

Tema 4. Magmatismo. Las rocas ígneas más importantes

Se explica en los siguientes cursos:

Primer Curso ESO Bloque II: Materiales terrestres

Tercer Curso ESO: Bloque I. Rocas y Minerales

1º Bachillerato. Bloque 4: Los procesos petrogenéticos: Procesos de formación y evolución de los magmas. Yacimientos minerales asociados. Tipos de magmas y tectónica global. Las rocas magmáticas.

Geología 2º Bach. Bloque Los procesos geológicos

SUMARIO

4.1. El ciclo de las rocas (ciclo petrogenético o lítico) :

4.2. Los magmas. Origen, composición y propiedades

4.2.1. Composición química de los magmas.

4.2.2. Propiedades físicas de los magmas

4.2.3. Origen de los magmas

4.2.4. Fases de consolidación magmática:

4.2.5. Cristalización fraccionada:

4.2.6. Diferenciación y asimilación magmáticas

4.3. Las rocas ígneas y sus distintos criterios de clasificación

4.3.1. Textura de las rocas ígneas.

4.3.2. Clasificación de las rocas ígneas por su composición química

4.3.3. Clasificación de las rocas ígneas por su composición mineralógica

4.3.4. Familias más importantes de las rocas ígneas:

4.3.5. Otras clasificaciones

4.3.6. Forma de yacimientos y afloramientos de las rocas ígneas:

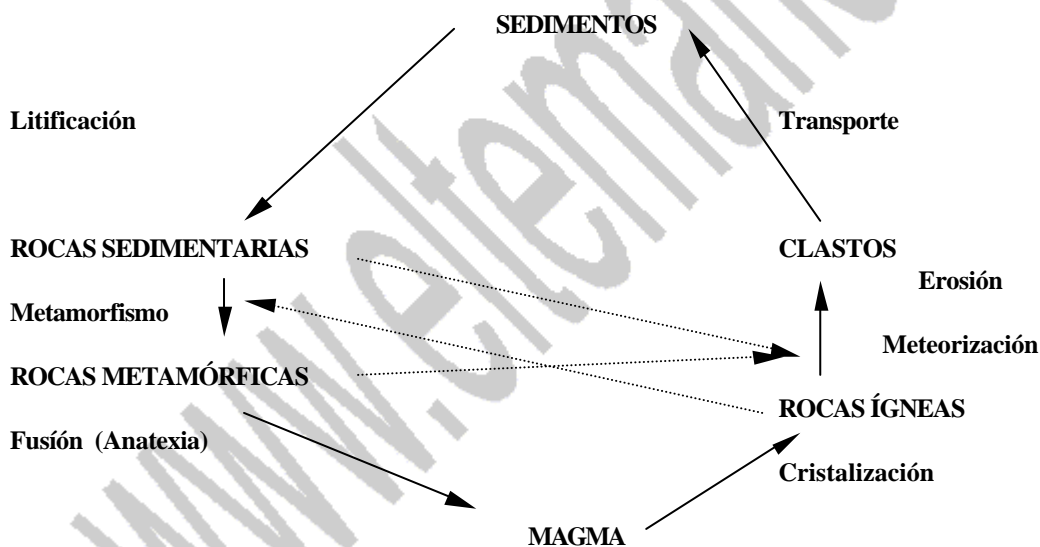
4.1. El ciclo de las rocas (ciclo petrogenético o lítico) :

Todos los procesos geológicos se dan simultáneamente en diferentes partes de la Tierra en la actualidad y se han podido dar ordenados en el tiempo, en una parte concreta de la misma.

En la figura se representa un esquema en el que se relacionan todos los procesos que actúan en el ciclo geológico, tanto internos como externos. Si comenzáramos a considerarlos por la meteorización y la erosión, tendríamos que estas se realizan sobre materiales integrantes de la corteza continental, que pueden ser rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. A partir de aquí se tiene el proceso o ciclo geológico externo, en el que las partículas eliminadas del área madre se acumulan en el medio sedimentario o área receptora. La **diagénesis** de los sedimentos y su transformación en rocas sedimentarias (**Litificación**) se considera como el último de los procesos geológicos externos. La sedimentación constante e ininterrumpida en la cuenca sedimentaria produce tal exceso de carga que se inicia un proceso de hundimiento o subsidencia por desequilibrio isostático. De esta forma, los materiales sedimentarios se encuentran ahora sometidos a nuevas condiciones de presión y temperatura, más elevadas que en el momento de la sedimentación.

Debido a este aumento de presión y temperatura en las zonas cada vez más profundas de la corteza, las rocas sedimentarias sufren una transformación llamada metamorfismo, transformándose en rocas nuevas, con minerales metamórficos diferentes. Las rocas sedimentarias se transforman en metamórficas.

Si este proceso de hundimiento y de aumento de la presión y temperatura continúa, por la causa que sea, las rocas pueden llegar a fundirse (**anatexia**), parcialmente (anatexia selectiva) o totalmente (anatexia total), dando lugar a la masa magmática. Tras un proceso de **crystalización** más o menos rápido, este magma se transforma en alguno de los diferentes tipos de **rocas magmáticas**.



Tanto las rocas magmáticas como las metamórficas pueden salir al exterior de la corteza terrestre durante la fase compresiva o etapas orogénicas, que forman cordilleras y tienden a levantarse y a erosionarse. En otros casos, el ciclo se cierra a través de la subducción por fosas oceánicas y penetración de los materiales hasta el manto y salida al exterior como material fundido en las dorsales en las etapas de expansión oceánica.

4.2. Los magmas. Origen, composición y propiedades

Las rocas magmáticas constituyen el 80 % de la composición de la corteza terrestre. Podemos considerar dos orígenes distintos para los materiales magmáticos. Por un lado, un origen profundo, localizado en el manto, y otro de origen más superficial, localizado en la corteza y producido por la fusión de materiales corticales por aumentos locales de t° en ciertas zonas específicas. A pesar de todo esto el origen de los magmas es un problema aún sin resolver.

Los mecanismos por los que se generan magmas en estas zonas son de varios tipos. Para analizarlos debemos tener en cuenta que una roca no tiene punto de fusión (lo posee cada uno de sus minerales componentes), sino un intervalo de t^a en el que parte de la roca está fundida y parte está sólida. El punto en el que comienza la fusión de una roca se llama *punto de solidus* y en el que termina, *punto de liquidus*; entre ambos, una roca está parcialmente fundida.

A partir de lo dicho, un magma se define como un fundido de composición silicatada en el que existen cristales y, en algunos casos, fragmentos de rocas en suspensión. La fracción sólida de un magma procede del propio fundido (cristales que se están formando) del material sólo que éste contiene y de fragmentos de los materiales que el magma atraviesa en su ascenso. La fracción gaseosa procede de los gases y vapores existentes en la zona donde se genera el magma y, en menor proporción, de los que se van incorporando durante su ascenso.

Los mecanismos, a partir de los cuales se genera un magma, son tres:

- El aumento de t^a de la roca, debido, por ejemplo, a la concentración de elementos radiactivos o a la fricción entre dos placas litosféricas;
- la disminución de la presión, que provoca un aumento de volumen de la roca, la cual, al estar a t^a elevada, se funde en parte;
- la adición de agua, ya que los grupos -OH rompen eficazmente los enlaces Si-O que forman la estructura de los silicatos.

Estos tres mecanismos no tienen por qué darse aislados. El magmatismo de las dorsales se origina por descompresión del material sólido que asciende por convección desde el manto; en las zonas de subducción, el aporte del calor de fricción y compresión se ve ayudado por el aporte de agua que llega con la litosfera oceánica que subduce, rebajando, al ascender a la superficie, el punto de fusión del material del manto que hay sobre ella.

El enfriamiento, cuando se produce en las zonas profundas de la corteza, es un proceso lento y continuo. Su resultado es la formación de las **rocas plutónicas**, constituidas por un agregado de granos minerales, perceptibles a simple vista por mostrar una gran homogeneidad y porque no aparece en ellas una disposición orientada de sus cristales constituyentes.

Por el contrario, cuando un magma formado en el interior de la corteza o en el manto, llega a la superficie, a través de zonas de fracturas, el proceso de consolidación es muy rápido, debido al descenso brusco de la t^a . Tal es el caso de los procesos volcánicos. El resultado es la formación de **rocas volcánicas**, con un grado de cristalización mucho menor, debido a la rapidez del enfriamiento, y en las que incluso parte del mineral no llega a cristalizar, formando un **vidrio**. Contrariamente a lo que sucede en el caso de las rocas plutónicas, los fenómenos volcánicos sí son susceptibles de observación directa, puesto que tienen lugar en la superficie.

4.2.1. Composición química de los magmas.

Su composición química se ha averiguado a partir de análisis de las rocas magmáticas a que dan lugar. El 99 % del volumen total de las rocas ígneas está constituido únicamente por los ocho elementos geoquímicos más abundantes (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio), y la fracción restante, por un gran nº de elementos raros, llamados elementos traza (Ti, P, H, Zn, Ni, Cr, Sn, U, Th,...) muchos de los cuales se concentran en las rocas ígneas, dando yacimientos de interés económico. Se ha observado que la composición química de las rocas plutónicas coincide con sus equivalentes volcánicas, situadas en las mismas provincias petrográficas de la Tierra.

