

Cuerpo de Profesores de Enseñanza Secundaria

Biología y Geología



TEMARIO
VOLUMEN I



OPOSICIONES





TEMA 4

MAGMATISMO. LAS ROCAS ÍGNEAS MÁS IMPORTANTES

1. TIPOS DE ROCAS ÍGNEAS



2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SILICATOS
3. COMPOSICIÓN DEL MAGMA
4. CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA
 - 4.1.- SERIE DE REACCIÓN DE BOWEN
 - 4.2.- TIPOS DE ROCAS SEGÚN LA COMPOSICIÓN DEL MAGMA
 - 4.3.- FASES DE CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA
 - 4.4.- DIFERENCIACIÓN Y ASIMILACIÓN MAGMÁTICA
5. ORIGEN DE LOS MAGMAS
 - 5.1.- MAGMA BASÁLTICO O MÁFICO
 - 5.2.- MAGMA ANDESÍTICO O INTERMEDIO
 - 5.3.- MAGMA GRANÍTICO O FÉLSICO
6. CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS
7. TEXTURA Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS IGNEAS
 - 7.1.- TEXTURA
 - 7.2.- ESTRUCTURA
8. PRINCIPALES ROCAS PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS
9. ROCAS FILONIANAS
10. ROCAS PIROCLÁSTICAS
11. GUIÓN RESUMEN
12. BIBLIOGRAFÍA



1.- TIPOS DE ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas se forman a gran profundidad, por debajo de la corteza terrestre (en el manto superior), en condiciones de elevada temperatura y presión donde los materiales se hallan fundidos. Al solidificarse estos materiales se forman las rocas ígneas.

Si enfría en profundidad, la velocidad de enfriamiento es lenta, y el magma es sometido a una elevada presión. En estas condiciones la cristalización puede durar varios millones de años, originando rocas con los cristales totalmente formados que llamamos **rocas plutónicas**.

Cuando el magma se enfría más rápido, porque ha llegado muy cerca de la superficie o incluso se derrama por ella, hay una baja presión y el enfriamiento es muy rápido. Los cristales no llegan a formarse bien, y tenemos una materia microcristalina englobando algunos cristales más o menos bien formados, son las **rocas volcánicas o subvolcánicas**.

Por último, algunas rocas se forman cuando escapan soluciones fluidas del magma y se encajan en fracturas, diques o filones de las rocas encajantes. Estas tienen una composición muy particular y las llamamos **rocas filonianas**.

En todas las rocas ígneas el componente principal son silicatos, por lo que resulta imprescindible conocer los tipos de silicatos para entender la formación de las rocas ígneas.

2.- CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SILICATOS

En un magma o en una roca ígnea, la sílice se halla formando silicatos, que son unidades del tetraedro SiO_4^{4-} que se van polimerizando. Estos tetraedros pueden compartir uno o varios átomos de O con los tetraedros vecinos, con los que se polimerizan. Según el grado de polimerización hablamos de:



Nombre	Características	Ejemplo	Fórmula
Nesosilicatos	No comparten ningún átomo de O por lo que no hay polimerización (neso=isla)	Olivino	SiO ₄
Sorosilicatos	Son grupos aislados de dos tetraedros unidos por un vértice (comparten un sólo oxígeno). Soro=par	Epidota	Si ₂ O ₇
Ciclosilicatos	Forman anillos de 3, 4 ó 6 tetraedros, compartiendo 2 O	Turmalina y berilo	Si ₄ O ₁₀
Inosilicatos	Cada tetraedro comparte 2 O con su vecino, pero ahora forman cadenas alineadas que pueden ser sencillas (píroxenos) o cadenas dobles (anfíboles)	Anfíboles (SiO ₃) y píroxenos Si ₄ O ₁₁	SiO ₃ Si ₄ O ₁₁
Filosilicatos	Comparten 3 O y constituyen redes planas con retículo hexagonal (Filo=hoja)	Micas y minerales planos de las arcillas	Si ₂ O ₅
Tectosilicatos	Se unen tetraedros contiguos en las 3 direcciones del espacio, compartiendo los 4 átomos de O y formando redes espaciales	Cuarzo, feldespatos (ortosa y plagioclasas albita y anortita) y feldespatoides	Si ₂ O ₂

Por último, estos tetraedros o grupos de ellos se unen entre sí a través de cationes diversos que saturan las valencias negativas libres. Si los 4 O están compartidos (tectosilicatos) no quedan cargas libres y ningún catión podrá intercalarse en la red. Aquí el Al⁺³ sustituye al Si en el tetraedro, con lo que se crean valencias negativas que ahora pueden ser compensadas por cationes.

Cuando mayor sea la complicación de la estructura de un magma, mayor será el nº de O compartidos, lo que implica una disminución en la relación Si/O. Así, de una relación Si/O = 1/4 para los nesosilicatos, se pasa a una de 1/2 para los tectosilicatos. Por ello *la proporción en sílice en el magma original determina el tipo de mineral que puede aparecer en la roca.*

Así pues, si el magma inicial es básico, se formarán silicatos pobres en sílice, aquellos en los que la relación Si/O es favorable al O, como los nesosilicatos, sorosilicatos e inosilicatos. Si el magma es más rico en sílice (ácido), y el resto de las condiciones lo permite, se formarán silicatos de redes complejas (tectosilicatos), si aún queda sílice libre, cristalizará en forma de cuarzo.

En cualquier magma, los silicatos que primero cristalizan son los de mayor



temperatura de fusión. Éstos son los silicatos de redes más sencillas, y por tanto, de relación Si/O baja (digamos que se consume mucho O). Al precipitar estos minerales, la proporción de Si/O que queda en la fase fluida se desplaza hacia el Si, es decir, el magma se enriquece comparativamente en Si y componentes alcalinos, lo que a su vez facilita la formación de silicatos más ricos en sílice, que justamente consolidan a temperaturas más bajas. Como las redes de sílice también incluyen cationes, el aumento en la complejidad de la red influye en la composición de cationes de la fase fluida.

3.- COMPOSICIÓN DEL MAGMA

Los magmas se originan en el interior de la tierra, bajo condiciones de elevada presión y temperatura, lo que da lugar a que los materiales se presenten en masas fundidas. Normalmente un magma incluye sustancias en estado líquido, sólido y gaseoso, estando los gases disueltos en la mezcla fundida.

