicas. En cualquier libro aparece alguna descripción y lo más recomendable es ver muchas imágenes.

Principales formas del relieve en el karst		
Formas destructivas:	Papel que juegan	
Dolina	Vías de entrada de agua en el sistema	Precipitación inorgánica
Uvala		
Polje		Precipitación orgánica
Valle ciego		
Sima (un tipo de dolina)		
Karren o Lapiaz	Formas residuales de la erosión	Tobas
Torres		

16. Procesos glaciares y periglaciares

16.1. El sistema glaciar

En algunas regiones del planeta, un balance anual positivo de la acumulación de nieve o hielo da lugar a grandes espesores de hielo. La acumulación da lugar a la formación de **hielo glaciar**, por compactación y recrystalización, más denso que la nieve. La presión del hielo suprayacente y la gravedad dan lugar a diversos mecanismos de flujo. La transformación de nieve en hielo glaciar lleva algún tiempo, pero la nieve que supera el primer verano después de su caída, puede considerarse incorporada al hielo glaciar.

Un **glaciar** es una masa de hielo policristalino en movimiento.

Los glaciares aparecen en las altas latitudes y las grandes altitudes, de forma que son un componente importante del relieve terrestre en muchos lugares.

La masa de un glaciar puede crecer o disminuir por varias entradas y salidas de hielo y sedimentos, como muestra la Figura 105. Merece la pena señalar el **calving**, que es la pérdida de hielo cuando los glaciares desembocan en lagos o mares y los bloques se rompen para formar **icebergs**.

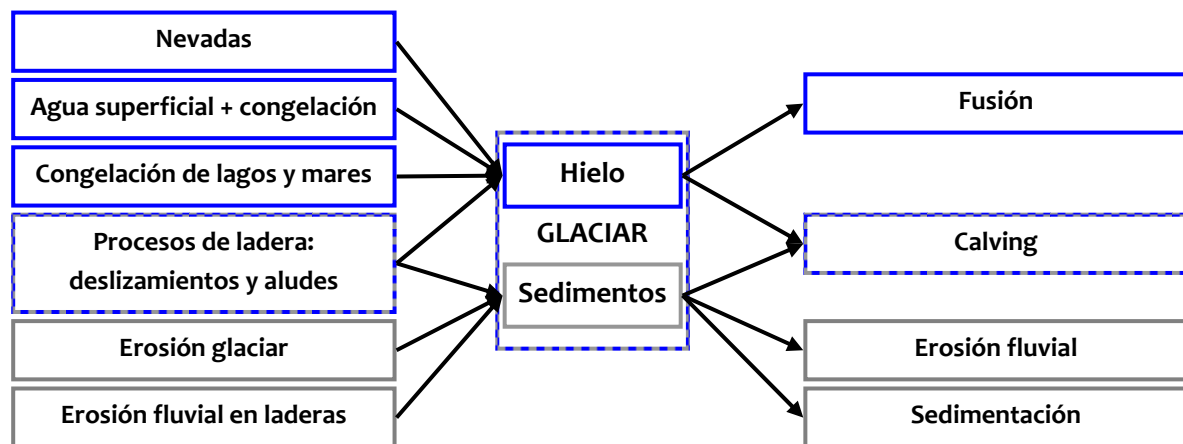


Figura 105. Entradas y salidas de hielo y sedimentos en un glaciar

16.2. Cómo se mueve el hielo de un glaciar

La **causa del movimiento glaciar**, la fuerza que lo pone en marcha, es la diferencia de presión entre los lugares donde se acumula hielo y los lugares donde se está perdiendo hielo.

Para entenderlo hay que aclarar algunos conceptos:

Balance anual de masa en un punto del glaciar es la diferencia entre el espesor de hielo a final de un verano y el espesor de hielo al final del verano siguiente.

Gradiente del balance anual es el cambio en el balance por unidad de distancia a lo largo del glaciar. Hay glaciares con una gran diferencia de balance en una distancia corta (gran gradiente) y glaciares que tienen casi el mismo balance a lo largo de muchos cientos de kilómetros (pequeño gradiente). La velocidad de flujo de un glaciar es directamente proporcional al gradiente del balance, desde glaciares muy rápidos (Perito Moreno en los Andes) hasta depósitos de hielo muerto (stagnant ice) que no se mueve desde hace años, como ocurre en bastantes lugares de la Antártica.

La Figura 106. muestra cómo se producen diferencias en el balance de radiación.

Como consecuencia de esas variaciones en el balance de acumulación, en los glaciares se definen tres conceptos más:

Procesos glaciares

Zona de acumulación es toda la zona donde el balance de masas es positivo, es decir, cada año se forma más hielo del que se pierde.

Zona de ablación es la zona donde el balance de masa es negativo. El término **ablación** puede considerarse como sinónimo de pérdida, pero no de fusión, ya que un glaciar puede perder masas por fusión, erosión eólica, desprendimiento, etc., y todos estos procesos están incluidos en el término de ablación.

Línea de equilibrio es la línea teórica que separa las zonas de ablación y acumulación.

El **flujo glaciar** se dirige de la zona de acumulación a la de ablación con un movimiento rotatorio que es responsable de algunos fenómenos como la **sobre-excavación glaciar**.

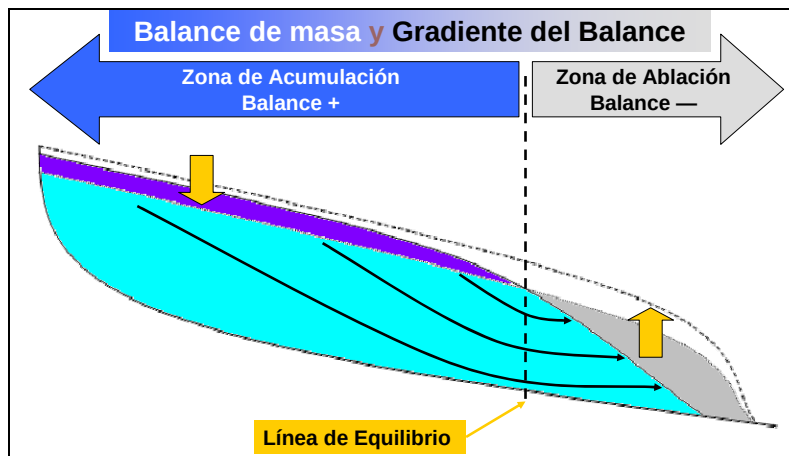
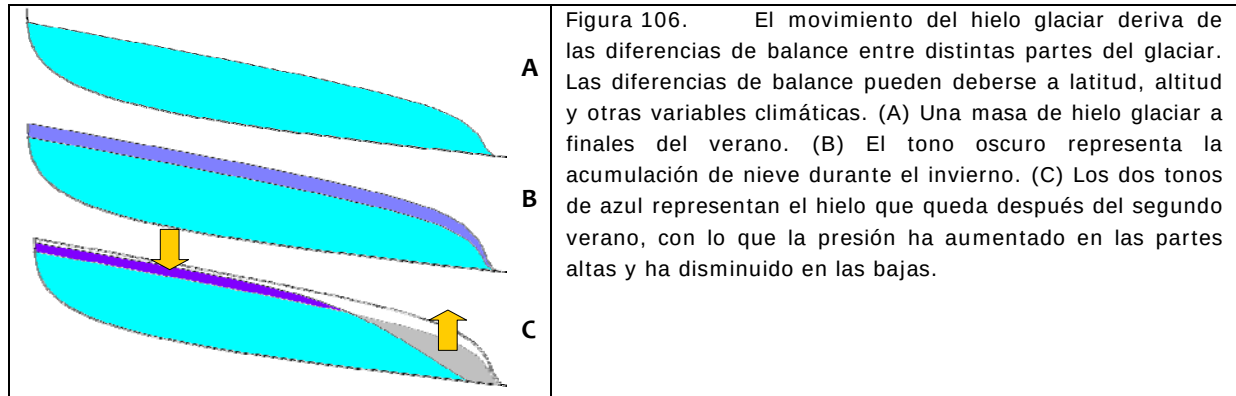