La composición de las rocas magmáticas se suele expresar en óxidos de los elementos que las forman, y constituyen la llamada norma composicional de cada roca. De esta forma, la composición global se expresa por la proporción existente en la roca entre sílice-minerales alcalinos (minerales con contenido apreciable de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), entre estos y minerales calcoalcalinos ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), o entre minerales potásicos (riqueza apreciable en K_2O).

COMPOSICIÓN QUÍMICA PROMEDIO DE LAS PRINCIPALES ROCAS ÍGNEAS

Roca tipo	GRANITO Riolita	SIENITA Traquita	DIORITA Andesita	GABRO Basalto
SiO_2	70'8	62'5	57'6	49'0
Al_2O_3	14'6	17'6	16'9	18'2

Fe₂O₃	1'6	2'1	3'2	3'2
FeO	1'8	2'7	4'5	6'0
MgO	0'9	0'9	4'2	11'2
CaO	2'0	2'3	6'8	7'6
Na₂O	3'5	5'9	3'4	9'7
K₂O	4'2	5'2	2,2	0'9

En mayúsculas las rocas plutónicas, en minúsculas sus equivalentes volcánicas

- La sílice (SiO₂) es el óxido más abundante, constituyendo del 40-75 % del total. Este porcentaje se distribuye en cada tipo de roca en su mayor parte como sílice ligada a otros óxidos, para dar minerales silicatados. Si hay un exceso de sílice, este queda como sílice libre, y cristaliza como mineral de cuarzo.
- La alúmina (Al₂O₃), alcanza un máximo alrededor del 18 %. Puede sustituir al silicio en las redes cristalinas de feldespatos, feldespatoideos, piroxenos, anfíboles y micas. Su papel fundamental es como constituyente de los feldespatos.
- Óxidos de hierro (FeO y Fe₂O₃) y Magnesio (MgO). Están presentes en los olivinos, piroxenos, anfíboles y biotita, llamados minerales ferromagnesianos. También pueden formar minerales accesorios como magnetita, hematita, ilmenita. Se dan, sobre todo, en rocas básicas y ultrabásicas.
- Cal (CaO). Se da en los minerales ferromagnesianos y en las plagioclasas aparece en un 10 % en rocas básicas y ultrabásicas, y desciende a un 2 % en las ácidas.
- Álcalis (K₂O y Na₂O). Se combinan en los feldespatos alcalinos. El porcentaje de álcalis aumenta de forma general con el de sílice, pero para cada valor de la sílice hay un considerable margen de valores de álcalis. Definen las series de magmas alcalinos.
- Agua. Aparece como vapor en los magmas, y también introducida en las redes espaciales de anfíboles, micas y otros minerales en forma de radical OH (oxidrilo).

4.2.2. Propiedades físicas de los magmas

La mayor o menor movilidad del magma depende de su viscosidad, que es un carácter físico ligado tanto a la presión y T^a a que se encuentra, como a su composición.

A igualdad de presión, la viscosidad disminuye al aumentar la temperatura: más caliente = más fluido.

A igualdad de T^a, la viscosidad aumenta con la presión. A igualdad de P y T^a, la viscosidad viene regulada por la concentración de volátiles: rico en gas disuelto = mayor presión interna = menor viscosidad = mayor movilidad o fluidez. También a P y T^a iguales, además de los volátiles, incluye la concentración de sílice y Aluminio, aumentando con el aumento de estas.

4.2.3. Origen de los magmas

Una **provincia petrográfica** es una región de la corteza terrestre en la que todas las manifestaciones magmáticas, como volcanes, filones, macizos graníticos intrusivos, efusiones de lava, etc., muestran caracteres químicos o mineraloquímicos comunes, tales que hacen pensar que todos derivan de un mismo tipo de cámara magmática.

Estudiando las diferentes provincias petrográficas de la Tierra, se ha llegado a la conclusión de que hay varias series magmáticas o tipos de magmas. El problema de si estos tipos de magmas derivan de un solo tipo de magma primario común ha sido muy debatido.

Las **series magmáticas** mejor conocidas y definidas son la alcalina, la toleítica y la calcoalcalina; cada una de ellas se presenta en un ambiente geológico específico o provincia petrográfica.

LOS MAGMAS DE LOS BORDES CONSTRUCTIVOS

En los bordes constructivos las placas se están separando, formando litosfera oceánica (dorsales) o sustituyendo litosfera continental por oceánica (Rift Valley africano y mar Rojo). La Astenosfera, en estas zonas, está más próxima a la superficie y sus materiales, al ascender, funden parcialmente debido a un descenso de la presión. La fracción fundida es más ligera que la que aún permanece en estado sólido

por lo que escapa, formando **cámaras magmáticas** debajo de la corteza, o sale a la superficie erupciones a través de fracturas.

El 80 % de los materiales magmáticos se originan en las dorsales. La composición de los materiales que ascienden es la siguiente: olivino con algo de piroxeno y anortita que, al fundir, dan lugar a un **magma basáltico** que si solidifica con lentitud formara **gabro** (roca plutónica) y si lo hace rápidamente dará **basalto** (roca volcánica).

Los basaltos expulsados por los Rift continentales contienen más elementos **alcalinos** (Na y K) que los de las dorsales (**basaltos toleíticos**). La causa se debe a que hay menos materiales de la Astenosfera fundidos bajo la litosfera continental (un 5%) que bajo la corteza oceánica (30 %) ya que ésta es más delgada como vimos en el tema 3. La misma causa justifica el menor tamaño de las cámaras magmáticas situados bajo la litosfera continental de los Rift continentales.

Serie volcánica toleítica:

Es la serie más monótona y extensa: los basaltos de las dorsales, y por tanto los fondos oceánicos, están formados por este tipo de magma. Esto es consecuencia de la pequeña profundidad a la que se forma este magma primario, ya que le permite llegar a la superficie rápidamente, con poca oportunidad de diferenciarse. También son toleíticas las mesetas basálticas o traps, y la fase más importante de las islas Hawai y Reunión.

basalto toleítico $\frac{3}{4}$ ® **andesitas toleíticas (islanditas)** $\frac{3}{4}$ ® **dacitas** $\frac{3}{4}$ ® **riolitas**

El magma presenta una mayor riqueza en sílice (50 %), tiene más cantidad de FeO que de MgO. Su basalto está formado por piroxenos de distinta riqueza en Ca, con poca o nula cantidad de olivino, con plagioclasas pero sin feldespatos, siendo su matriz de piroxeno, plagioclasa y de vidrio ácido. Carece de peridotitas.

LOS MAGMAS DE LOS BORDES PASIVOS

Las fallas transformantes muestran poco vulcanismo, sus lavas son de tipo basáltico alcalino formadas, probablemente, a partir de fusiones de bajo grado en la Astenosfera.

LOS MAGMAS DE LOS PUNTOS CALIENTES

Los puntos calientes son zonas de la superficie terrestre, intraplaca y con actividad volcánica actual o reciente. Se deben al parecer, al ascenso de columnas de materiales calientes del manto ("plumas"). Su actividad forma conos volcánicos sobre los continentes o en los fondos oceánicos, lo cual, unido al movimiento de las placas, da como resultado la alineación de conos o de islas volcánicas que refleja el paso de la placa por encima de la "pluma": islas Hawai, meseta del Deccán en la India (de extensión comparable a la de la península ibérica), la meseta de Columbia en EE. UU. de América (el parque Yellowstone), etc. En Islandia se ha superpuesto la presencia de un punto caliente con la de la dorsal atlántica.

Se han localizado unos 122 puntos caliente de los que permanecen activos unos 40. Los materiales arrojados son magmas alcalinos, derivados de la fusión parcial de las peridotitas del manto a profundidades de unos 80 km.

Serie volcánica alcalina:

Es una serie compleja y no abundante. Está formada por la serie evolutiva de las rocas siguientes: De su magma primario basáltico alcalino se forman basaltos y gabros alcalinos; y, por diferenciación, traquibasaltos, traquitas, fonolitas y riolitas.

Se trata de un magma pobre en sílice (45 %), escaso en FeO, con inclusiones peridotíticas. El basalto está formado por piroxenos ricos en Ca, fenocristales de olivino y una matriz de olivino, piroxeno y plagioclasas.

Esta serie es típica de ambientes intraplaca, tanto oceánicos (casi todas las islas oceánicas son alcalinas) como continentales de pequeña escala (vulcanismo asociado a fracturas, como los de Olot y campos de Calatrava, en España).

LOS MAGMAS DE LOS BORDES DESTRUCTIVOS

Las erupciones volcánicas de las **zonas de subducción** (arcos insulares y en las cordilleras de tipo perioceánico) forman rocas de tipo andesítico y, en menor proporción, riolitas; debajo de ellas se pueden producir intrusiones graníticas. Es decir se trata de magmas con mayor riqueza en Si, Al, Na y K que los basaltos de las dorsales y menor contenido que éstos en Ca, Mg y Fe. Las erupciones también pueden producir basaltos aunque en menor cantidad que las demás rocas.

Este magma es el resultado de la fusión de la litosfera que subduce junto con gran cantidad de sedimentos y fluidos que arrastra ésta hacia los niveles más profundos. Esta fusión se produce, al parecer, a partir de los 120 km de profundidad, resultando magmas que son objeto de distintas interpretaciones.