El magma se forma por fusión de la roca sólida. Lo más probable es que sólo una parte de la roca llegue realmente a fundirse, y que la mayor parte de la masa rocosa siga siendo cristalina. Este fenómeno es la *fusión parcial*. La fracción fundida, que es un líquido menos denso que la fracción cristalina, tiende a ascender a través de la masa cristalina esponjosa y a concentrarse en bolsas de magma a profundidades menores. En ocasiones este magma fluye a la superficie liberando gran cantidad de calor en forma de erupciones volcánicas.

Un magma es una mezcla de silicatos fundidos a temperaturas elevadas, entre los 700 y 1000°C, que contiene una proporción considerable de agua y de otros compuestos (CO₂, S₂, N₂, Cl₂, H₂, F₂...) que son volátiles a P ordinaria, pero que debido a las grandes presiones existentes en el interior de la corteza terrestre pueden permanecer incorporados al sistema en fusión.

En cuanto a su composición química, normalmente no se corresponde exactamente con la de las rocas ígneas, ya que los gases y fluidos suelen escapar por fisuras mientras la masa principal consolida, o bien porque reflejan porciones del magma que han consolidado en cámaras distintas con composición ligeramente diferente del magma original. Veremos la composición de las rocas ígneas, que refleja la del magma, teniendo en cuenta que éste es más rico en gases y fluidos.

Los componentes principales son:

Sílice: SiO₂. Es el más abundante. Según la cantidad de sílice que presentan las rocas se clasifican en 4 grupos, que se corresponden con los magmas de los que se originan:



Roca	Porcentaje de Sílice	Magma	Porcentaje de Sílice
Ácidas	> 66	Ácido (hipersilícico)	> 55
Intermedias	52 - 66	Intermedio	50 - 55
Básicas	45 - 52	Básico	40 - 50
Ultrabásicas	< 45	Ultrabásico (máfico)	< 40

Evidentemente el magma va a acondicionar no solo la proporción de sílice en la roca, sino las especies minerales que la roca va a presentar, es decir, la forma en que se presenta este sílice.

Si un magma es ácido tiene mucho sílice, y dará lugar a silicatos ricos en sílice (feldespatos, micas,...) y todavía quedará sílice suficiente para dar cuarzo; un ejemplo típico es el granito.

Si un magma es intermedio o neutro la proporción de sílice no permitirá formar cuarzo (o menos de un 5%) aunque sí podrá formar silicatos ricos en sílice (sienitas)

Si un magma es básico ya no hay sílice para formar ni siquiera tectosilicatos (ortosas y plagioclasas), y sólo se forman inosilicatos (anfíboles y piroxenos). El gabro es la roca típica de este grupo.

Por último, en los magmas ultrabásicos se forman sólo olivinos y piroxenos que dan peridotitas

Alúmina (Al_2O_3) hasta un máximo del 18%. Puede sustituir al silicio en las redes cristalinas de feldespatos.

Óxidos de hierro (FeO y Fe_2O_3) y magnesio (MgO) que aparecen en los llamados minerales ferromagnesianos (biotita, olivinos, piroxenos). Como estos minerales son muy abundantes en rocas ultrabásicas y escasas en ácidas, su proporción varía de un 1% en las ácidas a un 13% en las ultrabásicas para el Fe e igual para el Mg.

Cal (CaO) varía de un 10% en rocas básicas a un 2 % en ácidas, es decir, de forma similar al Fe y Mg, pero en las ultrabásicas, debido a que no hay plagioclasas es casi inexistente.

Alcalis (K_2O y Na_2O), que aparece principalmente en feldespatos (plagioclasa sódica y potásica) y feldespatoides. Como son tectosilicatos que se forman con un % en sílice alto, en general su proporción aumenta con la acidez del magma.

Agua. Es primordial en el magma, ya que una pequeña cantidad de agua hace que disminuya mucho la temperatura a la que los silicatos se mantienen fundidos. Así, un magma que asciende y experimenta una disminución progresiva de la temperatura, puede permanecer fundido a temperaturas considerablemente más bajas (700 °C) si contiene agua que si contiene los mismos silicatos pero sin agua. Debido a este efecto, un magma con agua puede llegar más cerca de la superficie terrestre antes de



solidificarse, e incluso derramarse por la superficie en forma de lava en volúmenes mayores que si no contiene agua.

Además, en un magma el agua se presenta como gas disuelto junto con otros gases formando los compuestos volátiles. La emisión de volátiles con magma en la superficie terrestre es un fenómeno que ha existido desde los comienzos de la tierra y se conoce como liberación de gases.

Esta liberación de gases fue la responsable de formar la atmósfera y también la hidrosfera terrestres; de hecho, la liberación de agua en forma de gas originó el océano primitivo.

En cuanto a las propiedades físicas del magma, hay que señalar que su movilidad depende de la viscosidad (a más viscosidad es menos fluido y menos móvil), y a su vez ésta depende de la temperatura, presión y composición:

- A más temperatura o volátiles es más fluido
- A más presión ó sílice es más viscoso

4.- CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA

La consolidación magmática es el proceso mediante el cual un magma, a medida que desciende la temperatura y se enfría, va solidificando, y van cristalizando los minerales que contiene. De esta forma se originan las rocas ígneas o magmáticas.

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que existe una gran variedad de magmas que al enfriarse y cristalizar las hayan originado. Sin embargo, Norman Bowen, en 1928, describió un mecanismo mediante el cual a partir de un único magma primario (basalto-toleítico) se originarían una gran variedad de rocas ígneas.