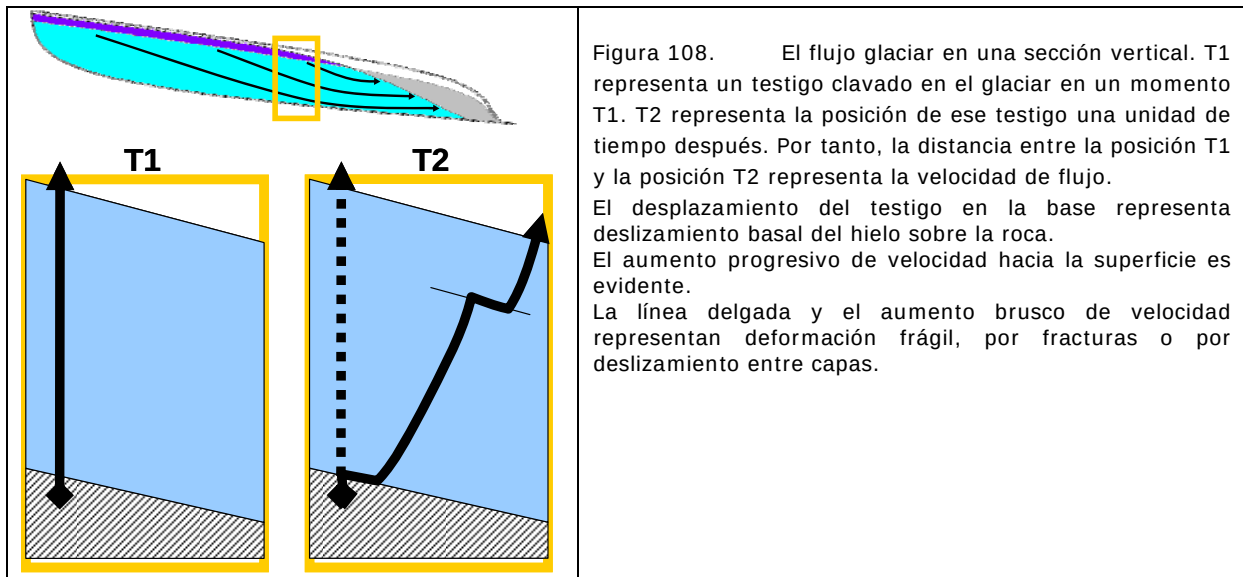
Figura 107. Zonas de acumulación y ablación; línea de equilibrio, y flujo glaciar.

Se conocen varios **mecanismos de flujo glaciar** (Figura 108. ; los más importantes son:

- Deformación interna continua (flujo s.s.), por reorganización de cristales o por procesos de fusión y recrystalización.
- Deformación frágil, por deslizamiento entre capas de hielo o por fractura.
- Deslizamiento basal.

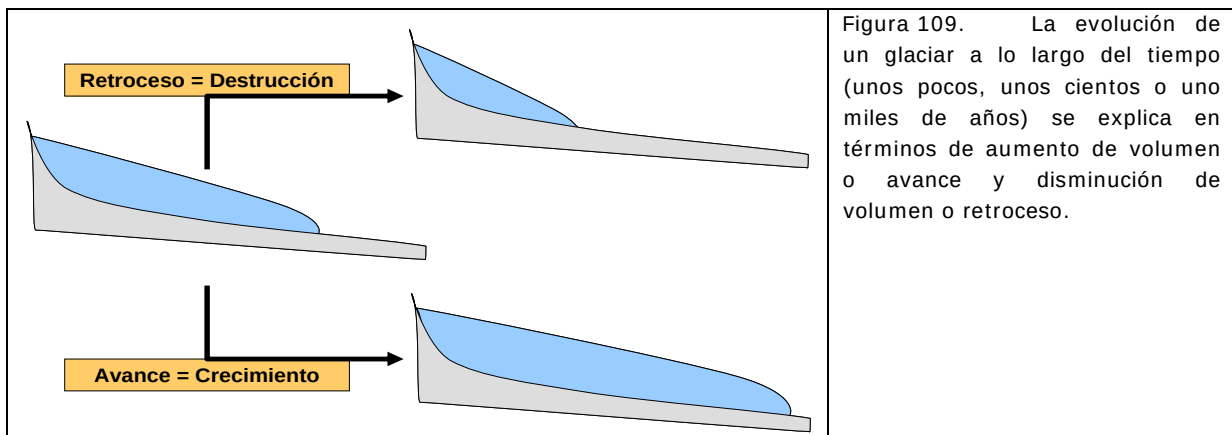
Todos estos mecanismos coexisten en un glaciar, pero predominarán unos u otros dependiendo de factores como la temperatura o el espesor de hielo (presión confinante).

La formación de fracturas, que se denominan **crevasses**, es muy común en la superficie del glaciar, con baja presión confinante y constituye un elemento importante de los glaciares y una vía de penetración de aguas de fusión hacia la base del glaciar.



No debe confundirse el flujo del un glaciar con el avance o retroceso del mismo. El flujo es un proceso constante, en momento donde el glaciar está creciendo o está siendo destruido por el calor. Hay glaciares lentos y rápidos pero todos fluyen hacia la zona de ablación.

Otra cosa es cómo evolucionan los glaciares. Los glaciares pueden crecer o disminuir de volumen y a esos procesos se les denomina **avance glaciar** y **retroceso glaciar** respectivamente (Figura 109.). Es decir, un glaciar no detiene su flujo mientras retrocede. Esta aparente contradicción se entiende si se considera al glaciar como una cinta transportadora que puede hacerse más o menos larga, pero no deja de girar y hacer avanzar su carga en el mismo sentido.



16.3. El glaciar como agente de modelado por erosión y sedimentación

Los principales mecanismos de erosión glaciar son

- Recogida de detritos (**entrainment**), ya que el hielo, como el viento o el agua fluida puede recoger o dejar atrás sedimentos finos dependiendo de su tamaño. Sin embargo, el hielo es menos selectivo que otros agentes de transporte y es capaz de transportar juntos todos los tamaños de detritos.
- Arranque (**plucking**), que se produce cuando el agua se congela en las grietas formando algo así como “raíces” que arrancan bloques, o cuando los bloques transportados por el hielo impactan contra las paredes y rompen la roca.

Procesos glaciares

- **Pulido y estriado**, de las paredes del glaciar y de los clastos transportados. Este mecanismo es responsable de la formación de “harina glaciar” un polvo limo-arcilloso que puede acabar en lagos o en el loess.
- Aportes de ladera, tanto por socavación del propio glaciar como por procesos periglaciares y de aguas de fusión.

Una forma de erosión muy frecuente y muy interesante son las **rocas aborregadas** o *roches moutonnées*. Son resaltes asimétricos, con una superficie pulida o estriada en la cara que apunta flujo-arriba y una cara irregular, con restos de arranque de bloques en la cara que apunta flujo-abajo. El origen de las rocas aborregadas muestra buena parte de los mecanismos de erosión. El proceso se inicia cuando, al pasar sobre un obstáculo, el hielo se ve comprimido. El aumento de presión favorece cierta fusión en la base (por supuesto en glaciares que estén cercanos al punto de fusión) y juntos (presión y agua) favorecen el deslizamiento basal. Como consecuencia, los clastos arrastrados pulen o estrian la roca (y ésta a los clastos). Flujo abajo, al pasar el obstáculo, la presión descende y el agua se congela, entrando en las grietas y facilitando el arranque (**plucking**) de bloques.

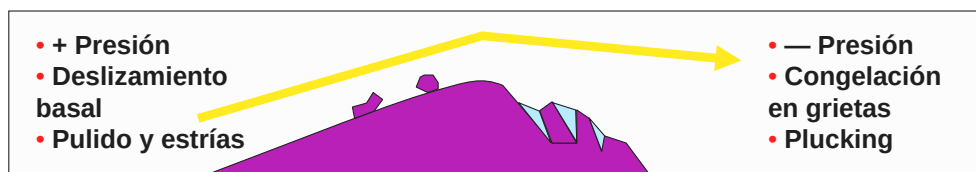


Figura 110. Origen de las rocas aborregadas

Por otra parte el hielo glaciar transporta los detritos hasta que se produce algunos de los siguientes **mecanismos de sedimentación**: **fusión** de hielo o **abandono** de sedimentos (**lodgement**, lo contrario del entrainment). Además, en el frente del glaciar, y durante los periodos de avance, el hielo puede empujar sedimentos se forman así **depósitos de empuje**.

Los depósitos formados por el hielo glaciar se denominan **till** (**tillitas** cuando sufren litificación y son rocas). Cuando se trata de depósitos recientes (Pleistoceno y Holoceno), y puede reconocerse el relieve formado por los sedimentos, se usa el término **morrenas** (*moraines*). Según el lugar donde se depositaron las morrenas pueden clasificarse en:

- Periféricas
 - Frontales
 - Laterales
 - Centrales
- De fondo

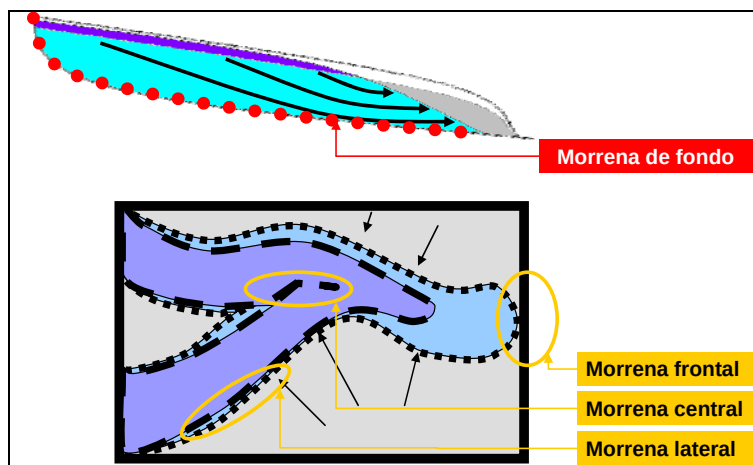


Figura 111. Clasificación de las morrenas según su posición en un glaciar.