Hipótesis 1ª. Los sedimentos que arrastra la placa oceánica que subduce forman magmas silíceos que, al plegarse el terreno, se sitúan cerca de la superficie en donde solidifican y forman granito simultáneamente a los procesos tectónicos (los magmas que escapan a la superficie darían riolitas). Los magmas de composición intermedia se formarían al fundirse y mezclarse las capas sedimentarias y basáltica en subducción; éstos formarían dioritas y granodioritas.

Hipótesis 2ª. El magma inicial sería de tipo basáltico. Al ascender sufriría un proceso de diferenciación: los materiales pesados (Mg, Ca, Fe) cristalizan primero y formarían rocas básicas en las zonas profundas de la corteza continental. Los componentes más ligeros del magma (Al, Na, K y SiO₂) ascenderían hasta la parte superior de la corteza donde formarían intrusiones de rocas silíceas o intermedias o, incluso, llegarían a la superficie.

Hipótesis 3ª. El magma basáltico originario ascendería y fundiría las rocas metamórficas e ígneas que hubiere encima, así como los sedimentos acumulados en el fondo del margen continental; estos magmas al enfriarse formarían nuevas rocas de composición silícea.

Serie calcoalcalina:

Es la única de las tres series que no proviene claramente de un magma primario. Incluye basaltos de varios tipos, andesitas, dacitas, riolitas, y sus equivalentes plutónicas.

Es la serie mejor conocida, y se ha podido establecer una clara correlación entre los términos efusivos y plutónicos.

Rocas volcánicas:

Basaltos $\frac{3}{4}$ ® andesitas (con hiperstena y hornblenda) $\frac{3}{4}$ ® dacitas $\frac{3}{4}$ ® Riolitas

Equivalentes plutónicos:

Gabros $\frac{3}{4}$ ® Dioritas $\frac{3}{4}$ ® Granodioritas $\frac{3}{4}$ ® Granitos.

La matriz de basaltos y andesitas es microcristalina, en dioritas y riolitas es vítrea. Está formada por un 50-60 % de plagioclasas, piroxenos de baja tª, hiperstena y un alto grado de Al₂O₃ en la serie.

De izquierda a derecha aumenta la acidez de la serie. Otra serie es la potásica (rocas volcánicas) en bordes continentales y arcos islas, asociadas a las series calcoalcalinas y también a las intermedias.

Esta serie calcoalcalina y la potásica se dan en las zonas de subducción avanzada, generándose a mayores profundidades que los toleíticos, y manifestándose en zonas más internas, tanto de los arcos-islas como de los continentes.

Sea cual sea el origen del magma, el hecho es que existen magmas localizados en el tiempo y en el espacio. Cuando desciende la tª en la zona donde el magma existe o éste asciende a lugares más

superficiales de la corteza terrestre, la masa fundida se enfría, y al llegar a la t^a de solidificación, el material empieza a cristalizar lentamente, originando rocas ígneas, que están formadas por una serie de minerales cuya naturaleza depende, como veremos después, de la composición inicial del fundido y de cómo se haya llevado a cabo el enfriamiento.

Los magmas más abundantes y característicos son tres: basálticos, andesíticos y graníticos. De ellos, el basalto y el granito son magmas primarios (proviene directamente de rocas del manto o de la corteza fundidas). En la corteza se dan dos grandes tipos de rocas magmáticas o endógenas.

Los **basaltos** que suponen el 95 % de las rocas efusivas o volcánicas. Se forman a partir de magmas hiposilíceos (relación Si/O pequeña, fluidos). Cristalización rápida en superficie por ascenso rápido.

El basalto es la roca ígnea más abundante, sin embargo no todos los basaltos son iguales. Los principales tipos son el toleítico (rico en sílice y producido en las dorsales); y el alcalino (pobre en sílice propio de zonas intraplacas).

Los **Granitos** representan el 95 % de las rocas intrusivas o plutónicas. Se forman a partir de magmas hipersilíceos (alta relación Si/O, magma viscoso). Ascenso lento que permite una buena cristalización fraccionada.

Los granitos jóvenes se encuentran formando batolitos en bordes destructivos de placas bajo continentes; luego en su origen debe influir tanto la subducción como la presencia de corteza continental. Se distingue entre granitos formados por fusión de rocas originariamente ígneas (granitos I), y los formados por fusión de rocas originariamente sedimentarias (granitos S). La mayoría de los plutones son de granito I.

Estos granitos que se forman sobre las zonas de subducción se llaman también orogénicos, puesto que la propia subducción desencadena la formación de una cadena de montañas.

Las **andesitas**, rocas más ricas en sílice y minerales hidratados (anfíbol, biotita) que los basaltos, se encuentran en todos los bordes destructivos de placas, tanto oceánicos (arcos insulares) como continentales (Andes). Para unos autores las andesitas son consecuencia de la cristalización de minerales hidratados, debido a la presencia de fluidos. Otros proponen que su formación se debe a la fusión parcial de la corteza que subduce (en este caso sería un magma primario).

4.2.4. Fases de consolidación magmática:

Como ya hemos podido comprobar un magma es una mezcla compleja fundida de silicatos, con gases y minerales dispersos, a t^a entre los 700 y 1200 °C. Los magmas silíceos presentan t^a de unos 700 °C, 1200 °C es la t^a de los que poseen menos cantidad. En algunas lavas se han medido 1350 °C.

La **fase fundida** está formado por iones tetraédricos de SiO_4 y en menor cantidad Al_2O_3 , así como diversos cationes metálicos (K, Na, Ca, Mg, Fe, etc.).

La **fase gaseosa** está formada por un 90 % de agua y cantidades menores de ClH , CO_2 , FH , S, SO_2 , N_2 , Ar, etc.

La **fase sólida**: cristales de olivino, piroxeno y otros.

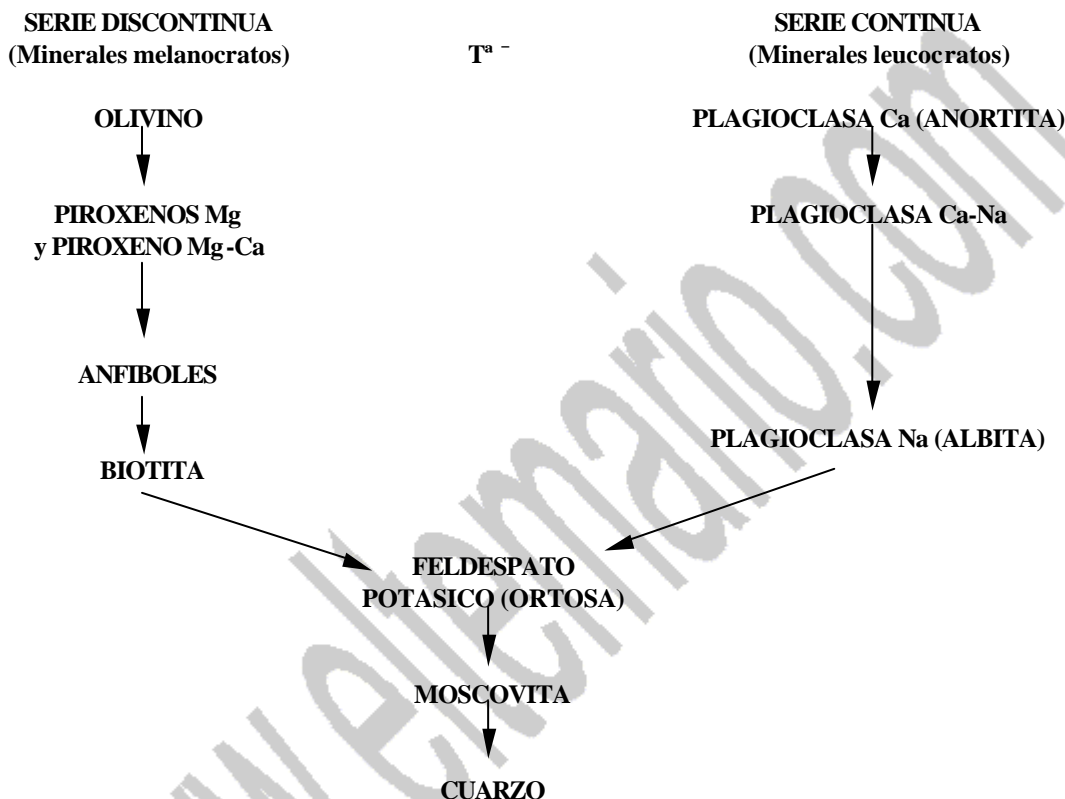
La cristalización fraccionada es un proceso de diferenciación magmática en el que los cristales van apareciendo de forma sucesiva al ir disminuyendo las condiciones termodinámicas del magma. A medida que pasa el tiempo, cada uno de los cristales diferenciados se va produciendo en menor cantidad o, lo que es lo mismo, los líquidos magmáticos residuales tienen cada vez menor volumen y el sólido tiene un volumen cada vez mayor.

Si el enfriamiento es rápido (superficie terrestre o zonas poco profundas), no hay tiempo de que se organicen las redes cristalinas, por lo que el magma se solidifica en estado vítreo o sólo parcialmente cristalizado, escapando los componentes gaseosos y, por tanto, no interviniendo en la cristalización.

Si el enfriamiento es lento hay que tener en cuenta que la solidificación de los magmas no se produce a una t^a fija, como pasa, por ejemplo, en la transformación agua-hielo, sino que abarca un amplio intervalo de t^a , debido a la compleja composición química del magma. Por ello, a lo largo del proceso de enfriamiento se van formando minerales de distinto punto de fusión empezando la solidificación de magma por los minerales de punto de fusión alto (ej. Olivino), y terminando con los de punto de fusión bajo. Sus

redes cristalinas se forman a partir de los componentes del magma entre los que se da alguna afinidad química.