4.1.- SERIE DE REACCIÓN DE BOWEN

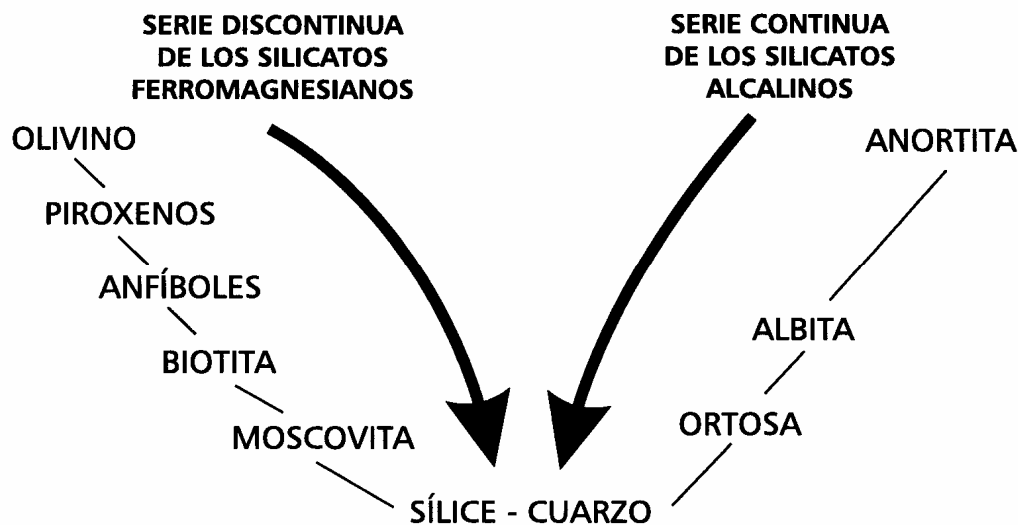
Cuando un magma asciende y se va enfriando, van variando las condiciones de presión y temperatura en que se hallan todos los componentes que lo forman. Como cada mineral se forma y es estable en un intervalo dado de presión y temperatura, a medida que se enfría el magma se forman cristales de minerales distintos, según esas condiciones. Es decir, todos los minerales no cristalizan a la vez, sino unos a continuación de otros a medida que van variando las condiciones P/ T. Por eso se dice que la cristalización es fraccionada.

Los primeros minerales en formarse son el olivino y las plagioclasas cálcicas (anortita) que tienen una temperatura de fusión elevada. No obstante, al formarse retiran del magma sílice (ej, con el olivino se retira un átomo de silicio por cada dos de oxígeno). Esto modifica la composición del magma residual. Como además con el



tiempo el magma se enfría y pierde presión, ahora los minerales formados no están en equilibrio con el magma, y reaccionan con el magma residual originando nuevos minerales estables a esas nuevas condiciones de presión y temperatura.

La serie ordenada de minerales que se van formando al enfriarse y cristalizar un magma se llama **serie de reacción**, y lógicamente se corresponderá con una serie de rocas compuestas por los minerales que cristalizan en un mismo intervalo de presión/temperatura.



(GRÁFICA1: Serie DE reacción de Bowen. Muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma, lo que origina grupos de rocas compuestas por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas)

Hay dos series paralelas. Los minerales ferromagnesianos son generalmente oscuros. También llamados por ello melancratos (olivino, piroxenos, anfíboles y mica negra o biotita) forman una **serie discontinua**, porque a medida que se pasa de un intervalo de presión/temperatura a otra desaparece un mineral y aparece el siguiente sin que existan formas intermedias. La sílice que hay libre en el magma va reaccionando con parte o todos los minerales formados, los tetraedros de sílice se unen a los minerales, originando redes cristalinas cada vez más complejas a medida que desciende la temperatura. Muchas veces coexisten las formas más complejas con las redes más sencillas, y no es necesario que cada mineral de la serie discontinua sea totalmente destruido para que el siguiente aparezca. Sencillamente, cada mineral se añade a los anteriores, a veces formando recrecimiento del mismo cristal pero en general en cristales separados.

Los minerales leucocratos, blancos o de colores claros, son el cuarzo, los feldespatos ortosa y plagioclasa, y los feldespatoides. También se denominan minerales ácidos por su mayor riqueza en sílice. Éstos forman **series continuas** porque todos los minerales tienen un mismo tipo de red espacial, y se producen sustituciones isomórficas



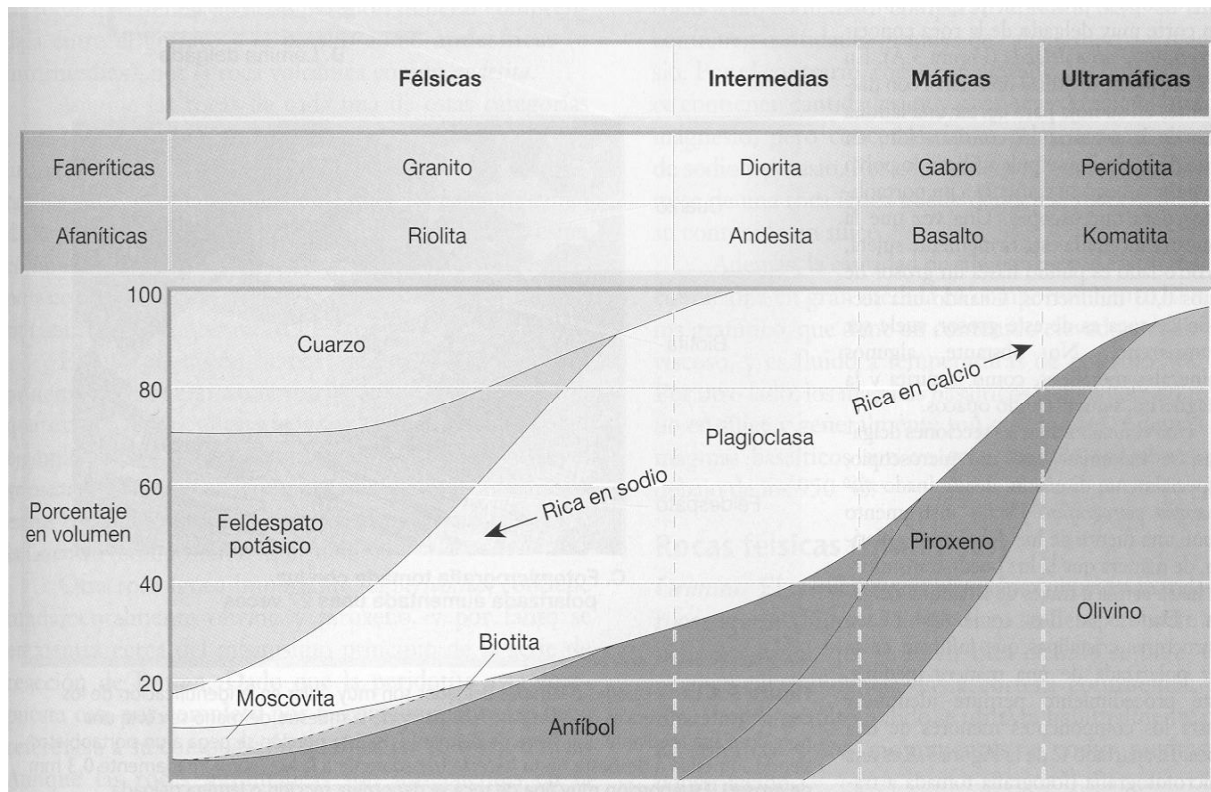
coexistiendo las formas intermedias. En esta serie partimos de plagiolasa cálcica (anortita), que es un tectosilicato en el que se han sustituido muchos Si^{+4} de los tetraedros de sílice por Al^{+3} , creando un defecto de carga en las redes que se ha compensado con Ca^{+2} ($CaAl_2Si_2O_8$). Cuando el Al va dejando de sustituir al Si, es decir, ahora el Al se resustituye por Si, ya no quedan tantas cargas - en la red, y no es necesario tanto Ca^{+2} para compensar esas cargas. Ahora se va compensando con Na y K, es decir, el Ca^{+2} de la red se va sustituyendo por K^{+} y Na^{+} pero sin variar la estructura del silicato ($KAlSi_3O_8$ y $NaAlSi_3O_8$).