A esto hay que añadir que las aguas de fusión dan lugar a sistemas lacustres (**glacio-lacustre**) y fluviales (fluvio-glaciar) que pueden dar lugar a sedimentos. Un **kame** o terraza-kame es un depósito formado en lagos periféricos

Procesos glaciares

(entre el glaciar y las laderas) que se conserva colgado en la ladera tras la retirada del hielo. Un **esker** es un depósito formado por una corriente de agua **supraglacial**, **englacial** o **subglacial** que, cuando se funde el hielo, forma una cresta de depósitos.

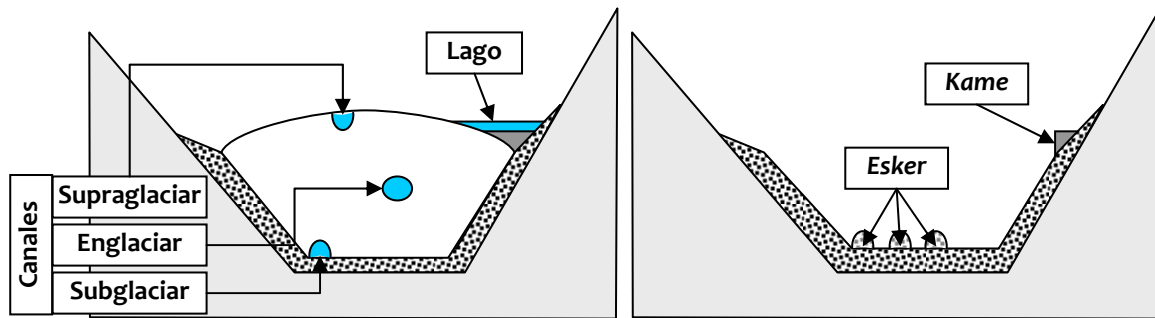


Figura 112. La formación de eskers y kames

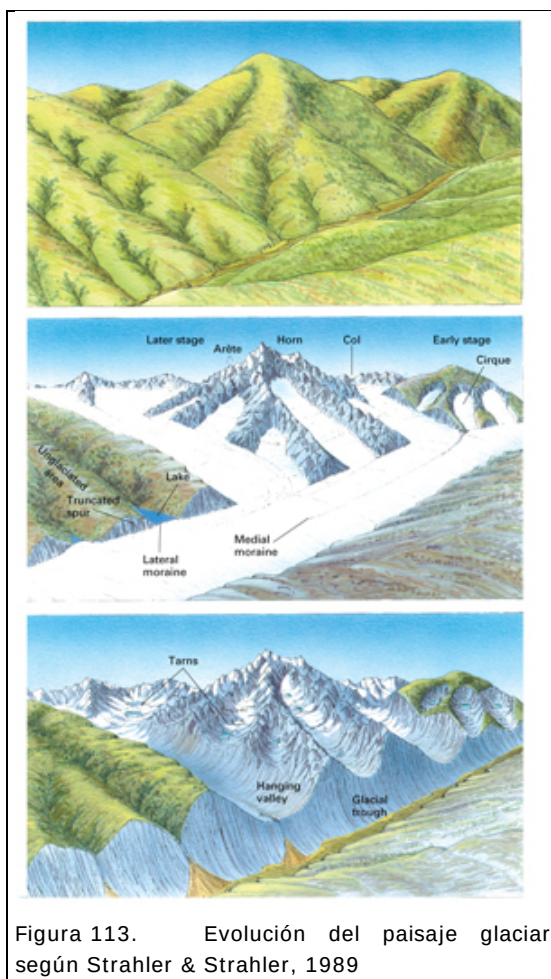


Figura 113. Evolución del paisaje glaciar según Strahler & Strahler, 1989

glaciares tienen más espesor de hielo que otros y se ajustan por la superficie del hielo y no por el fondo). La consecuencia son valles con perfil transversal en U, con grandes desniveles y abundancia de cascadas (Figura 113.).

16.4. Paisajes y relieves glaciares

Hay muchos **tipos de glaciares**, pero los tipos básicos son sólo unos pocos:

- De Montaña o Alpinos: corrientes de hielo confinadas entre laderas.
 - o **Glaciar de circo**: la zona de acumulación y ablación ocupan un espacio pequeño y forman una depresión casi circular por sobre-excavación.
 - o **Glaciar de valle**: mucho más largos que anchos, la corriente de hielo corre por un valle, a menudo con una red de glaciares que confluyen unos con otros
- **Glaciar de casquete**: no confinados por laderas, cubren grandes extensiones de territorio y las rocas sólo afloran en los relieves más marcados (**nunataks**). Pueden tener varias zonas de acumulación y ablación, con sistemas de flujo muy complejos.
- **Banquisas**: hielos flotantes el mar o los lagos.

En el caso de los glaciares alpinos, la retirada de los hielos deja una red de valles que, a diferencia de los valles fluviales no están ajustados unos a otros (ya que unos

17. Procesos periglaciares

Se denominan **procesos periglaciares** al conjunto de procesos causados por ciclos de congelación-descongelación en climas fríos. Estas condiciones son comunes en altas latitudes, gran altitud y en la periferia de los glaciares (de donde procede el nombre de periglaciario).

17.1. Los cambios de temperatura y los suelos periglaciares

La **temperatura del suelo** depende del calentamiento por radiación solar (desde arriba) y del calentamiento por flujo geotérmico (desde abajo). Por eso, desde la superficie, la temperatura del suelo disminuye un poco al penetrar en el suelo, pero a partir de cierta profundidad, la temperatura aumenta en consonancia con el gradiente geotérmico.

Sin embargo, en climas muy fríos la temperatura invernal y la de verano pueden causar un cambio estacional de esta tendencia (Figura 114.). En **invierno** la temperatura del aire cerca del suelo puede ser muy baja (-60°C por ejemplo), de modo que la superficie del suelo no se calienta. En estas condiciones la temperatura del suelo en superficie es similar (si no igual) a la del aire y desde allí aumenta con la profundidad. Pero en **verano** el aire se calienta y el suelo se calienta desde arriba hacia abajo. Entonces la curva de temperatura se parece a la “normal”. Sin embargo en las regiones frías no todo el suelo se descongela en verano sino que una parte queda permanentemente congelada (el **permafrost s.s.**).

Por supuesto estos ciclos pueden darse en climas intermedios, aunque todo el suelo se funde en verano. Entonces también se dan algunos procesos periglaciares (no todos) aunque con distinta intensidad.

Los procesos periglaciares derivan de la oscilación térmica, los ciclos de fusión-congelación y el intercambio de agua entre las partes congeladas y las fundidas.

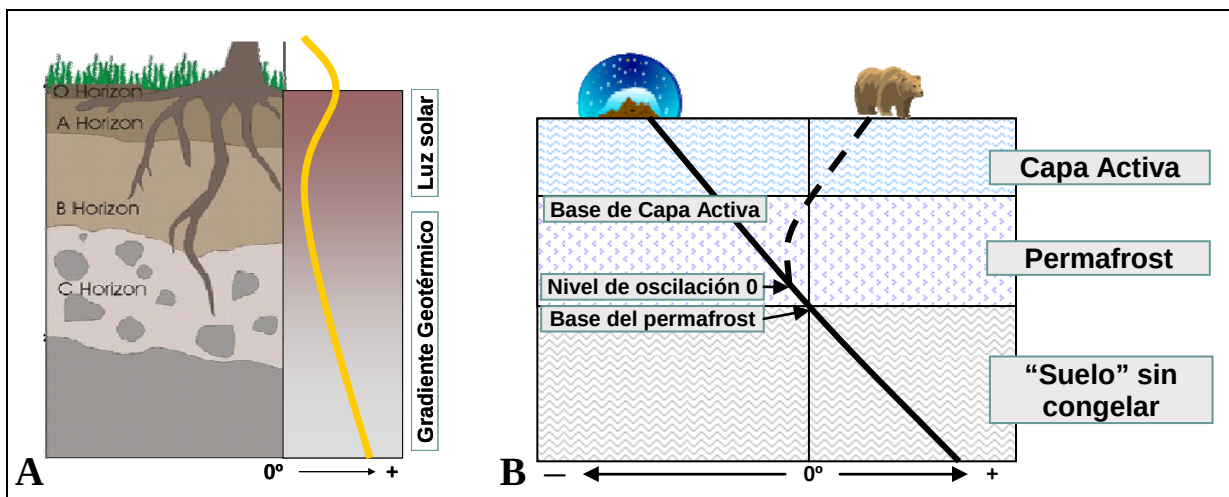


Figura 114. La temperatura del suelo en un suelo “templado” y en un suelo periglaciario.