Combinando las observaciones realizadas sobre este tipo de reacciones, tanto en el campo como en el laboratorio, **BOWEN** propuso, en 1922, una serie de reacción que lleva su nombre, que es aplicable a la cristalización de los silicatos formados a partir de un magma basáltico generado a partir de la fusión de una roca peridotítica. Al ir bajando las condiciones termodinámicas, se iban produciendo minerales en una situación de equilibrio entre los propios minerales y el magma residual. Los primeros cristales que se formarían en un fundido con esta composición son olivino y plagioclasa cálcica que, a su vez, durante el enfriamiento reaccionan con el fundido residual para dar lugar a una serie de minerales, tal como se expresa a continuación:

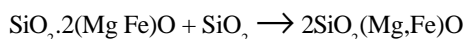


Todos los minerales de las series de Bowen no aparecen finalmente en la misma roca, ya que los minerales formados primero a t^a alta y estables en el momento de su formación tienden a reaccionar con la fracción líquida restante, a medida que disminuye la t^a , formando otros minerales estables a esta menor t^a .

Si los componentes esenciales del magma son O, Si, Mg y Fe, por ejemplo, cristalizan en primer lugar los silicatos de más alto punto de fusión, empezando por el olivino magnésico. A la serie encabezada por el olivino, se la denomina **serie de reacciones discontinuas**, por estar caracterizada por la discontinuidad en la formación de las fases minerales.

En un magma rico en Fe y Mg, se forma en primer lugar olivino. Como en cada momento se mantiene el equilibrio entre los cristales formados y el fundido, ambos reaccionan entre sí de modo continuo, variando también de forma continua la composición de ambos con la t^a (se intercambia Mg por Fe), de tal manera que, al final, lo que se obtiene es un tipo único de cristales de olivino con una composición intermedia, en vez de diferentes minerales con distintos contenidos en hierro y magnesio (**serie isomórfica del olivino**).

Pero a t^a más baja si existe en el magma residual suficiente cantidad de sílice, el olivino se transforma en un piroxeno, según la reacción:



En un magma de composición apropiada para la formación de piroxenos, los más ricos en Mg cristalizan antes que las fases más ricas en Fe, que tienen puntos de fusión más bajos. No obstante, en el caso de los piroxenos, con unas relaciones mucho más complejas en cuanto a posibilidades de sustituciones isomórficas, la evolución de los cristales no sigue el mismo esquema que hemos visto para el olivino, siendo frecuente encontrar, en una misma roca, dos tipos de piroxeno coexistiendo en equilibrio.

A su vez, el piroxeno se transforma en anfíbol y, después, las micas ferromagnesianas (biotitas) y así sucesivamente. Las reacciones continúan produciéndose, de acuerdo con la secuencia indicada en la serie, hasta que todo el fundido se ha consolidado.

Sin embargo, si la reacción consiste en un intercambio de iones entre el mineral formado y el magma residual restante, de forma que el mineral cambia gradualmente de composición sin destruirse (plagioclase cálcica), se forman variedades de composición intermedias (**serie continua**), a t^a alta la sustitución isomórfica entre sus miembros es muy compleja y las reacciones que aparecen son predominantemente de carácter continuo.

En magmas con alto contenido de alcalinos y alcalinotérreos, y con contenidos en Si y Al adecuados para la formación de feldespatos, la cristalización de estos comienza con la formación de **plagioclase cálcica (anortita)**, y a continuación, plagioclases con mayor contenido en Na. De nuevo tenemos en las plagioclases un proceso de cristalización similar a la del **olivino**, por cuanto que entre anortita y albita existe una serie continua de sustitución isomórfica al igual que entre forsterita y fayalita. Si bien en el caso de las plagioclases se trata de un Isomorfismo heterovalente.

El feldespato potásico (**ortosa**) cristaliza a continuación de las plagioclases. A temperatura elevada existe también una serie casi continua de solución sólida entre la ortosa y la albita. Sin embargo, a baja t^a , esta sustitución ya no es posible y si el proceso de enfriamiento es lo suficientemente lento, en el cristal original de feldespato homogéneo, se separan dos fases distintas, una sódica y otra potásica, que aparecen formando entre sí un intercambio orientado que se conoce como **peritita**. Los últimos minerales que se forman durante este proceso de la cristalización son la mica aluminica (moscovita) y el cuarzo, cuando queda suficiente sílice libre en el residuo magmático.

Los minerales que cristalizan a t^a altas tienden a aparecer juntos (olivino, piroxenos y plagioclases cálcicas, en rocas tales como los gabros), y lo mismo sucede con los minerales que cristalizan a bajas t^a (cuarzo, micas y feldespatos alcalinos, en rocas como el granito y las granodioritas); pero no suelen aparecer asociados unos con otros.

Hemos visto que un magma puede considerarse como una mezcla muy compleja de silicatos fundidos a t^a altas y con una proporción considerable de agua y otros compuestos volátiles. Estos compuestos volátiles tienen gran importancia porque fluidifican considerablemente la mezcla fundida, incluso a t^a relativamente bajas. Además, estos compuestos, al desprenderse tumultuosamente del fundido cuando baja bruscamente la presión, facilitan la ascensión del magma durante la erupción volcánica.

Consecuencias de las series de Bowen:

1. Sólo se dan completas en un magma ácido y los minerales estables son los típicos de granito.
2. Cuando el magma es básico la serie está incompleta. Los minerales estables a t^a alta, también lo son a t^a baja.
3. Los magmas básicos son más fluidos que los ácidos, ya que, cuando las estructuras cristalinas son más complejas hay mayor rozamiento.
4. La viscosidad de los magmas ácidos disminuye con el contenido en vapor de agua, ya que su pérdida aumenta la t^a de fusión y causa la solidificación.
5. Las últimas sustancias en cristalizar carecen de formas definidas, ya que rellenan los huecos existentes.
6. Si se interrumpe bruscamente el proceso de solidificación, independientemente de cual sea la causa, se forma una mezcla de fenocritales, microlitos y masa amorfa.
7. Cuando se produce un proceso de asimilación (gabarros en granito), la composición del magma puede cambiar.
8. A partir de la fusión de un basalto, se puede conseguir un magma ácido y un resto sólido básico.

Las series de Bowen sólo tienen un valor indicativo pues, como ya dijimos, en la cristalización del magma influyen otros factores: contenido inicial del magma, contenido en gases y agua, etc. Así:

a) Si la proporción de álcalis respecto a la sílice es alta se forman feldespatoides (nefelina) en lugar de piroxenos o anfíboles.

b) en ausencia de gases no se forma el anfíbol hornblenda ni biotita.

c) Hay minerales que se desarrollan bien a altas t^a en magmas pobres en agua y gases (**minerales pirogenéticos**); mientras que otros se forman mejor en su presencia (**minerales hidatogenéticos**); estos suelen cristalizar cuando el magma se ha enriquecido en agua y gases tras la cristalización de aquellos. Minerales pirogenéticos: olivino, plagioclasas clásicas, piroxenos, feldespatoides (nefelina y leucita), tridimita, pirita, magnetita e ilmenita. Minerales hidatogenéticos: plagioclasas sódicas, anfíboles, las micas, cuarzo, granates, turmalina.

Por tanto, los minerales que se forman durante la consolidación de un magma dependen hasta cierto punto de la concentración de agua y gases que tenga el magma; en los derrames de lava superficial cristaliza, principalmente, minerales pirogenéticos.

Algunos autores discrepan en la secuencia de cristalización seguida, sobre todo en los últimos términos de la serie. En la actualidad, se están revisando los postulados de Bowen por dos motivos:

- Las series sólo parecen darse en basaltos toleíticos.

- De la explicación se deduce que, para que se forme un mineral, es preciso que otro desaparezca, cosa que no se cumple en la mayoría de rocas ígneas, ya que aparecen juntos varios de los minerales de las series consideradas.

4.2.5. Cristalización fraccionada:

Las reacciones precedentes aparecen en el supuesto que se mantenga el equilibrio entre los cristales y el líquido residual. Sin embargo, en cualquier momento de la consolidación, los cristales ya formados pueden ser separados del líquido. Cuando eso ocurre, el equilibrio se perturba y aparecen cambios importantes en la secuencia de cristalización. Al separarse la fase sólida de la líquida, cada una de ellas forma rocas completamente distintas entre sí y también diferentes del magma inicial. Este proceso se conoce como **cristalización fraccionada**, y su consecuencia constituye la base de una teoría de diferenciación magmática.

Como dentro de un magma los primeros minerales que se separan son los silicatos ferromagnesianos de bajo contenido en sílice, el magma en el proceso de diferenciación se supone evoluciona hacia composiciones más ricas en sílice y en elementos alcalinos, y las rocas formadas por la acumulación de las primeras fases sólidas son más básicas que las últimas. Por otra parte, la proporción de volátiles del magma aumenta también en el transcurso de la cristalización, concentrándose en los fluidos residuales. Estos son ricos en volátiles, dan lugar a la formación de minerales diferentes de los constituyentes esenciales de las rocas ígneas y que tienen gran importancia porque pueden formar yacimientos de interés económico.