La serie continua ya parte de estructuras complejas (tectosilicatos), por lo que a lo largo de ellas ya no hay aumento de la complejidad de la red aunque si aumenta la proporción de sílice, ya que se restituyen átomos de Si en la red, desplazando al aluminio.

Esta serie de reacción ilustra la secuencia en la que cristalizan en el laboratorio los minerales que se originan en un magma basáltico toleítico. Según esta serie los minerales que cristalizan en un mismo intervalo de temperatura se encontrarán juntos en la roca ígnea, como de hecho suele suceder si se comprueba la composición de las mismas.

4.2. TIPOS DE ROCAS SEGÚN LA COMPOSICIÓN INICIAL DEL MAGMA

El magma va evolucionando hasta que solidifica o se agota la sílice, con lo que obtendremos una roca de composición mineralógica según el momento de la solidificación





(GRÁFICA 2: Mineralogía de las rocas ígneas comunes. Las rocas de grano grueso (faneríticas) son plutónicas, mientras las de grano fino (afaníticas) son volcánicas). Esto a su vez depende de la composición inicial del magma, por lo que pueden darse varias posibilidades:

4.2.1. Rocas ácidas o graníticas

Se forman a partir de magmas ricos en sílice. En éstos normalmente habrá mucha sílice libre en el fluido magmático (que aún no ha cristalizado), y reaccionará con los minerales que se hayan formado en cada intervalo de P/T, de modo que los irá transformando en el siguiente mineral de la serie de Bowen, por lo que al enfriarse completamente el magma, sólo coexistirán los minerales del final de la serie: cuarzo, ortosa y micas, que son justamente los minerales más ricos en sílice. Incluso sobrará algo de sílice libre que al cristalizar originará cuarzo. Además, desde un punto de vista térmico, son los minerales que cristalizan a una temperatura más baja, es decir, que han dado tiempo a un enfriamiento lento y una buena formación de cristales. Estos magmas hipersilícicos son viscosos, por lo que fluyen lentamente y cristalizan durante su ascensión a lo largo de la corteza, en plutones, dando granitos y rocas afines. Estas rocas también se denominan graníticas (por ser el granito la más abundante de ellas) o félsicas (por su abundancia en feldespatos y sílice).

4.2.2. Rocas intermedias

Si la sílice está en proporción intermedia, la serie se desarrolla hasta los pasos intermedios, momento en que se agota la sílice y se enfría el magma, originando rocas de composición intermedia. Vemos que coincide la disponibilidad de sílice con el enfriamiento, porque cuanto más sílice hay las series pueden avanzar más y dar minerales más complejos, que además son los que tienen una temperatura de fusión más baja. Éstas son las rocas intermedias dioritas y sienitas.

4.2.3. Rocas básicas o máficas

Se forman a partir de magmas pobres en sílice (básico). Las series evolucionan poco y se forman minerales estables a alta T^a (olivino, anortita...), que son los que primero cristalizan y necesitan menos sílice. Cuando cristalizan estos minerales agotan la sílice del magma y la serie no puede continuar. Son magmas muy fluidos que atraviesan rápidamente la corteza terrestre, se enfrían rápidamente y apenas dan tiempo a formarse pocos minerales y de pequeño tamaño, por lo que dan lugar a rocas volcánicas como el basalto y el gabro. Dado que estas rocas contienen un elevado porcentaje de minerales oscuros o ferromagnesianos, también llamados melanocratos, los geólogos se refieren a estas rocas como rocas máficas (de magnesio y ferrum). Por su alto contenido en hierro suelen ser rocas muy oscuras.

4.2.4. Rocas ultrabásicas

Una roca ígnea importante, la peridotita, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra cerca del mismísimo principio de la serie de reacción de Bowen. Como esta compuesta casi por completo de minerales ferromagnesianos, se la clasifica como ultramáfica. Estas rocas son raras en la superficie terrestre, pero son el



principal constituyente del manto superior.



4.3.- FASES DE LA CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA.

A lo largo del ascenso de un magma pueden diferenciarse tres fases en la consolidación de éste:

- Fase ortomagmática: desciende muy lentamente la temperatura del magma, hasta cerca de 500° C, produciéndose la cristalización de la mayoría de los minerales, según se ha expuesto en las series de reacción.
- Fase pegmatítico - pneumatolítica: alrededor de 500°C se produce la cristalización del cuarzo y la ortosa, que se encuentran en proporción eutéctica, quedando la roca definitivamente formada. En el líquido residual se concentran los componentes volátiles, que penetran en las zonas periféricas de la masa plutónica formando diques y filones de minerales de interés económico
- Fase hidrotermal: comienza a unos 250 ° C. El líquido residual es una solución acuosa con compuestos solubles que emigra desde la zona donde consolidó el magma hacia la superficie, a favor de grietas, fracturas y planos de estratificación. Con frecuencia estas soluciones hidrotermales llevan compuestos en disolución y son la causa de yacimientos de minerales útiles en las zonas periféricas de los macizos de rocas plutónicas. Suelen aportar elementos minoritarios como mercurio, oro, plomo, plata, cobre y zinc, generalmente como sulfuros, que cristalizan en venas e intersticios más finos que los anteriores.