17.2. Los elementos del permafrost

En un suelo periglaciario se distinguen los siguientes niveles (Figura 114.):

Capa Activa: formada por la parte superior del suelo que se funde y congela con los ciclos de temperatura estacionales.

Base de la capa activa: superficie que separa capa activa y **permafrost s.s.**

Permafrost s.s.: formado por la parte del suelo que permanece helada todo el año.

Base del permafrost: superficie por debajo de la cual el suelo permanece permanentemente descongelado.

Suelo sin congelar: parte inferior del suelo que, gracias al aporte del flujo geotérmico, permanece permanentemente descongelado.

Nivel de oscilación cero: superficie que separa la parte superior, donde la temperatura oscila con las estaciones, y la inferior, donde no hay cambios estacionales de temperatura.

17.3. Relieves periglaciares

Para entender los relieves glaciares, hay que entender los principales procesos periglaciares, que aparecen a continuación:

- Derivan de la **acción directa del hielo**:
 - **Gelifracción**: rotura de las rocas por el crecimiento de cuñas de hielo en grietas o poros.
 - **Cuñas** en el suelo: que no rompen rocas pero provocan movimientos diferenciales en detritos finos y gruesos.
 - **Hinchamiento**: al formarse hielo en los poros, los suelos se hinchan, creando paisajes con protuberancias y favoreciendo el transporte hacia las zonas que han quedado más bajas.
 - **Gelifluxión**: provocada por ciclos de crecimiento-fusión de cristales de hielo en laderas.
- **Acción de la temperatura**: los cambios de temperatura producen dilatación y contracción, que da lugar a la formación de grietas en el suelo, por donde pueden penetrar las cuñas de hielo y donde se acumulan sedimentos de tamaños seleccionados.
- La **gravedad** actúa en los ambientes periglaciares favorecida por los ciclos de fusión-congelación. Los suelos empapados y arcillosos sufren frecuentes deslizamientos y procesos de flujo o **solifluxión**. En las laderas se forman derrubios o colusiones, principalmente **canchales** formados por bloques rotos por gelifracción. Un tipo especial del colusión son los **grèzes littées**, casi los únicos derrubios en los que los materiales aparecen bien clasificados. Los **grèzes littées** son coluviones en los que alternan niveles finos de primavera (formados por aguas de fusión) con niveles gruesos de invierno (formados por gelifracción).
- Las **aguas de fusión** producen a menudo ríos braided, que suele ser la forma fluvial dominante de este tipo de ambientes
- El ambiente frío y seco, y la escasa vegetación (el agua está congelada) dan gran eficacia al **viento**, que a menudo da lugar a la formación de loess.

De todos estos procesos surge una gran variedad de formas de las que destacan, por su abundancia y extensión, los suelos organizados. Los **suelos organizados** muestran diversas formas geométricas que se repiten en el suelo, siempre dentro de dos tipos: **suelos clasificados** y **suelos sin clasificar**, en los que los detritos aparecen clasificados por tamaño o mezclados respectivamente.

Las formas geométricas varían dependiendo de otros factores, pero de mayor a menor pendiente encontramos alineaciones, lóbulos, círculos y polígonos. Como las versiones clasificadas de cada una de esas formas suelen estar dibujadas por piedras, se suelen llamar **círculos de piedra**, alineaciones de piedra, etc. También es frecuente hablar de **suelos poligonales**, clasificados o no.

Es decir, una posible clasificación requiere una tabla como la siguiente.

Tabla 16. Tipos de suelos periglaciares organizados (simplificado)		
Suelos	Clasificados	No clasificados
Alineaciones	Alineaciones de piedra	Alineaciones no clasificadas
Lóbulos	Lóbulos de piedra	Lóbulos no clasificadas
Círculos	Círculos de piedra	Círculos no clasificadas
Polígonos	Polígonos de piedra	Polígonos no clasificadas

Aparte de los suelos organizados, otras formas son muy características. La más destacada son los **pingos**, que se forman cuando hay a formación de lentejones de **hielo segregado** (masas de hielo puro, a diferencia del hielo intergranular) que da lugar a un caso especial de hinchamiento. Así se forman elevaciones aisladas que a menudo se rompen por su cumbre por efecto de la presión del agua o el hielo.

Para acabar, merece la pena mencionar otro fenómeno importante, el **glaciar rocoso**. Se trata de una masa de bloque con los poros llenos de hielo que fluye gracias a la plasticidad del hielo y el peso de los bloques y el hielo. Puede considerarse un fenómeno entre lo glaciar y lo periglaciar. Muchos glaciares van perdiendo hielo hasta que sólo queda el que está en los poros entre bloques (protegido de la radiación), es decir, puede ser un fenómeno tardiglaciar. Pero también hay glaciares rocosos en laderas que nunca han tenido glaciares, formándose por acumulación de hielo inter-bloques por enfriamiento progresivo, que acaban fluyendo y siendo glaciares rocosos.

18. Geología Histórica

18.1. El calendario Geológico

El calendario geológico es un marco de referencia en el que encajar el periodo de tiempo en que ocurrieron procesos geológicos o el periodo de formación de materiales geológicos.

El calendario consiste en la división del tiempo geológico en una serie de intervalos (jerarquizados).

En los trabajos de geología, cualquier acontecimiento o material (roca o fósil) se describe por sus características y su posición en el calendario geológico. Por ejemplo, se habla de una glaciación ordovícica o de una dolomita del Cretácico Superior.

Los intervalos del calendario y sus límites están definidos por una comisión internacional, que elige acontecimientos geológicos-paleontológicos importantes para establecerlos y elige localidades donde se conserva y puede observarse el límite.

Los intervalos de tiempo y los límites del calendario empezaron a definirse en el siglo XVII, mediante los acontecimientos mencionados pero sin poder calcular cuantitativamente la edad de esos acontecimientos. Actualmente, todos los límites del calendario tienen asignada una edad en unidades de tiempo (en millones de años o m.a.).

Las divisiones del calendario se organizan jerárquicamente en categorías que, del nivel superior al inferior, se denominan:

- Eon
- Era
- Sistema o Periodo
- Serie
- Piso

El **piso** es la unidad básica y su nombre hace referencia a la localidad geográfica donde se define: Aquitaniense, Oxfordiense, Messiniense, etc.

El Precámbrico es una división informal (de nivel superior al eón), que se subdivide en tres eones: Hádico, Arcaico y Proterozoico.

Es muy importante recordar que la representación del calendario casi nunca guarda relación con la escala temporal, dado lo difícil que es representarla y, a la vez, incluir el detalle con que se dividen los intervalos más recientes.

Geología Histórica

EDAD (m.a.)	EÓN	ERA	SISTEMA PERIODO	SERIE
2	Fanerozoico	Cenozoico	Neógeno	Holoceno
				Pleistoceno
				Plioceno
				Mioceno
24		Paleógeno	Paleógeno	Oligoceno
				Eoceno
				Paleoceno
65		Mesozoico	Cretácico	Superior
				Inferior
144			Jurásico	Superior-Malm
				Medio-Dogger
				Inferior-Lias
208			Triásico	Superior
				Medio
				Inferior
245		Paleozoico	Pérmico	Lopingiense
				Guadalupiense
				Cisuraliense
286			Carbonífero	Pennsylvaniense
				Missisipiense
360			Devónico	Superior
				Medio
				Inferior
408			Silúrico	Pridoll
				Ludlow
				Wenlock
				Llandovery
438			Ordovícico	Superior
				Medio
				Inferior
505			Cámbrico	Furongiense
				Medio
				Inferior
570	Precámbrico	Proterozoico		
2500				
4030				
4570				

Figura 115. El calendario geológico en una versión simplificada a partir de la de Pieren Pidal (2005)

18.2. Historia de los continentes y los océanos

El **Hádico** es el eón anterior a las rocas más antiguas conocidas. El Arcaico es el eón en que se inicia la formación de la corteza y anterior a la vida fotosintética. El Proterozoico es el eón anterior a la vida pluricelular. El Fanerozoico es el eón de la vida pluricelular y la geología basada en la tectónica de placas. Las rocas más antiguas datadas tienen 4030 m.a., lo que marca el inicio del Arcaico.