Se han propuesto varios mecanismos para separar cristales y magma residual: los más citados son la diferenciación gravitatoria (los cristales caen al fondo de la cámara magmática), el filtrado a presión (el magma migra de la cámara debido a que está comprimida) y el transporte gaseoso (burbujas de gas pueden transportar algunos elementos, como el sodio y el potasio, hacia el techo de la cámara magmática).

Dentro de esta fase final, en torno a los 500 °C, cuando los constituyentes silicatos de las rocas ígneas han cristalizado en su totalidad (**fase ortomagmática**) se distinguen dos fases: la **fase pegmatítica-pneumatolítica**, hasta los 375 °C, que es el punto crítico del agua (es decir, la t^a por encima de la cual el agua sólo se presenta en forma de vapor) y la **fase hidrotermal**, por debajo de esta t^a , en la que estos líquidos residuales pueden considerarse ya como soluciones acuosas a elevada t^a .

a) Procesos ortomagmáticos:

Se realizan a partir de minerales que cristalizan a t^a superiores a los 500 °C. Cristalizan todos los silicatos según lo visto en las series de Bowen y dando lugar a la formación de rocas, desde gabros a granitos. Esta fase de consolidación primaria no es muy propicia para la formación de buenos yacimientos. Puede ocurrir que los minerales formados de peso específico más elevado que el magma se vayan al fondo por la llamada diferenciación por gravedad o segregación magmática. Así se explican yacimientos de segregación como los de Bushveld (Sudáfrica), donde potentes capas de minerales de cromo y pirrotina que contienen platino ocupan la base de una masa plutónica.

Si la fracción metálica se introduce en fracturas, fallas o zonas de cizalla de la roca encajante, dan lugar a inyecciones, de formas más o menos filonianas. Depósitos de magnetita en Kiruna (Suecia).

Cuando los minerales neoformados tienen un peso específico igual o menor que el líquido magmático, quedan flotando, que al solidificar, tales minerales aparecen diseminados en el seno de la roca. En general no tienen interés estos yacimientos originados por diseminación, a no ser que se trate de minerales muy valiosos como el diamante. Fenocristales de diamante diseminados en kimberlita (Kimberley, Sudáfrica), roca perteneciente a la familia de las peridotitas que yace en un neck efusivo.

La titanita (FeO_2Ti), se forma por segregación de magmas de tipo gabroide (Quebec, Canadá). La pentlandita $[(\text{Fe},\text{Ni})\text{S}]$ aparece asociada a masas gabroides; el yacimiento de Sudbury (Canadá), uno de los mayores, tienen la curiosa característica de que el magma basáltico se formó a partir del impacto de un meteorito. El Platino, paladio, rodio, iridio, rutenio y osmio, metales muy escasos aparecen concentrados junto al níquel en sus yacimientos de segregación.

b) Procesos neumatolíticos:

Se debe a la acción de gases y soluciones magmáticas sometidas a elevada presión y t° que oscila entre 400-600 $^\circ\text{C}$. La entrada de gases o soluciones en las fisuras de las rocas circundantes provocan reacciones que pueden dar lugar a importantes concentraciones de un mineral explotable por impregnación de la roca encajante por parte de los fluidos a alta presión que se escapan del magma. A estos procesos también se les llama pegmatíticos por coincidir con la formación de las pegmatitas (cuarzo, feldespatos y mica), similares al granito pero de grano más grueso, aunque dicha coincidencia no sea aceptada por todos los geólogos.

Relacionados directamente con las pegmatitas existen yacimientos comerciales, como los de Wolframio en Birmania, Molibdeno en Noruega, Aluminio en Groenlandia, Oro en Brasil y Estaño en la frontera hispano-portuguesa. En las pegmatitas aparecen con frecuencia minerales diversos y raros berilo, litio, itrio, cerio, niobio, tántalo, etc. A muchos yacimientos rentables de magnetita y oligisto se les atribuye este origen.

c) Procesos hidrotermales:

Resultan de la actividad de soluciones acuosas en un intervalo de t° de 100-400 $^\circ\text{C}$. Las presiones y la t° a las que se hallan sometidas son muy variables, van descendiendo conforme nos alejamos de la cámara magmática.

Las soluciones acuosas, a veces en estado coloidal, contienen diversos cationes, ácido silícico y anión sulfuro, que son transportados a través de grietas y fallas o poros desde la cámara magmática hasta la misma superficie. Las causas principales de deposición o precipitación de las sustancias disueltas son el enfriamiento, la evaporación del medio disolvente, la pérdida de algunos componentes, como el CO_2 , que actúan como disolventes, el encuentro de dos soluciones que reaccionan entre sí y las reacciones con las rocas encajantes.

A partir de la cámara magmática se forman yacimientos hipotermiales a las t° y presiones más altas dentro del intervalo hidrotermal, mesotermiales a t° medias, y epitermales, a t° bajas. Los depósitos no sólo rellenan las grietas o fallas (filones), o impregnan rocas porosas o fracturadas, sino también sustituyen por metasomatismo a los minerales de las rocas que atraviesan. Los yacimientos considerados como hidrotermales son muy numerosos e importantes: calcopirita (CuFeS_2), galena (PbS), esfalerita (ZnS), cinabrio (HgS), casiterita (SnO_2), wolframita (FeWO_4) y scheelita (CaWO_4), molibdenita (MoS_2), etc.

Como vemos, el mecanismo de la diferenciación magmática puede explicar en algunos casos la diversidad de magmas y, en general, de rocas ígneas que se encuentran en la naturaleza, suponiendo que pueda ser el resultado de un proceso de cristalización fraccionada llevada a cabo a partir de un fundido inicial de composición única. La teoría, con todo, adolece de serios defectos, pues supone la existencia de un magma unitario original, que difícilmente existió.

Por último, es idea comúnmente aceptada hoy día que ciertas rocas plutónicas se han originado por mecanismos metamórficos y metasomáticos como consecuencia final del metamorfismo regional. Esta idea está apoyada por la presencia de ciertas orientaciones en alguna de estas rocas, difícilmente explicables en la hipótesis de la consolidación magmática. Puesto que esta explicación implica mecanismos de reacción más relacionados con los que tienen lugar durante el metamorfismo, nos remitimos al tema 5 para ello.

4.2.6. Diferenciación y asimilación magmáticas

Durante la consolidación magmática puede ser que los minerales formados vayan separándose de la masa fluida restante, a medida que cristalizan; el líquido residual, de composición distinta a la original, puede continuar su consolidación sin reaccionar con los minerales ya formados. Puede suceder por:

- a) por **acción de la gravedad**: los primeros en formarse son más densos que el magma residual, caen al fondo de la cámara magmática determinando así la formación de algunas rocas. Los componentes más ligeros del magma (Al, Na, K y SiO₂) ascenderían hasta la parte superior de la corteza donde formarían intrusiones de rocas silíceas o intermedias o, incluso, llegarían a la superficie.
- b) por **acción de los gases**: A medida que el magma va solidificando, los gases escapan a través de los minerales formados, arrastrando al líquido residual; éste, al cristalizar en otro lugar, forma una roca de composición distinta a la que formaron los primeros minerales cristalizados.
- c) por **acción de la presión filtrante**: La actuación de presiones desplazarían el líquido residual que, al cristalizar, también daría rocas diferentes a las primeras. Los nuevos minerales pueden aparecer en forma de vetas en la misma roca inicial o en otras distintas.

Como se puede apreciar, el resultado de la cristalización fraccionada es la diferenciación de un magma de una composición determinada en fracciones de distinta composición, que dan lugar a rocas diferentes. A este fenómeno se le conoce como diferenciación magmática.

La **asimilación magmática** se produce al reaccionar el magma con la roca encajante, incorporándose material de ésta al primero. A veces, dentro de la roca magmática consolidada, quedan enclaves perfectamente reconocibles (**xenolitos o gabarros**).

Durante la asimilación el magma muy caliente los materiales encajantes puede fundir la roca encajante y enfriarse; puede que, los minerales de la roca encajante no se fundan pero reaccionen con los materiales del magma dando otros distintos, y, por último, que los materiales de la roca encajante estén en equilibrio con los del magma y no reacciones con los componentes de éste, siendo englobados por él.

Como resumen de la evolución de un magma diremos que a partir de un magma inicial, de una composición determinada, pueden originarse distintas rocas por procesos de cristalización fraccionada y diferenciación; por asimilación, pueden resultar rocas distintas.

1) Un magma primario basáltico daría: por cristalización y diferenciación plutónica: peridotitas, piroxenitas, sienita; y por asimilación de granitos: lamprófidos biotíticos.

2) Un magma primario granítico o granodiorítico daría: por cristalización y diferenciación plutónica: sienita, diorita, granodiorita o granito; y por asimilación de pizarras arcillosas, calizas, anfibolitas, etc.: sienita, sienita nefelínica, diorita.

4.3. Las rocas ígneas y sus distintos criterios de clasificación

Para clasificar las rocas ígneas, se pueden tener en cuenta varios criterios:

- El emplazamiento de la roca, de acuerdo con el cual se clasifican en: volcánicas, plutónicas y filonianas.
- La textura: granudas, porfídicas, vítreas, etc.
- La composición del magma.
- La composición mineralógica. Siguiendo este criterio, se han elaborado varias clasificaciones, como, por ejemplo, la de Streckeisen y la de Nockold.