4.4.- DIFERENCIACIÓN Y ASIMILACIÓN MAGMÁTICA:

Durante la consolidación del magma coexisten una fracción sólida que contiene los minerales ya formados, y una fracción líquida residual aún fundida. Si durante la ascensión del magma éste retiene ambas fases, se formarán los minerales por el orden descrito en la serie de reacción, y al cristalizar el magma se originará una única roca de composición mineralógica homogénea. Pero si por cualquier circunstancia se separan las dos fracciones, fluida y sólida, de cada una de ellas se formarán rocas muy diferentes entre sí, y también diferentes del magma inicial; ya que al separarse la fracción sólida se modifica la composición química media del magma restante.

Esta diferenciación magmática puede producirse **por gravedad**, ya que los cristales que se forman primero son más densos que la fracción residual del magma, y tienden a concentrarse en el fondo de la zona donde se produce la consolidación, porque la fracción sólida forma una **malla o red de cristales** entre los que escapan por presión los componentes más fluidos del magma, dando lugar a masas segregadas o filones dentro o en la periferia de la roca plutónica, o por **difusión térmica**: si en el seno de la masa magmática hay diferencias de temperatura, los materiales más fluidos tienden a concentrarse donde es más alta, y los minerales que primero se forman hacia las zonas más frías.

Como diferenciación magmática se entiende cualquier proceso que produzca diferentes magmas a partir de uno inicial o primario. Por ello la propia cristalización fraccionada es en sí misma un proceso de diferenciación magmática, ya que al cristalizar los primeros minerales captan casi todo el Mg, Fe, y Ca, quedando un magma empobrecido en estos elementos y enriquecido en Si.



Otro proceso que puede hacer variar la composición de un magma es la asimilación. Se produce cuando un magma, al ascender y encontrar rocas de diferente composición, las funde totalmente o en parte y las engloba dentro del magma, asimilándolas. Si no las funde totalmente, quedan restos no asimilados de la roca original conocidos como *enclaves*. Son frecuentes dentro de los granitos, donde se denominan *gabarros*.

5.- ORIGEN DE LOS MAGMAS

La corteza y el manto terrestre están formados por rocas sólidas, no fundidas. Esto significa que no existe una reserva de magma fundido, sino que los magmas se originan cuando se funden rocas sólidas, localizadas en el manto y la corteza terrestre.

Existen tres factores que pueden desencadenar la fusión:

- **Calor:** La temperatura aumenta con la profundidad según el gradiente geotérmico, a razón de 20 ó 30 °C por kilómetro en la corteza terrestre. A partir de 100 km la T oscila entre 1.200 y 1.400 °C. El calor contribuye a la formación de magmas mediante tres procesos distintos. La fricción de las placas que subducen genera calor, las rocas se calientan al descender a una zona de mayor T, y por último el material caliente profundo puede ascender y fundir las rocas. Se cree que la cantidad de magma que se origina en la tierra como consecuencia del calor es una pequeña parte del total, ya que la mayoría se genera por otros procesos.
- **Presión:** La presión a la que se hallan confinadas las rocas aumenta con la profundidad, y a su vez, al aumentar la presión también aumenta la T^a de fusión. Esto significa que una roca que ascienda sin enfriarse significativamente alcanzará una zona donde la presión de confinamiento será mucho menor, y podrá fundirse en esas nuevas condiciones de presión/temperatura. Este mecanismo origina la mayor parte de los magmas en las dorsales.
- **Volátiles:** el agua y los volátiles rebajan la T^a de fusión, aumentando el efecto al aumentar la presión. La incorporación de agua a una roca puede producir su fusión.

Estos factores intervienen en la formación de los tres tipos principales de magmas. Bowen describió un mecanismo de evolución del magma que podría originar todas las rocas ígneas, pensando que existía un único tipo de magma primario. Sin embargo, hoy en día se acepta que deben existir otros tipos de magmas, con composición química diferente, que den lugar distintas series de rocas.



5.1. MAGMA BASÁLTICO O MÁFICO:

Se origina a partir de la fusión de las rocas peridotitas, principales constituyentes del manto superior. Suelen producirse en zonas donde los materiales ascienden desde el manto lentamente, como en las dorsales oceánicas y en los puntos calientes. En estos casos el magma se va fundiendo por reducción de la presión de confinamiento. El magma basáltico origina rocas que ocupan menos volumen que el propio magma, por lo que bajo presiones elevadas de confinamiento tiende a cristalizar y ocupar menos volumen. Por ello, al ascender e ir disminuyendo la presión, se rebaja su temperatura de fusión (tiende a estar fundido), lo que a su vez refuerza el ascenso. Estos magmas suelen alcanzar la superficie terrestre y originar grandes flujos de magmas basálticos.

Existe otro mecanismo que origina estos magmas en las zonas de subducción. Las placas que subducen sufren un calentamiento por la fricción, lo que produce una deshidratación de la placa. Los fluidos liberados ascienden hasta contaminar las rocas superiores. Como la astenosfera está en fusión incipiente, este descenso en el punto de fusión desencadenará la formación de magmas basálticos.

5.2.- MAGMA INTERMEDIO O ANDESÍTICO

Este magma tiene algo más de sílice que el basáltico. Las andesitas son rocas que aparecen en todos los bordes destructivos de placa, tanto oceánicos (arcos insulares) como continentales (cadenas tipo Andes). Se cree que se originan por asimilación de las rocas encajantes durante el ascenso de un magma basáltico, o por diferenciación magmática. En el primer caso, las rocas que componen la corteza son más ricas en sílice que el magma basáltico, por lo que su asimilación daría lugar a un magma de composición intermedia. En el segundo caso si durante el ascenso solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos los primeros en solidificar, los más pobres en sílice, lo que supone que el magma se enriquece en este componente.

5.3.- MAGMA GRANÍTICO O FÉLSICO

Se cree que se forman por la fusión parcial de las rocas continentales ricas en sílice, en zonas de subducción, y a profundidades entre 25-40 km. Cuando un magma basáltico o andesítico asciende debe abrirse paso a través de las rocas encajantes. Estas son rocas ígneas o sedimentarias metamorfizadas que contienen minerales fáciles de fundir. En muchas ocasiones los magmas generados en la subducción se acumulan debajo de la corteza situada por encima de ésta, y la funden.