Arcaico

Durante el Arcaico se formaron los **cinturones de rocas verdes**, los grandes cuerpos rocosos más antiguos que se conservan. Están formados por sedimentos marinos plegados y metamorizados que se interpretan como arcos islas en las primeras zonas de subducción (en bordes convergentes de dos protoplacas oceánicas). Son la huella de las primeras cordilleras y de la primera formación de corteza continental.

También se formaron **estromatolitos** (desde hace 3200 m.a.) que son depósitos calcareos en láminas concéntricas que actualmente son construidos por cianobacterias en unos pocos lugares del mundo.

Proterozoico

En este eón los estromatolitos se hacen muy frecuentes y sobre todo ocurren dos acontecimientos importantes:

- **Formaciones de hierro bandeado**. Son depósitos con gran contenido de hierro oxidado, que indican la presencia de oxígeno libre en la atmósfera y probablemente, la presencia de vida fotosintética.
- Depósitos de origen glacial, que se interpretan como la **glaciación proterozoica** que tiene dos implicaciones:
 - o Los sedimentos marinos contienen dropstones procedentes de la erosión en zonas continentales, arrastrados por el hielo y los icebergs y luego abandonado cuando los icebergs se funden. Esto indica la presencia de grandes masas emergidas.
 - o La enorme extensión de la glaciación se interpreta como un enfriamiento global (**Snowball Earth**) que podría deberse a un efecto antiinvernadero derivado de la aparición y extensión de la fotosíntesis.

Fanerozoico

En el eón Fanerozoico, la Tectónica de Placas funciona ya como actualmente, con colisiones, subducciones y dorsales.

La historia de la vida es la de la evolución, con aparición y desaparición de especies.

Paleozoico

Geología. A lo largo del Paleozoico se producen varias orogenias y glaciaciones.

Al final del Paleozoico todos los continentes se une en uno, formando el **supercontinente Pangea**. La formación de este supercontinente da lugar a cordilleras de colisión y orogenia en muchos lugares del mundo. En Europa, hay huellas de una orogenia (la orogenia Hercínica) que formó en Europa la cordillera Hercínica. Esta cordillera, erosionada y transformada por la orogenia alpina (al final del Mesozoico) constituye casi la mitad occidental de la península Ibérica.

En el Ordovícico y el Carbonífero se encuentran huellas de una glaciación conforme los continentes van pasando por los polos.

Evolución. El Fanerozoico se inicia en el Paleozoico con una gran explosión en el número de especies y especialmente con la extensión de los organismos pluricelulares.

En este periodo se forman grandes pantanos cubierto de vegetación que por diagénesis darán lugar a grandes yacimientos de carbón en muchos lugares del mundo.

El fenómeno más llamativo del Cámbrico es la abundancia de trilobites, artrópodos con esqueleto que alcanzan una gran extensión y son fósiles abundantes, hasta el punto de que sus huellas, las cruzianas, son también un fósil abundante.

Entre el Silúrico y el Devónico encontramos las primeras plantas terrestres y aparecen los vertebrados y los anfibios.

En el Carbonífero y el Pérmico aparecen las gimnospermas y los reptiles, los bosques se extienden y

Mesozoico

Geología. A lo largo del Mesozoico se produce la ruptura de Pangea, formando primero los continentes **Gondwana** y **Laurasia** y luego dispersándose los continentes hasta una situación muy parecida a la actual. Una

de los aspectos más llamativos es que, desde el Jurásico medio, el nivel del mar se mantuvo relativamente alto, de forma que muchas zonas continentales se convirtieron en cuencas marinas, con abundante formación de sedimentos.

En los movimientos de los continentes se producen algunas orogenias y, sin embargo, no hay huellas definitivas de ninguna glaciación.

Evolución. Sin ninguna duda, el hecho más destacado es la aparición de los **dinosaurios** en el Triásico y su desaparición en el Cretácico. Respecto a la extinción, ha dado lugar a un interesante debate sobre el papel de las catástrofes en la evolución; en concreto, respecto a la importancia de un impacto meteorítico en la extinción de los dinosaurios. Ese **impacto meteorítico** está bastante aceptado (en realidad se trató de un asteroide), dejó huellas en todo el mundo y se usa como criterio para definir el límite K-T (Cretácico-Terciario).

Pero en ese periodo se producen otros cambios importantes en la vida del planeta. A la expansión de las gimnospermas, sigue la extensión de las angiospermas; aparecen las aves y aparecen los primeros mamíferos marsupiales y placentarios.

Cenozoico

Geología. En el Paleógeno se inician la **glaciación cenozoica** (iniciada en la Antártica, que luego se extenderá por todo el con oscilaciones) y la orogenia Alpina (que se extiende a lo largo del Neógeno). Ambos acontecimientos están profundamente relacionados porque la orogenia tuvo varios efectos sobre el clima:

- a. Aumentar la altitud media de los continentes y facilitar la acumulación de nieve.
- b. Crear importante barreras para la circulación de los vientos y las corrientes marinas (cordilleras y, particularmente, el istmo de Panamá).
- c. Poner muchos silicatos a disposición de la alteración en un mecanismo muy eficaz en la fijación de CO₂.

Pero en el Cuaternario, las oscilaciones climáticas son enormes y muy frecuentes, influyendo decisivamente en la evolución de la vida.

Evolución. En el Paleógeno los mamíferos inician su extensión por todo el planeta, a expensas de los nichos ecológicos liberados con la extinción masiva de reptiles. Esta expansión da lugar en el Neógeno a la aparición y éxito de los primates y del género *Homo*.

18.3. Historia del clima

Para describir el clima terrestre, una aproximación (sencilla y razonable) es la de describirlo en términos de periodos con glaciación y periodos sin glaciación.

Una **glaciación** es un periodo de tiempo con casquetes glaciares a nivel del mar, o con huellas de su existencia. La Figura 116. muestra la extensión del hielo glaciar a lo largo de la historia geológica y, como se ve, las glaciaciones no nos un acontecimiento excepcional.

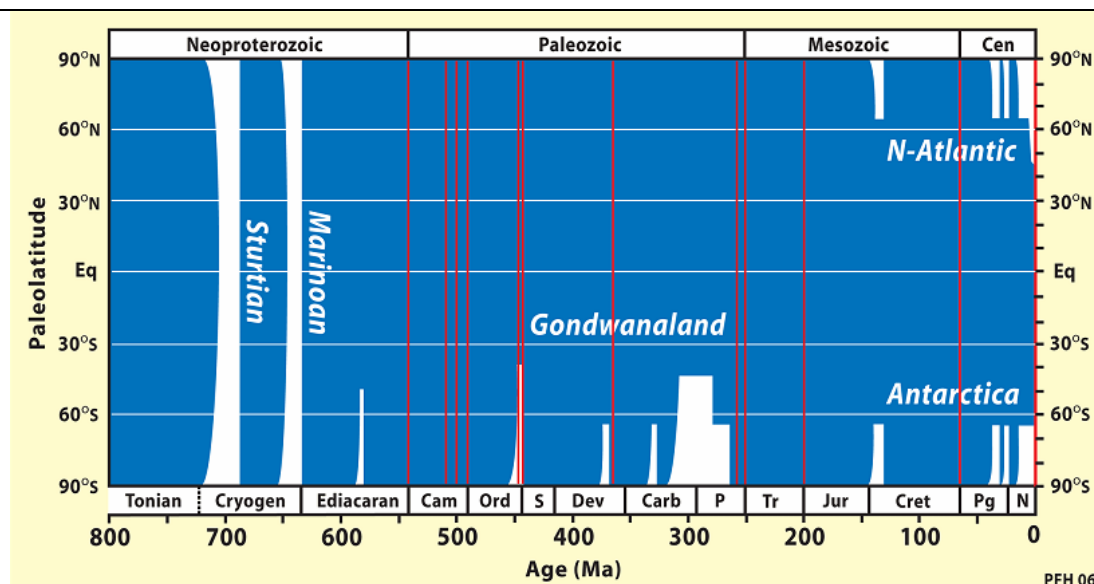


Figura 116. Las glaciaciones terrestres desde el Neoproterozoico, mostrando hasta qué latitudes llegó el hielo en cada momento. Según: <http://www.snowballearth.org/week1.html>

Las glaciaciones precenozoicas

La glaciación más extensa conocida se produjo al final del Proterozoico, en un momento en el que se piensa que el planeta pudo estar cubierto de hielo, con océanos congelados, se conoce como el periodo de la **Snowball Earth** (Tierra-Bola de Hielo).

En el Paleozoico, hubo varias glaciaciones, en el Ordovícico, el Devónico, el Carbonífero y el Pérmico, pero todas ellas en el hemisferio Sur, en un periodo de tiempo en el que no hubo nunca un continente en el polo Norte.

En el Mesozoico no hay huellas definitivas de ninguna glaciación, aunque hay sospechas de una glaciación menor en el límite Jurásico-Cretácico.