4.3.1. Textura de las rocas ígneas.

Entendemos por **textura** de una roca el conjunto de relaciones entre todos los minerales componentes de la misma que se observan al microscopio. La textura de las rocas constituye un dato muy explícito de las condiciones de formación de las mismas. Las plutónicas o intrusivas muestran una **textura granular** por cristalización lenta y completa del magma, las volcánicas con **vidrio volcánico** más o menos abundante, por enfriamiento rápido de parte, al menos, del mismo. En las filonianas nos podemos encontrar con todos los grados de transición de ambas.

En las **rocas plutónicas**, la textura más frecuente es la **granuda holocristalina**, en la que todos los cristales tienen similares dimensiones y son relativamente grandes, hasta de un cm. La textura

holocristalina puede ser **xenomorfa o idiomorfa**, según los cristales presentes contornos irregulares o se presentes en sus formas características, el caso más frecuente es el intermedio, con cristales idiomorfos, con contornos regulares, como por cristales alotriomorfos, de contornos encajados, esta textura recibe el nombre de **hipidiomorfa**. No es infrecuente recoger todos estos términos en el más general de textura granítica.

La **textura aplítica** se reserva para cuando los cristales, generalmente alotriomorfos, tienen pequeñas dimensiones también se le llama sacaroidea. La **textura gráfica** está determinada por entrecruzamiento de cristales (pegmatitas). La micrográfica similar a la anterior con cristales más pequeños. La **textura micropegmatítica** o granofiorítica está formada por cristales irregulares (cuarzo y feldespato K) concrecionados alrededor de cristales mayores de la generación anterior.

En las **rocas filonianas** la textura más frecuente es la llamada **porfídica**, caracterizada por la presencia de grandes cristales (**fenocristales**) visibles, rodeados por una pasta de fondo integrada por vidrio volcánico o microlitos. Los fenocristales son idiomorfos y representan las fases tempranas de la consolidación magmática, los **microlitos** se forman por cristalización rápida de la fase líquida debida a un brusco enfriamiento. En las rocas básicas es frecuente la **textura ofítica** (diabasas y rocas verdes en general), presentan un entretejido de cristales de plagioclasas englobando grandes cristales de augita alotriomorfos con aquella.

En las rocas ácidas son más frecuentes la **textura hipocristalina y vítrea**. La hipocristalina tiene una apreciable cantidad de pasta microcristalina y escasos minerales determinables. Una variedad es la textura traquítica, en la que los microlitos mayores presentan una orientación similar.

Las **rocas volcánicas** presentan una **textura vítrea**. Está constituida casi exclusivamente por **vidrio volcánico**, difícilmente se puede reconocer la naturaleza de algunos microlitos. La variedad perlítica surge cuando, por retracción de la lava al enfriarse, aparecen fisuras concéntricas. Tanto en la porfídica como en la hipocristalina y vítrea, puede verse a veces una orientación particular de los microcristales que recuerdan los torbellinos de una corriente en movimiento, recibe el nombre de **fluidal**.

El tamaño de los cristales de las rocas y su distribución son utilizados por algunos autores para clasificar a las rocas ígneas.

Atendiendo al tamaño de los cristales distinguen entre:

Rocas Faneríticas (cristales reconocibles de visu. Distinguen entre grano muy grueso > 30 mm, grueso (5-30 mm), medio (2-5 mm) y fino (< 2).

Rocas Afaníticas (cristales no reconocibles de visu), distinguiendo entre microcristalinas (cristales reconocibles al microscopio) y criptocristalinas (no reconocibles al microscopio)

4.3.2. Clasificación de las rocas ígneas por su composición química

El porcentaje de sílice, y mejor la relación Si/O₂ da una pauta para clasificar las rocas magmáticas en cuatro grandes grupos:

	% de Sílice
Rocas ácidas	> 66
Rocas intermedias	del 52-66
Rocas básicas o máficas	del 45-52
Rocas ultrabásicas o ultramáficas	< 45

4.3.3. Clasificación de las rocas ígneas por su composición mineralógica

Entre los minerales que componen las rocas ígneas los hay esenciales (silicatos) y accesorios. Cuando la presencia de un mineral accesorio es significativa se incluye el nombre de éste como adjetivo a la denominación de la roca: Gabro olivínico.

Los minerales ricos en sílice poseen un color claro, por lo que se les llama **leucocratos o félsicos**; son de baja densidad, carecen de Fe y Mg y tienen gran complejidad estructural; en la serie de Bowen se

encuentran debajo (cuarzo, feldespato y moscovita), se incluye en este grupo los feldespatoideos porque aunque pobres en Si son ricos en Al.

Los silicatos ricos en Fe y Mg son oscuros (**melanocratos o máficos**); son más densos y se encuentran en la parte superior de la serie de Bowen; su complejidad aumenta a medida que descendemos en dicha serie. Son los minerales que más abundan en las rocas básicas.

En general cada roca plutónica tiene su correspondiente roca volcánica por su composición química o mineralógica, aunque persisten algunas diferencias en función de su solidificación y de su composición mineralógica dado que, algunos minerales sólo se forman en determinadas condiciones.

Por otra parte cuando se trata de una roca volcánica con textura vítrea no es fácil aplicar criterios mineralógicos, siendo necesario un análisis químico, deduciéndolo, a partir de sus resultados, los minerales correspondientes.

Teniendo en cuenta lo expuesto, la clasificación mineralógica se suele hacer atendiendo a: presencia de cuarzo, presencia y tipo de feldespatos, minerales ferromagnesianos y presencia de feldespatoideos.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS O MAGMÁTICAS de Nockold

Minerales esenciales	tipo de roca	Tipo de feldespatos	Minerales accesorios	ROCAS PLUTÓNICAS	ROCAS VOLCÁNICAS	VIDRIOS VOLCÁNICOS	ROCAS FILONIANAS	
Cuarzo y feldespatos	Silíceas o ácidas	ort. > plag.	B. H. M.	GRANITO	RIOLITA	OBSIDIANA PUMITA PERLITA	APLITAS PEGMATITAS PÓRFIDOS	LAM- PRO- FIDOS
		Ort. < plag.	B. H. P.	GRANODIORITA	DACITA			
Sin cuarzo. Con feldespatos	Intermedias	Ort > plag Na	B.H.P.	SIENITA	TRAQUITA	TRAQUILITAS		
		Ort = plag Na	B. H. P.	MONZONITA	LATITA			
		PlagNa-Ca dominante	B. H. P.	DIORITA	ANDESITA			
	Básicas o Máficas	PlagNa-Ca dominante	(B.H.)P.O.	GABRO	BASALTO			
Sin cuarzo. sin feldespatoideos	Ultramáficas o ultrabásicas	Ninguno	Plag, Ca, B. H. P. O.	PERIDOTITA = DUNITA PIROXENITA HORNBLENDA	BASALTO OLIVÍNICO	LIMBURGITAS		

Ort: Ortosa, Plag.: Plagioclasas; B: Biotita; H: Hornblenda; P: piroxenos; M: moscovita; O: olivino

Otra clasificación de Nockolds simplificada (las minúsculas son rocas volcánicas)

ROCAS ÍGNEAS	FELD. K > PLAG.	FELD. K = PLAG.	PLAG. Na	PLAG. Ca	FELDESPATOIDEOS
SOBRESATURADAS en SiO ₂	GRANITO riolita	GRANODIORITA latita cuarcífera	TONALITA dacita	GABRO cuarcífero basalto cuarcífero	
EQUILIBRADAS en SiO ₂ sin cuarzo ni feldespatoideos	SIENITA traquita	MONZONITA Latita	DIORITA andesita	GABRO basalto	PERIDOTITA PIROXENITA HORNBLENDA
SUBSATURADAS en SiO ₂	SIENITA NEFEL. fonolita	MONZON. NEFEL. latita fonolítica	ESSEXITA tefrita	GABRO NEFELIT. Basalto nefelítico	Limburgita, leucita nefelinita

4.3.4. Familias más importantes de las rocas ígneas:

Familias del Granito-Riolita

Los **Granitos** constituyen una familia de rocas plutónicas formados fundamentalmente por feldespatos alcalinos, cuarzo y biotita. La abundancia de cuarzo indica que proceden de magmas ricos en sílice, alúmina y elementos alcalinos; pocos ferromagnesianos y calcio. Se reserva el nombre de granito para la roca en la que, al menos, sus 2/3 de feldespatos son potásico (casi siempre ortosa), el resto corresponde a plagioclasas (albita o, si acaso, oligoclasa). Junto a ellos aparece una cierta cantidad de minerales máficos (biotita), a veces acompañados por pequeñas cantidades de anfíboles, lo indica su transición hacia rocas más básicas. Si son muy claros los granitos (leucogranitos), representan un término de transición hacia rocas más cuarcíticas.

Las **Granodioritas** son rocas en las que más de los 2/3 de los feldespatos son plagioclasas (algo cálcicas), el resto feldespato potásico. Contienen cuarzo, pero en menor cantidad que los granitos, así como aumenta la cantidad de ferromagnesianos y de minerales accesorios. Las **Tonalitas** son rocas en la que la cantidad de cuarzo no supera el 10 % y su plagioclasa es más cálcica. La adamelita es una roca similar al granito pero en la que la cantidad de feldespato K y plagioclasa es similar.