Generalmente los magmas graníticos son ricos en agua. Cuando ascienden, la presión de confinamiento disminuye, lo que permite que parte del agua que contienen escape. Esto hace que la T^a de fusión aumente y el magma se vuelva considerablemente viscoso, dificultando el ascenso. Por ello, aunque los magmas graníticos tengan una menor T^a de fusión y se mantengan fundidos durante mayor margen de temperaturas, no suelen alcanzar la superficie, ya que pierden la movilidad durante el ascenso y tienden a formar grandes estructuras intrusitas dando plutones.

6.- CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Hemos dicho que las rocas plutónicas se forman si el magma cristaliza lentamente y en profundidad. Esto origina granos minerales grandes, generalmente visibles a simple vista, ya que ha habido tiempo de que los cristales crezcan. Por el contrario, las rocas volcánicas se forman al derramarse el magma sobre la superficie continental y en el fondo marino. En esas condiciones se enfría bruscamente y no da tiempo a que se formen granos minerales visibles. De hecho la lava no llega a formar cristales y muchas veces ni siquiera minerales individualizados. Solidifica como una masa amorfa, la **pasta vítrea**, en la que pueden quedar incluidos ciertos cristales formados con anterioridad, que suelen ser de pequeño tamaño.

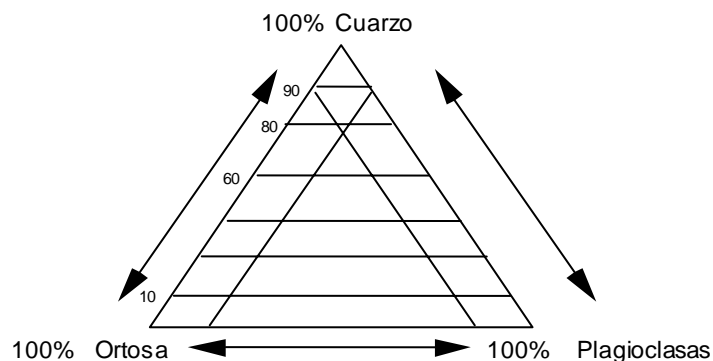
Pero la composición mineralógica de un magma sólo depende de las condiciones de P-T en el momento de solidificar, y no de la forma como solidifique. Por eso cada roca plutónica tiene su homóloga volcánica de igual composición.

Las rocas filonianas se forman a partir de la parte más fluida del magma, y no tienen la misma composición mineralógica que las plutónicas o volcánicas, clasificándose por separado.

Estas últimas se pueden clasificar en función de los minerales que contienen y la proporción en que se presentan. Los más importantes son cuarzo, feldespatos (ortosa y plagioclasa) y feldespatoides, llamados minerales fundamentales, con la particularidad de que el cuarzo y los feldespatoides son incompatibles entre sí por lo que una vez determinado cual de estos dos minerales tiene solo resta determinar su composición en ortosa y plagioclasa. Esto da un diagrama triangular.

Para cada mineral el 0% de composición está en el lado opuesto a su vértice.

Para determinar una roca sólo hemos de contar en el microscopio el porcentaje de los cristales cuarzo, ortosa y plagioclasa, y situarlo en el triángulo. Se puede hacer otro triángulo igual con feldespatoides en vez de cuarzo (ya que son incompatibles). Uniendo ambos tenemos en diagrama de Streckessein para clasificar rocas ígneas.





7.- TEXTURA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

La textura es el conjunto de relaciones entre los minerales que la componen, y se observa al microscopio óptico, aunque en ocasiones, si el grano mineral es bastante grueso, puede verse a simple vista. Otro aspecto importante en una roca es su estructura, es decir, la orientación o distribución de los minerales visibles a simple vista de la roca. Por último, la petrofábrica es el conjunto característico de textura y estructura de una roca.

Puesto que las condiciones de formación de rocas plutónicas y volcánicas son diferentes, también lo son las texturas y estructuras que muestran, ya que algunas son características de plutónicas, y otras de volcánicas.

7.1. PRINCIPALES TEXTURAS

- **Holocrystalina:** si los cristales tienen tamaños semejantes. A su vez puede ser:
 - **Aplítica:** cristales con tamaño de grano < 1 mm.
 - **Granuda:** con tamaño de 1 mm a 1 cm, es la más frecuente en rocas plutónicas
 - **Pegmatítica:** si los cristales son mayores de 1 cm
- **Porfídica o microlítica:** es la más frecuente en rocas volcánicas y filonianas. Se da cuando aparecen fenocristales grandes rodeados de cristales microscópicos y alargados (microlitos), formados a su vez en medio de una pasta vítrea.
- **Vítrea:** es exclusiva de las rocas volcánicas, se produce cuando el enfriamiento es tan rápido que no ha dado tiempo a que se formen cristales.
- **Ofítica o fluidal:** propia de rocas ultrabásicas, se caracteriza por grandes cristales rectangulares de plagioclasa que forman un armazón o entramado, cuyos huecos se rellenan de microcristales. Indican dos momentos de cristalización, y una orientación paralela a los cristales en el sentido del movimiento del magma

Para definir la textura de una roca muchas veces se utilizan dos términos, como granuda holocrystalina,...

7.2. ESTRUCTURAS MÁS IMPORTANTES DE LAS ROCAS ÍGNEAS

La estructura se refiere a la distribución de los minerales dentro de la roca, su orientación,... y generalmente es visible a simple vista. Las más importantes son:

- **Tabular o plana:** Una separación precoz de minerales laminares o alargados quedan englobados en el seno de la masa, dibujando una estratificación burda. Se parece a la gneísica de las metamórficas, pero mientras esta última afecta a toda la roca, la tabular o plana sólo se presenta en los bordes de la masa intrusiva.
- **Orbicular:** la roca presenta esferoides hasta de varios cms de diámetro, constituidos por capas concéntricas alternantes de diversos colores, correspondientes cada uno a un mineral distinto.