En el Cenozoico, en cambio, hay huellas de casquetes glaciares en la Antártica desde el Eoceno (Paleógeno) hasta la actualidad. Es decir, podríamos hablar de glaciación desde hace unos 30 m.a., eso sí, con muchas oscilaciones, especialmente claras durante el Pleistoceno (no hay que olvidar que es el periodo del que tenemos el mejor registro).

Los periodos sin glaciación se describen a menudo como tiempos de “clima normal” aunque, con el descubrimiento constante de glaciaciones el término es cada vez menos adecuado.

Podría destacarse el clima relativamente cálido del Mesozoico.

Las posibles **causas de las glaciaciones** son muy variadas: cambios en la emisión de radiación del Sol, cambios en la atmósfera, cambios en la distribución de los continentes, etc.

Es muy llamativo que, a la escala de todo el calendario geológico, las grandes glaciaciones han coincidido mayoritariamente con tres tipos de acontecimientos:

- i. Aumentos en la cantidad de oxígeno (y disminución de CO₂) como consecuencia de explosiones de vida fotosintética, produciendo un efecto anti-invernadero.
- ii. Orogenias, que modifican la circulación oceánica y permiten la acumulación de nieve.
- iii. Presencia de continentes en las zona polares, que favorecen la acumulación de nieve.

La Figura 117. , por ejemplo, muestra la relación entre las glaciaciones y los niveles de oxígeno. Como se ve hay una estrecha relación entre la evolución de la vida y el clima (idea que dio lugar a la hipótesis Gaia de James Lovelock, 1979).

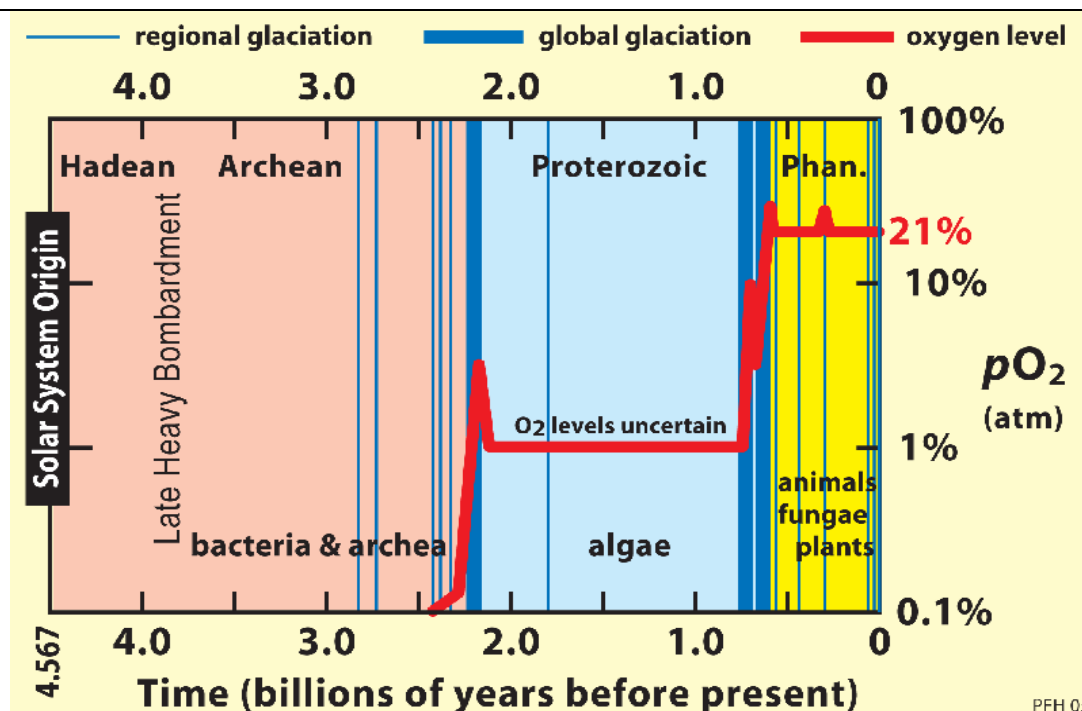


Figura 117. Relación entre el contenido en oxígeno de la atmósfera y las glaciaciones. <http://www.snowballearth.org/week1.html>

La glaciación cenozoica

La glaciación Cenozoica se extiende, como decíamos, desde hace 30 m.a. hasta la actualidad. Se ha reconstruido a partir de muchos datos, de los que los más importantes son:

- Depósitos glaciares continentales
- Loess
- Depósitos glaciares marinos
- Palinología** (registro de polen)
- Relación isotópica $^{18}O/^{16}O$**
- Depósitos marinos no glaciares

Todas estas fuentes de información han permitido reconstruir con detalle un sinfín de oscilaciones que aparecen reflejadas en la Figura 118.

La tendencia general parece encajar bastante bien con la idea de que el inicio de la glaciación y su extensión fueron causados sobre todo por la orogenia alpina (creando altitud y facilitando la alteración de las rocas) y la redistribución de los continentes (creando barreras para la redistribución de la energía recibida por la atmósfera). Sin embargo, las oscilaciones del Pleistoceno, muestran una cierta periodicidad (¡que nos anima a hacer predicciones!) que se ha relacionado, con bastante precisión con los cambios periódicos de la geometría y movimientos de la órbita terrestre alrededor del Sol (los ciclos de Milancovic).

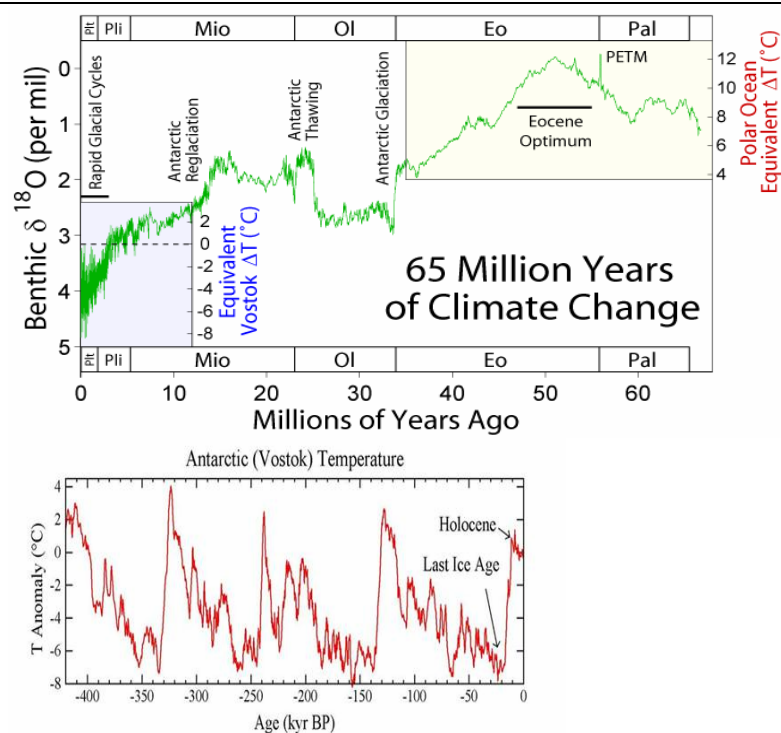


Figura 118. Evolución de la temperatura en el Cenozoico a partir de la proporción de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en aguas oceánicas y hielos polares. Según: <http://commons.wikimedia.org/wiki/Category:Paleocene> y http://soilcarboncenter.k-state.edu/originals/Hansen_2008a.html

19. Geología Regional de España

En la Península Ibérica se distinguen tres grandes unidades geológicas que aparecen en la Figura 119. :

- i. Macizo Ibérico
- ii. Cordilleras Alpinas
- iii. Cuencas Terciarias

Sobre todas ellas, hay además formaciones superficiales cuaternarias, que pueden ser muy importantes a escala local, pero no pueden representarse a escala peninsular ni son relevantes para entender el conjunto.