A medida que el enfriamiento se hace más rápido aparecen una serie de rocas con distinto grado de transición entre la textura granuda y la vítrea. Esta transición se suele marcar en tres etapas y se habla, por ejemplo, de **granito porfídico**, **porfido granítico** y **riolita** (roca volcánica).

Los **granitos porfídicos**, aunque de textura granular presentan fenocristales y contienen cierta cantidad de ferromagnesianos. Ejemplos: las **Pegmatitas** (aparecen en filones, tienen una proporción cuarzo-ortosa muy concreta y está acompañada de minerales como Turmalina, Fluorita, Apatito, Berilo, Wolframita y minerales de Uranio y Tierras raras). Las **Aplitas** (filonianas, textura microgranuda, ricas en cuarzo).

Asociados a las pegmatitas y aplitas se encuentran los Lamprófidos (filones de rocas con mucha biotita y anfíboles), también aparecen junto a rocas de otras familias, por lo que se piensa que representen porciones de magma de composición diversa.

Los **Pórpidos cuarcíferos** son rocas volcánicas, casi siempre antiguas, formadas a partir de magmas graníticos con cantidades variables de matriz vítrea, englobando fenocristales de cuarzo, ortosa, etc. La sílice se presenta en forma de cuarzo α , tridimita y cristobalita (formadas a altas t° y rápido enfriamiento).

Las **Riolitas** son rocas volcánicas modernas, de composición similar a la anterior, textura vítrea fluidal (de ahí el nombre). Su t° de consolidación es más alta que la del granito por lo que puede presentar una cierta cantidad de minerales ferromagnesianos (más piroxenos que anfíboles). Las Liparitas son riolitas más claras y recientes.

Las **Obsidianas** son casi totalmente vítreas, negruzcas o verdosas, fractura concoidea; pueden corresponder a otros tipos de magmas más básicos si, éstos han enfriado rápidamente.

La **Pumita** o piedra pómez se origina si, durante el enfriamiento, se han escapado gases disueltos en el magma desprendiéndose de la masa viscosa y dejando huellas de diferente tamaño.

El **origen del granito** es discutido, para explicarlo se han elaborado dos teorías:

1. Dado que hay afloramientos con límites netos con las rocas encajantes, que muestran **aureola metamórfica** (metamorfismo de contacto), no parece probable una transición tan rápida desde el granito a la roca encajante. Por lo que hay que admitir el origen magmático de estos granitos postectónicos). En los bordes de muchos batolitos hay bloques, de tamaño variado, englobados en el granito con distinto grado de asimilación. Incluso aparecen texturas orientadas de cristales alargados o aplanados. Se especula que, la intrusión de un magma con abundantes cristales en suspensión y las corrientes de convección, provocarían la disposición más o menos concéntrica de estos cristales alrededor de los enclaves.

2. Pero hay casos en los que, el afloramiento de granito, es mucho menos neto con las rocas encajantes, la transición se realiza a través de una zona con migmatitas (conservan muchos rasgos de rocas metamórficas). Se concluye que las rocas encajantes son metamórficas (**metamorfismo regional**) y su textura se prolonga en el granito y, además, se trata de afloramientos concordantes con la estructura general de la zona, por lo que hay que aceptar un origen distinto al típicamente magmático.

Las discusiones sobre uno u otro origen han acentuado mucho las distintas posiciones, perdiendo de vista que, probablemente, haya rocas que respondan a los dos tipos de génesis.

Familia Sienita-Traquita

Las **Sienitas** son rocas plutónicas formadas esencialmente por feldespatos alcalinos [más ortosa (K) que albita (Na)]. Menos proporción de minerales máficos (anfíboles y biotita); pueden contener, como mineral accesorio, cuarzo o feldespatoideos, dependiendo de la cantidad de sílice del magma original. Se utilizan como piedras ornamentales dados sus colores verdosos o negros con tonos rosas (ortosa).

Las **Monzonitas** presentan cantidades iguales de feldespato potásico y plagioclasas con ferromagnesiano.

También existen, como en los granitos, Aplitas y Pegmatitas sieníticas.

Sienitas porfídicas presentan microcristales rodeando a otros bien desarrollados. Los Pórfidos sieníticos tienen, al menos, un 50 % de microcristales junto a fenocristales de feldespato potásico.

Las **Traquitas** predomina la pasta microcristalina y más raramente la vítrea. Fenocristales de feldespato y, a veces, de ferromagnesianos. Sus tonos claros y su tacto rugoso pueden ser criterios orientativos en un examen de visu.

Las **Fonolitas** presentan asociado a feldespatos y feldespatoideos, predominando sobre los ferromagnesianos. Son el equivalente volcánico de las sienitas. Se clasifican en función del feldespatoide dominante (nefelínicas y leucíticas). Su nombre se debe a su sonoridad por percusión de algunos ejemplares.

Cuando la composición de la roca se desplaza hacia concentraciones más altas en plagioclasas, tenemos todos los términos de transición con las andesitas y basaltos.

El **origen** de las rocas intrusivas de esta familia también es discutido:

Hay que aceptar que, muchos afloramientos, son el resultado de la diferenciación de magmas básicos alcalinos. Daly (1910) supone que las variedades feldespatoideas provienen de magmas graníticos que habían digerido minerales carbonatados. Otros suponen posibles fenómenos de metasomatismo llevados a cabo por fluidos ricos en álcalis.

Diorita-Andesitas

Las **Dioritas** son rocas plutónicas formadas esencialmente por plagioclasa sodicocálcica (andesina u oligoclasa) asociada a minerales ferromagnesianos (hornblenda, augita), generalmente dominan las plagioclasas aunque pueden oscilar los valores. Si contienen algo de cuarzo suelen ser diferenciaciones locales de batolitos graníticos, las que carecen de él lo son de gabros.

Las **Tonalitas** contienen menos de un 10 % de cuarzo y de feldespato potásico (algunos geólogos no las asocian con la familia de los granitos dada su baja proporción de cuarzo).

Las rocas filonianas afines a las dioritas son **dioritas porfídicas y pórfidos dioríticos**, según su proporción en microcristales y fenocristales (ambos de plagioclasas, biotita y anfíboles). Cuando el nº de fenocristales disminuye y la textura es microgranuda tenemos las porfiritas y las andesitas.

Las **Porfiritas** son rocas volcánicas antiguas con ciertas variaciones en su textura debido a recristalizaciones (Ej. transformación de las plagioclasas en agregados albita-epidotas-cloritas-calcita, y la cloritización de los ferromagnesianos).

Las **Andesitas** son rocas volcánicas equivalentes a las dioritas, textura porfídica (fenocristales feldespáticos en pasta vítrea). Es frecuente que estos fenocristales aparezcan zonados (más anortita en el centro y más sódica en la periferia). Muy frecuentes en el borde pacífico de América y de Asia (línea andesítica).

Su génesis se debe a que el aumento de t° en la **zona de subducción** funde los materiales dando un magma diorítico; algunos geólogos, dado la falta de afloramientos extensos contemporáneos con las andesitas, opinan que las andesitas serían producto de diferenciaciones progresivas de un magma inicial basáltico con material continental asimilado. De hecho las lavas andesíticas se encuentran asociadas a las basálticas.

Gabro-Basalto

Los **Gabros** son rocas básicas, holocristalinas, fundamentalmente con plagioclasas (más del 50 % de la roca) y piroxenos. Los cristales de plagioclasas, muy ricos en anortita (labradorita o bitownita), son

verde oscuros y, al microscopio petrográfico, son patentes las maclas polisintéticas. La presencia de olivino indica que el magma inicial contenía menos sílice de lo normal.

Las **Labradoritas y anortositas** (en los escudos precámbricos báltico y canadiense) son de color gris azulado, algo más claras las primeras, con reflejos irisados debidos a las maclas polisintéticas. Los equivalentes filonianos y subvolcánicos de los gabros son las gabroporfiritas, gabropegmatitas y las diabasas. Estas últimas son las más importantes, presentan textura ofítica y se alteran, en superficie fácilmente dando distintos tipos de minerales, que les confieren color verde (rocas verdes fácil de confundir con las ofitas). Los **lamprófidos** son rocas filonianas básicas formadas en las últimas etapas de diferenciación de los magmas básicos (fenocristales de biotita, piroxenos y anfíboles).

Las rocas volcánicas de esta familia son los **Basaltos**. Formados, principalmente, por fenocristales y microlitos de plagioclasas (labradorita o bitownita) y por piroxenos (augita); puede haber olivino y, entre los minerales secundarios, magnetita y titanio. Los basaltos junto con los granitos constituyen el 90 % ígneas. Se suelen dividir en dos grupos: **Toleíticos**, mayor contenido en sílice, sin olivino; los **Olivínicos**, como indica su nombre, tienen abundante olivino dada la menor cantidad de sílice (ver series de Bowen).

Macroscópicamente los basaltos son rocas oscuras o negruzcas que por alteración de sus componentes (sausuritización de las plagioclasas y cloritización de los piroxenos), pueden tomar coloración verdosa e incluso rojiza. Proceden, claramente, de la consolidación de magmas básicos (corteza oceánica), en condiciones de enfriamientos más o menos lento (Gabros) o rápido (basaltos). Como se presentan relacionados con sedimentos de tipo geosinclinal y con estructuras almohadilladas, está claro su origen en coladas submarinas (la presión hidrostática impide la pérdida de gases por eso contiene minerales ricos en volátiles).

Peridotitas.