- **Miarolítica:** se forma por relleno de cavidades ocupadas por gases en las últimas fases de la consolidación. Generalmente son de pequeño diámetro, aunque a veces pueden alcanzar varios metros y albergar magníficas drusas y geodas.
- **Amigdaloides:** puede presentar un aspecto parecido a la anterior, pero se forman en las lavas vacuolares, cuando una vez ya consolidadas llegan aguas con sustancias disueltas que precipitan en las vacuolas o gases de las fumarolas.
- **Pumítica y cavernosa:** si la roca presenta muchos poros y cavidades por el brusco escape de gases y vapores. Si los poros son pequeños hablamos de pumítica, y si son grandes de cavernosa. Se producen por el escape brusco de los gases en el momento de la erupción, por lo que es exclusiva de las rocas volcánicas.
- **Columnas hexagonales o prismas de disyunción columnar:** cuando se enfrían coladas de espesor considerable, el enfriamiento lento y el efecto de retracción condicionan un diaclasamiento en columnas hexagonales. Normalmente aparece en basaltos.
- **Lavas almohadilladas:** En coladas submarinas, donde el enfriamiento y la retracción son muy bruscos por el contacto con el agua, la roca adopta un aspecto como de almacenamiento de almohadas o cojines, con formas globosas.
- **Fluidal:** cuando los cristales alargados o las burbujas se orientan en sentido paralelo al movimiento de la masa fluida indicando la corriente del magma. Puede dar bandas de diferente coloración o composición.

8.- PRINCIPALES ROCAS PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS

DUNITA

Roca plutónica formada sólo por olivino. Esta roca puede llevar asociado platino, y es una roca granular compuesta por minerales oscuros. La **peridotita** es muy similar y esta constituida por olivino y piroxenos. Se cree que es el principal tipo de roca constituyente del manto terrestre. Aparece en forma de pequeños cuerpos intrusivos que se supone son fragmentos del manto inyectados en la corteza durante los movimientos orogénicos. Esta roca puede llevar asociado diamante, en cuyo caso se habla de la variedad *kimberlita*.

GABRO

Roca plutónica formada por plagioclasa cálcica, olivino y piroxeno. Es una roca oscura y densa, con una estructura de grano medio, adecuada para la construcción, por lo que antiguamente se las usaba para el adoquinado de las calles. Su equivalente volcánico es el **basalto**, roca predominante en los fondos oceánicos. Es una roca oscura donde se pueden apreciar a simple vista los cristales de olivino (amarillo-verdosos) y de augita (negro) sobre la masa oscura de la roca, que forma la mayor parte de esta. Hay basaltos de varios tipos según la procedencia del magma (basaltos alcalinos,



calcoalcálicos y toleíticos). Así, en las zonas de márgenes continentales activos hay de todos los tipos, en dorsales son toleíticos y en regiones continentales estables son alcalinos.

DIORITA, TONALITA Y GRANODIORITA

La diorita es una roca que carece de ortosa y cuarzo, y en la que predominan las plagioclasas. En la diorita hay plagioclasa sódica con poca plagioclasa cálcica, y a medida que disminuye la proporción de plagioclasa sódica y aumenta la de ortosa y cuarzo, se pasa gradualmente de la diorita a la tonalita y granodiorita, acercándonos a la composición del granito.

El equivalente volcánico a la diorita en cuanto a composición es la **andesita**, una roca muy difundida entre lavas asociadas a volcanes. Tiene textura porfídica muy evidente. Recibe este nombre por ser la roca más abundante en los andes, aunque se presentan en todo el borde pacífico de América y Asia, en general, en zonas de subducción, tanto en los arcos insulares como en las cordilleras perioceánicas. Su origen es todo un misterio, algunos autores creen que se forma a partir de la fusión de la corteza que subduce, en cuyo caso sería un magma primario "andesítico", pero no se presentan grandes extensiones de dioritas (equivalente plutónico) contemporáneas a las andesitas, por lo que otros autores creen que se forman por diferenciaciones progresivas de un magma basáltico, quizás con la colaboración de material continental que podría ser asimilado. En apoyo de esto se recurre al hecho de que las lavas andesíticas se encuentran con bastante frecuencia asociadas a basálticas.

SIENITA

En la sienita hace su aparición la mica moscovita, y presenta un aspecto exterior muy similar al granito, estando compuesta por ortosa y cantidades menores de plagioclasa. No contiene cuarzo, o menos de un 5%, y tiene algo de hornblenda, piroxenos y biotita. Se dice que es como un granito sin cuarzo. Tiene una especie de color rosado-carne, debido a los granos de ortosa.

Con igual composición está la **traquita**, roca volcánica asociada a basaltos, por lo que se supone que la traquita se forma por diferenciación magmática de los basaltos. Las lavas traquíticas son muy viscosas y suelen producir erupciones de carácter explosivo. En los terrenos volcánicos forman pitones o agujas que, por ser más resistentes a la erosión que las rocas circundantes, dan lugar a relieves acusados.

GRANITO

Es una roca granular de color claro y textura uniforme, formada principalmente por ortosa, cuarzo y pequeñas cantidades de mica biotita u hornblenda. En la mayoría de los granitos se pueden identificar sus minerales a simple vista: el tono grisáceo de los granos de cuarzo, con su brillo vítreo, lo diferencia de los feldespatos blancos (ortosa), lechosos o rosados. Los granos negros de biotita u hornblenda destacan con los minerales claros. Es la principal roca constituyente de la corteza continental. La abundancia de cuarzo (10-40%) indica que se ha formado a partir de un magma rico en sílice.



Su equivalente volcánico es la **riolita**. Típicamente es una roca con grandes cristales (fenocristales) de cuarzo, ortosa y biotita, sobre un fondo finamente granoso y con estructura fluidal (los fenocristales están alineados). En las riolitas la masa puede ser total o parcialmente vítrea. Si la roca es totalmente vítrea y de naturaleza compacta se llama **obsidiana**, siendo generalmente negra. La **piedra pómez** es un vidrio riolítico en el que las burbujas de gas han dilatado el magma y originan un material muy vesiculoso; tan ligero que flota en el agua.

9.- ROCAS FILONIANAS

Se producen cuando los magmas formados en profundidad ascienden hacia zonas superficiales, aprovechando fracturas o fallas producidas por la tensión, y se consolidan a lo largo de estas grietas de la corteza terrestre. Esta inyección de magma fluido en grietas preexistentes origina "diques" de espesor muy variable.

En las rocas filonianas, el tamaño de los granos minerales y su textura es muy característico, y las rocas se nombran por su textura, distinguiendo cuatro texturas básicas, la porfídica, aplítica, granuda y pegmatítica. Esta última se da cuando las rocas filonianas se forman por la cristalización lenta de fluidos hidrotermales, originando cristales muy grandes (> 1cm.).