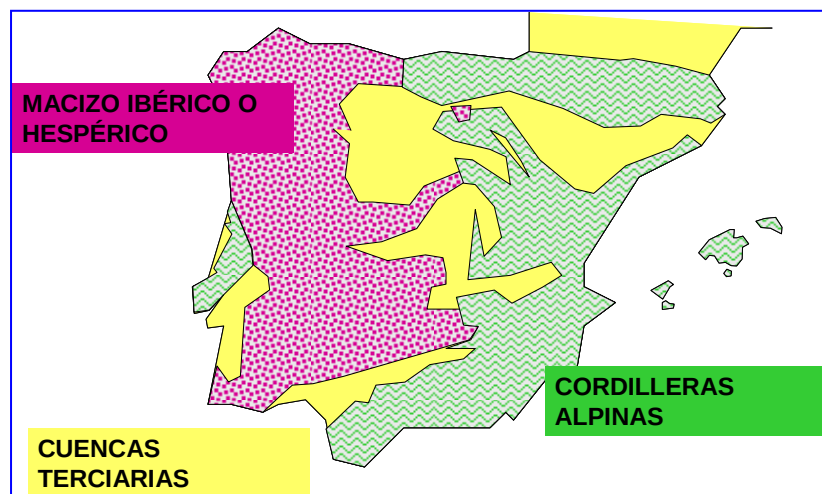
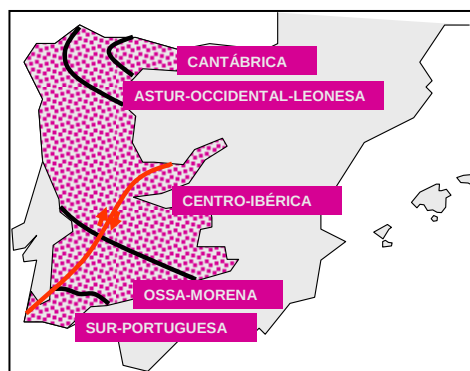


Figura 119. Las grandes unidades geológicas de la península Ibérica.

19.1. El macizo Ibérico

Está formado por materiales Paleozóicos y Precámbricos de todo tipo. El macizo está organizado en bandas formadas por la **orogenia Hercínica**, cada una de las cuales tiene rasgos característicos. El núcleo de la cordillera estuvo en la zona Centro-Ibérica y a ambos lados hay bandas con sedimentos (a menudo metamorfizados) y vulcanismo antiguo. Por ejemplo, la zona de Ossa Morena contiene la banda pirítica y está cabalgando sobre las dos zonas colindantes.

Durante la orogenia alpina (principalmente en el Neógeno) muchas zonas del macizo fueron levantadas (a veces por reactivación de fallas antiguas) y se formaron relieves importantes como Picos de Europa, el Sistema Central o sierra Morena.



19.2. Las cordilleras alpinas

Se trata de cordilleras formadas entre finales del mesozoico y el neógeno, por acercamiento entre Europa y África.

La deformación es más intensa en las Béticas y Pirineos, que son cordilleras tan importantes como los Alpes o el Himalaya, con grandes cabalgamientos y mantos de corrimiento.

La cordillera Ibérica se forma principalmente por fracturas del zócalo (las rocas del macizo ibérico que subyacen) que deformaron la cobertera de sedimentos.

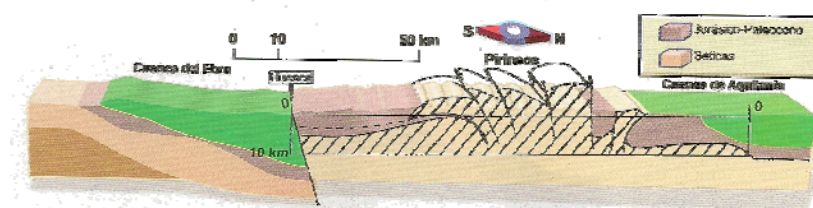


Figura 120. Esquema simplificado de la estructura geológica de los Pirineos, mostrando cabalgamientos, grandes fallas y pliegues y la formación de las cuencas del Ebro y de Aquitania (según Otero *et al.*, 1989).

19.3. Las cuencas terciarias continentales y marinas

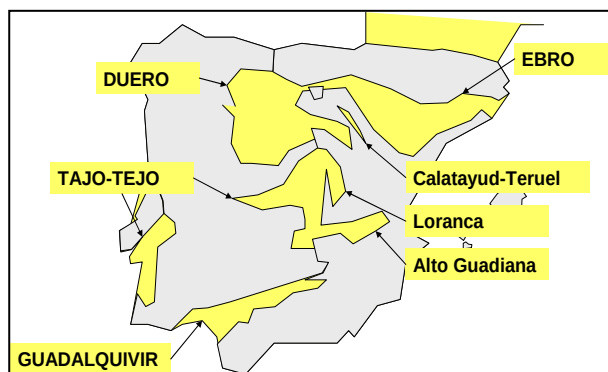
Las cuencas terciarias son las zonas deprimidas por la orogenia alpina.

La del Guadalquivir fue una cuenca marina, sumergida hasta finales del Terciario, y rellena de sedimentos procedentes de sierra Morena y las Béticas.

Las cuencas del Tajo y Duero continentales y endorreicas (sin salida al mar). Se rellenaron con los sedimentos que procedían de la erosión de las Cordilleras Alpinas o del Macizo Ibérico deformado de nuevo.

La cuenca del Ebro es principalmente continental, aunque el mar ocupó sus zonas más bajas.

En la actualidad, todas ellas están siendo erosionadas por los ríos que las recorren, desde el Plioceno.



Índice alfabético

a

abrasión, 89
 acondritas, 18
 acuícludo, 61
 acuífero, 61
 acuífero colgado, 61
 acuitardo, 61
 afanítica, 26
 agregados cristalinos, 6
 agua edáfica, 60
 agua subterránea, 60
 alóctono, 52
 alteración, 9, 72
 alteración dominante, 76
 alterita, 75
 ambiente bioclimático, 72
 amorfo, 4
 anatexia, 33
 andalucita, 34
 anomalías magnéticas, 16
 anticiclón, 67
 arcaico, 109
 arroyada en manto, 86
 arroyos, 86
 asimilación magmática, 25
 atrición, 89
 aureola metamórfica, 36
 autóctono, 52
 avance glaciario, 101

b

badlands, 90
 balance anual de masa, 99
 balance global de radiación, 65
 balance hídrico del acuífero, 60
 bandeado metamórfico, 33
 banquisas, 103
 barlovento, 89
 barniz del desierto, 76
 barras de meandro, 84
 base de la capa activa, 104
 base del *permafrost*, 104
 biostasia, 76
 bloque hundido, 51
 bloque levantado, 51
 bloques, 51
 bordes constructivos, 43
 bordes continentales pasivos, 45
 bordes convergentes, 42
 bordes destructivos, 43
 bordes divergentes, 42

bordes transformantes, 42, 44
 borrasca, 67
 braided, 84, 85
 brecha de falla, 35
 brechificación, 35
 buzamiento, 48

c

caída, 86
 caída, 86
 calendario geológico, 107
calving, 99
 cambios mineralógicos, 37
 cambios texturales, 37
 campo dipolar, 16
 canal, 82
 capa activa, 104
 cara de avalancha, 89
 carbonatación, 75
 cárcavas, 86
 carga de fondo, 83
 carga suspendida, 83
 cataclasis, 35
 cataclastitas, 35
 caudal, 82
 causa del movimiento glaciario, 99
 causas de la fusión, 23
 causas de las glaciaciones, 111
 célula de convección, 69
 célula de hadley, 69
 cenozoico, 110

ch

charnela, 49

c

cianita, 34
 ciclo de las rocas, 20
 ciclo de wilson, 46
 ciclo del agua, 56
 ciclo hidrológico, 56
 cinta transportadora de calor, 59
 cinturones de altas presiones subtropicales, 69, 70
 cinturones de bajas presiones subpolares, 69
 cinturones de rocas verdes, 109
 circulación general atmosférica, 58
 círculos de piedra, 105
 cizalla, 33
 cizalla, 47
 cizallamiento, 51
 clases de simetría, 5

clasificación de horizontes, 80
 clasificaciones taxonómicas, 81
 composición del suelo, 78
 compresión, 33
 compresión, 47
 condritas, 18
 constituyentes no gaseosos, 63
 contaminación de acuíferos, 62
 contaminación magmática, 25
 cordilleras, 40
 cordilleras alpinas, 114
 corneanas, 35
 corrientes marinas superficiales, 58
 corrientes oceánicas profundas, 59
 corrosión, 89
 corteza continental, 20
 corteza oceánica, 19
 costras, 75
 cresta, 49
 crevasses, 100
 crioclastia, 73
 cristal, 4
 cristalización fraccionada, 24
 cristalización fraccionada, 25
 cuarcita, 38
 cuenca de drenaje, 82, 87
 cuenca endorreica, 87
 cuenca exorreica, 87
 cuencas terciarias, 115
 cuñas, 105
 curva hipsométrica, 40

d

deflación, 89
 deformación dúctil, 47
 deformación elástica, 47, 48
 deformación frágil, 47
 deformación plástica, 47
 descarga, 57
 descompresión, 74
 deshidratación, 33
 deslizamiento, 86
 deslizamiento, 86
 deslizamientos rotacionales, 52
 diaclasa, 51
 diagénesis, 33
 diapiros, 53
 diferenciación magmática, 24, 25
 diferencias de densidad oceánica, 59
 dilatación y contracción, 74
 dinosaurios, 110
 dirección de la falla, 51
 dirección de un plano, 48
 discontinuidad de conrad, 20
 discontinuidad de conrad, 15
 discontinuidad de gütemberg, 15
 discontinuidad de mohorovicic, 15
 discontinuidad de wiechert-lehman, 15