En base a su textura y composición se establecen tres grupos de rocas filonianas:

- **Pórfidos:** son rocas con textura porfídica. Como pueden existir pórfidos de composición análoga a la de cualquier roca plutónica reciben el mismo nombre que estos, siendo pórfido granítico, diorítico, sienítico, ...
- **Rocas filonianas ácidas:** formadas principalmente por cuarzo y feldespato. Pueden ser aplita, una roca similar al granito pero de color más claro por la falta de biotita, o pegmatitas, de composición análoga pero diferente textura. Las pegmatitas llevan asociadas ciertos minerales radiactivos (uranita, monacita,...) de gran importancia.
- **Rocas filonianas básicas (lamprófidios):** son rocas de tonos oscuros, ricas en minerales ferromagnesianos y muy frecuentes. Se pueden diferenciar muchas variedades, según el mineral ferromagnesiano dominante y los feldespatos, aunque la mayor parte de estas rocas tienen composición similar al gabro.

10.- ROCAS PIROCLÁSTICAS

Son rocas de carácter fragmentario, formadas a expensas de los materiales sólidos arrojados por el volcán o por la proyección de lava líquida que se consolida total o parcialmente antes de caer al suelo. Según su tamaño y forma son:



- **Bombas volcánicas:** son fragmentos ovoides o redondeados, o en forma de pan agrietado si cayeron al suelo en estado aún pastoso. Suelen ser del tamaño de un melón.
- **Lapilli:** Fragmentos de tamaño reducido (más o menos como un guisante)
- **Puzolana:** tamaño granos de arena
- **Cenizas volcánicas:** si la lava ha sido pulverizada se forma un polvo volcánico que puede ser arrastrado por el viento. Forman el penacho de humo que caracteriza a las erupciones volcánicas.
- **Tobas volcánicas:** se forman al consolidarse conjuntamente las cenizas volcánicas y el lapilli, formando capas
- **Conglomerados volcánicos:** se producen al acumularse fragmentos de rocas volcánicas que son arrastrados por los agentes superficiales de transporte. En realidad son rocas sedimentarias con clastos de origen volcánico.



11 GUIÓN RESUMEN

1 TIPOS DE ROCAS ÍGNEAS

- Las rocas ígneas son las formadas a partir de la cristalización de un magma. Según el modo de cristalizar pueden ser plutónicas, volcánicas o filonianas.

2 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SILICATOS

- La sílice, componente mayoritario de las rocas ígneas, polimeriza en diferentes estructuras cristalinas dando silicatos con estructuras cada vez más complejas cuanto mayor es la evolución de un magma.

3 COMPOSICIÓN DEL MAGMA

- Los magmas incluyen sustancias sólidas, líquidas y gaseosas incorporadas al sistema en fusión, siendo las más importantes: sílice, alumina, óxidos de hierro y magnesio, cal, álcalis y agua

4 CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA

4.1.- SERIE DE REACCIÓN DE BOWEN

- Cuando un magma se enfría y cristaliza, todos los minerales no se forman a la vez, sino unos a continuación de otros, formando diferentes minerales en cada intervalo de P/T. La secuencia puede ordenarse de modo que los ferromagnesianos o melanocratos formen una serie discontinua de minerales y los leucocratos o blancos formen una serie continua.

4.2.- TIPOS DE ROCAS SEGÚN LA COMPOSICIÓN DEL MAGMA

- Las rocas tienen una composición mineralógica que refleja la composición del magma del que proceden. Pueden clasificarse, en función de su abundancia en sílice, en 4 grupos: ácidas, intermedias, básicas, y ultrabásicas.

4.3.- FASES DE CONSOLIDACIÓN MAGMÁTICA

- A lo largo del ascenso de un magma se suceden tres fases consecutivas: ortomagmática, en la que cristalizan la mayoría de los minerales, pegmatítico-pneumatolítica que origina rocas filonianas, y hidrotermal que puede originar yacimientos de minerales

4.4.- DIFERENCIACIÓN Y ASIMILACIÓN MAGMÁTICA

- La diferenciación magmática es cualquier proceso que segregue dos magmas con composición distinta a partir de uno inicial, y la asimilación se produce cuando un magma engloba rocas encajantes fundiéndolas.

5 ORIGEN DE LOS MAGMAS

- Los tres factores que pueden producir la fusión de un magma son el calor, la presión y la presencia de volátiles

5.1.- MAGMA BASÁLTICO O MÁFICO

- Originado a partir de la fusión de las rocas peridotitas en dorsales oceánicas, puntos calientes y zonas de subducción.



5.2.- MAGMA ANDESÍTICO O INTERMEDIO

- Se cree que se origina a partir de un magma basáltico que sufre diferenciación o asimilación magmática.

5.3.- MAGMA GRANÍTICO O FÉLSICO

- Se origina a partir de la fusión de rocas continentales ricas en sílice.

6 CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

- Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineralógica.

7 TEXTURA Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS

7.1.- TEXTURA

- Se refiere a las proporciones en que se hallan los diferentes granos minerales dentro de la roca. Las principales texturas son holocristalina aplítica, granuda, pegmatítica, porfídica, vítrea o fluidal

7.2.- ESTRUCTURA

- Es la orientación o distribución de minerales visible a simple vista en la roca. Puede ser tabular o plana, orbicular, miarolítica, amigdaloides, pumítica o cavernosa, columnas hexagonales, lavas almohadilladas y fluidal

8. PRINCIPALES ROCAS PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS

- Las rocas más características son peridotita, diorita/andesita, sienita/traquita, granito/riolita

9. ROCAS FILONIANAS

- Se forman al consolidar en grietas y pueden ser pórfidos, rocas filonianas ácidas o básicas.

10. ROCAS PIROCLÁSTICAS

- Son rocas formadas a expensas de los materiales arrojados por un volcán. Según su tamaño y forma pueden ser bombas, lapilli, puzolana, cenizas, tobas o conglomerados volcánicos.



12.- BIBLIOGRAFÍA

- ANGUITA VIRELLA, F. Y MORENO SERRANO F, *Procesos Geológicos Internos*. Ed. Aguilar. Madrid. 2001.
- BANDA TARRADELLAS, E Y TORNÉ ESCASANY M. *Geología*. Ed. Santillana. Torrelaguna (Madrid) 1997.
- LILLO J. *Geología*. Ecir. Paterna (Valencia). 1995
- TARBUCK E. Y LUTGENS F, *Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física*. Ed. Prentice Hall. Madrid. 1999.
- VERA TORRES, J.A. Y OTROS. *Geología*. Luis Vives. Zaragoza. 1992.