discontinuidades, 15
 disolución, 74, 83
 distena, 34
 distensión, 33
 distensión, 47
 divisoria, 87
 duna, 89
 dunas litorales, 90
 duricrust, 75

e

eclogitas, 19
 edafogénesis, 78
 efecto de coriolis, 67
 eje, 49
 elementos de simetría, 5
 energía cinética, 82
 energía potencial, 82
 englaciación, 103
 enlace, 4
entrainment, 101
 eon, 107
 era, 107
 erg, 90
 erosión eólica, 89
 erupciones fisurales, 30
 escarpe de falla, 51
 escorrentía, 57, 60
 escorrentía difusa, 86
 esfuerzos diferenciales, 33
esker, 103
 esquisto, 36, 37
 esquisto, 37
 esquistosidad, 33
 estadios de formación de suelo, 79
 estratosfera, 65
 estriado, 102
 estromatolitos, 109
 estromboliana, 30
 estructura, 8
 estructura cristalina, 5
 evaporación, 57

f

facies metamórficas, 34
 factores bioclimáticos, 73
 factores de formación del suelo, 78
 factores geológicos, 72
 falla, 51
 falla de desgarre, 52
 falla dextral, 52
 falla directa, 51
 falla en dirección, 52
 falla inversa, 52
 falla sinistral, 52
 familias de rocas plutónicas, 29
 fanerítica, 26

Índice alfabético

fanerozoico, 109
fase hidrotermal, 26
fase neumatolítica, 26
fase ortomagmática, 26
fase pegmatítico-neumatolítica, 26
flancos, 49
flexión, 50
flotación, 83
flujo, 50, 86
flujo, 86
flujo geotérmico, 18
flujo glaciar, 100
foliación, 33
formación de nubes, 71
formaciones de hierro bandeado, 109
fosas oceánicas, 40
fractura, 51
frente polar, 69
friable, 72
fuente, 61
fusión parcial, 24

g

galaxia, 11
gases permanentes, 63
gelifluxión, 73
gelifluxión, 105
gelifracción, 73, 105
geoide, 17
geometría del canal, 82
glaciación, 110
glaciación cenozoica, 110, 112
glaciación proterozoica, 109
glaciar, 99
glaciar de casquete, 103
glaciar de circo, 103
glaciar de valle, 103
glaciar rocoso, 105
glacio-lacustre, 102
gneis, 36
gneis, 37
gneis glandular, 37
gondwana, 109
gradiente del balance anual, 99
gradiente geotérmico, 18
grés littéés, 105

h

hádico, 108
haloclastia, 74
hamada, 90
hawaiana, 30
herculeano, 30
heterosfera, 63
hidrólisis, 75
hidrosfera, 55
hielo glaciar, 99

hielo segregado, 105
hinchamiento, 105
homosfera, 63
horizontes, 80
humus, 80

i

icebergs, 99
impactita, 35
impacto de gotas de lluvia, 86
impacto meteorítico, 110
imperfecciones cristalinas, 5
inclinación de la falla, 51
infiltración, 57, 60
inmersión, 50
inversiones del campo magnético, 17
ionosfera, 63
isomorfismo, 6
isoquímico, 33, 37

k

kame, 102

l

labio hundido, 51
labio levantado, 51
labios de falla, 51
laurasia, 109
ley de desplazamiento de wien, 65
ley de stefan-boltzann, 65
límites de placa, 42
línea de equilibrio, 100
liquidus, 24
litificación, 33
litosfera, 40
litosfera, 15
litosfera continental, 40
litosfera oceánica, 40

ll

llanuras abisales, 40

l

lodgement, 102
loess, 90

m

macizo ibérico, 114
maclas, 6
magma, 8, 23
magmas alcalinos, 23
magmas calcoalcalinos, 23
magmas primarios, 23

magmas toleíticos, 23
 magnetización remanente, 16
 malpaís, 90
 manantial, 61
 manantiales, 57
 manto de alteración, 72
 manto de cabalgamiento, 52
 mármol, 38
 meandriforme, 84
 meandro, 84
 meandro abandonado, 84
 mecanismos de emplazamiento, 29
 mecanismos de flujo glacial, 100
 mecanismos de sedimentación, 102
 mesopausa, 65
 mesosfera, 65
 metamorfismo, 9
 metamorfismo (definición), 33
 metamorfismo de contacto, 35
 metamorfismo dinámico, 35
 metamorfismo regional, 36
 metamorfismo térmico, 35
 metasomatismo (definición), 37
 meteorización, 9, 72
 meteorización bioquímica, 75
 meteorización física, 72
 meteorización química, 72
 migmatita, 36
 migmatita, 37
 mineral, 4
 mineral índice, 33, 36
 minerales petrográficos, 6
 minerales silicatados, 6
 morrenas, 102

n

nebulosa, 11
 nebulosa planetaria, 11
 neoformación, 33, 34
 neutrosfera, 63
 nivel de base, 83
 nivel de oscilación cero, 105
 nivel freático, 60
 número de coordinación, 5

o

oasis, 90
 obsidiana, 4
 ondas love, 13
 ondas primarias, 13
 ondas rayleigh, 13
 ondas secundarias, 13
 ondas sísmicas, 13
 orogenia hercínica, 114
 ouadi, 90
 oxbow, 84
 oxidación, 74

p

paleogeografía, 42
 paleomagnetismo, 16
 paleozoico, 109
 palinología, 112
 pangea, 109
 pátina, 76
 peleana, 30
 pendiente, 82
 perfil de equilibrio, 83
 peridotitas, 19
 periodo, 107
permafrost, 104
 pingos, 105
 piroclástica, 27
 piso, 107
 pizarra, 36, 37
 pizarra, 37, 38
 pizarrosidad, 33
 placas litosféricas, 40
 plano axial, 49
 plano de falla, 51
 pliegue-falla, 50
 pliniana, 30
plucking, 101, 102
 point-bars, 84
 poliedro de coordinación, 5
 polimorfismo, 6
 porfídica, 26
 precipitación, 57
 presión atmosférica, 63
 presión confinante, 47, 48
 presión de confinamiento, 33
 presión de fluidos, 33
 presión de raíces, 74
 presión litostática, 33
 presiones dirigidas, 47
 presiones dirigidas, 33
 procesos básicos de formación de un suelo, 78
 procesos geológicos externos, 72
 procesos geológicos internos, 72
 procesos gravitacionales, 86
 producto residual, 75
 propiedades del agua, 55
 pulido, 102
 punto de curie, 16
 puntos calientes, 45

q

quelación, 75

r

rambla, 90
 recarga, 57
 recristalización, 33, 34
 red cristalina, 5

Índice alfabético

red de drenaje, 87
redes de bravais, 5
redes planas, 5
redes tridimensionales, 5
reg, 90
regolito, 72, 75
regueros, 86
relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, 112
reorientación, 33
reptación, 83
resistasia, 76
retroceso glaciar, 101
retrometamorfismo, 33
roca, 8
rocas aborregadas, 102
rocas sedimentarias, 9
rocas silicatadas, 6
roches moutonnées, 102
rodadura, 83

S

salinidad, 59
saltación, 83
salto de falla, 51
sección, 82
sedimentación, 9
sedimentación eólica, 89
serie, 107
sideritos, 18
siderolitos, 18
sillimanita, 34
sistema, 107
sistemas de cristalización, 5
snowball earth, 109, 111
sobre-excavación glaciar, 100
sobreexplotación de acuíferos, 61
solidus, 24
solifluxión, 73, 105
sotavento, 89
streckeisen, 28
subducción, 43
subglaciar, 103
suelo, 78
suelos organizados, 105
suelos poligonales, 105
suelos sin clasificar, 105
supercontinente, 109
superficie de falla, 51
supraglaciar, 103
suspensión, 83

t

talud continental, 40
tectitas, 18
temperatura del suelo, 104
termoclastia, 74
termosfera, 65
tetraedros de sílice, 6
textura, 8
till, 102
tillita, 102
tipos de acuíferos por el tipo de poros, 61
tipos de glaciares, 103
tipos del metamorfismo, 35
tipos principales de corrientes marinas, 57
transporte dominante, 76
transporte eólico, 89
tropopausa, 64
troposfera, 64

U

uelos clasificados, 105

V

velocidad de flujo, 82
vertientes, 82, 85
vesuviana, 30
vidrio, 4
viento del equilibrio, 67
viento geostrófico, 67
vítrea, 26
volumen global de agua, 56
vulcaniana, 30

y

yacimientos minerales, 37

Z

zona de ablación, 100
zona de acumulación, 100
zona de benioff, 44
zona insaturada, 60
zona vadosa, 60
zonas de sombra, 15
zonas metamórficas, 36