En esta familia se incluyen todas las rocas ultrabásicas (sílice < 45 %), con composición mineralógica variada. Las Peridotitas están formadas, a partes iguales, por piroxeno rómbico y por olivino; macroscópicamente presentan, en superficie fresca, el aspecto de mosaico de granos verdes (olivino) y negruzcos (piroxeno); se alteran con facilidad por serpentización del olivino y cloritización de los piroxenos.

Cuando disminuye notablemente la cantidad de piroxeno tenemos las dunitas, si disminuye el olivino piroxenitas. Se presentan en afloramientos estratiforme o filonianos y como relleno de chimeneas intrusivas o volcánicas (kimberlita asociadas con los diamantes).

Las **Eclogitas** son un tipo especial de rocas ultrabásicas formadas a grandes presiones (algunos la consideran ultrametamórfica). Contienen granates (indicativos de formarse a presiones superiores a 15000 atm.) y piroxenos. Por todos estos rasgos estas rocas representan, quizás, un punto de convergencia entre los procesos ígneos en magmas profundos y metamórficos en zonas de contacto de placas con importante subducción.

Las **Limburgitas** son las equivalentes filonianas, fenocristales de augita y olivino en matriz vítrea ultrabásica alcalina. Aunque no se conocen coladas de lavas ultrabásicas, las Picritas serían los rellenos de chimeneas volcánicas con textura hipocristalina.

Su **origen** suscita polémica, no faltando argumentos de tipo tectónico ya que están muy relacionadas con la orogenia. No es probable la existencia de un magma peridotítico ya que, dada su elevada t^a , habría provocado un fuerte metamorfismo de contacto no localizado. Por otra parte, la existencia de filones entremezclados de piroxenita y peridotita, puede interpretarse como consecuencia de fluidos acuosos, por lo que, según Bowen, las peridotitas serían cristales semisólidos unidos a un magma residual con mucha agua; el resto de magma, una vez separada la fase ultrabásica, habría dado grandes masas de basaltos.

4.3.5. Otras clasificaciones

Aunque creemos más oportuno para los alumnos la clasificación expuesta (genética) dado que un mismo magma puede dar ambos tipos de rocas, reseñamos otras clasificaciones posibles:

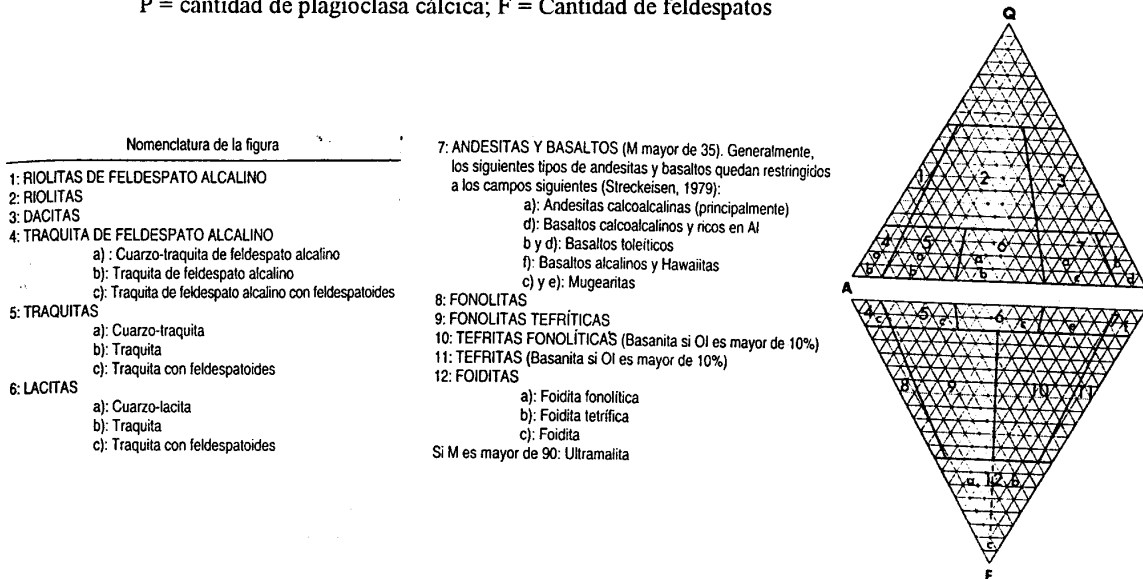
CLASIFICACIÓN DE STRECKEISEN

Se utilizan los diagramas QAPF. Cada término del diagrama representa los siguiente.

Q = cantidad de cuarzo de la roca; A = Cantidad de feldespato alcalino (albita + feldespato potásico)

P = cantidad de plagioclasa cálcica; F = Cantidad de feldespatos

P = cantidad de plagioclasa cálcica; F = Cantidad de feldespatos



En 1991 la Comisión de Nomenclatura de Rocas Ígneas de la IUGS ha ofrecido los resultados de muchos años de trabajo proponiendo una sistematización de la clasificación y de la nomenclatura de las rocas ígneas muy valiosa. Los autores clasifican las rocas plutónicas independientemente de las volcánicas hasta el punto de que no se establecen relaciones de equivalencia entre ellas, ni siquiera basándose en análisis químicos..

Para las rocas filonianas es aconsejable cambiar de sentido algunos términos: Ej.

Referente a la textura: holocristalino (en vez de plutónico); microlítico-vítreo (en vez de volcánico).

Referente al afloramiento: intrusivo (para rocas encajadas en otras circundantes); masivos (yacimientos en tres direcciones) sin tener en cuenta la textura, filonianas, sólo para rocas en filones y diques sin tener en cuenta, tampoco en este caso, su textura.

En la clasificación propuesta por la IUGS se distinguen los siguientes grupos:

- 1) Materiales piroclásticos.
- 2) Rocas holocristalinas melanocratas.
- 3) Carbonatitas
- 4) Rocas holocristalinas melilíticas (contienen el mineral máfico melilita)
- 5) Rocas holocristalinas (Granitos, etc.)
- 6) Lamprófidos
- 7) Rocas microlítico-vítreas melilíticas.
- 8) Rocas volcánicas con mineralogía determinable.
- 9) Rocas volcánicas pobres en Mg (basaltos, Rioluta, Andesita, Traquita, Fonolita, etc.)
- 10) Rocas volcánicas ricas en Mg (basaltos, Andesita, picrita, etc.).

4.3.6. Forma de yacimientos y afloramientos de las rocas ígneas:

El magma intruye en una roca que se denomina encajante o roca caja. Los tipos de inyección de magma son:

- Inyección forzada. El magma al ascender empuja hacia arriba y hacia los laterales desplazando a la roca caja. También se le llama inyección diapírica por su parecido con el fenómeno de ascensión de los diapiros salinos.

- Stopping magmático o Digestión magmática. El magma ígneo va englobando, durante su ascenso, bloques de la parte superior de la cámara magmática. La roca encajante es asimilada por el magma. El techo de la cámara se fractura y caen bloques dentro del magma.
- Hundimiento de la roca preexistente. En el techo de la cámara magmática se desarrollan fracturas anulares que favorecen el hundimiento de la bóveda de la roca caja con el consiguiente ascenso del magma.
- Intrusión pasiva. El magma intruye por una vía abierta por esfuerzos no relacionados con la intrusión magmática (falla, planos de estratificación, etc.)

El reemplazamiento metasomático o granitización supone la transformación de una roca preexistente en granito. Dentro de la corteza terrestre se alcanzan niveles de P y T^a adecuados para lograr fusión de la roca y la consiguiente transformación en granito. Actualmente se admite que la mayoría de los granitos tienen este origen. A este proceso se le considera la última etapa del metamorfismo.

a) Rocas plutónicas:

Las rocas plutónicas se forman por enfriamiento en el interior de la corteza, y es la erosión quien las pone al descubierto, suponer que resultan de la consolidación de un magma es en realidad una hipótesis, admitiéndose incluso que pueden haberse formado por mecanismos diferentes. La palabra plutónica en realidad significa un origen profundo, no un mecanismo de formación. Se pueden presentar en varias formas:

Batolitos. Son masas de gran extensión (como mínimo 100 Km²)¹, que suelen formar el núcleo de antiguas cordilleras. El Guadarrama, Gredos, el Macizo gallego son grandes batolitos graníticos. Están en contacto discordante con las rocas que atraviesan. Presentan las siguientes características:

- Se localizan preferentemente en cinturones de montañas, y están relacionados con el plegamiento y deformaciones que han tenido lugar en la región.
- Normalmente, se alinean paralelos al eje de las cadenas montañosas.
- Su época parece ser posterior al comienzo de las fases de plegamiento.
- La composición suele ser granítica o granodiorítica, y bastante homogénea.

Filones y diques. Son masas estrechas, que atraviesan las rocas sedimentarias, metamórficas y, a veces, también plutónicas. La erosión diferencial las destaca bien como relieves alargados y estrechos. Un plutón cuyo espesor es pequeño con relación a otras dimensiones se denomina tabular. Si entre los tabulares los hay paralelos a las rocas encajantes se denominan sill. Los diques son plutones tabulares que cortan la estructura de las rocas circundantes.

Lacolitos. Son masas lenticulares concordantes con las rocas encajantes, y su extensión es de varios Km².

Sill. También llamados filones en capas; pues son paralelos a la estratificación y apenas la deforman (los lacolitos si las deforman), pareciendo otro estrato de la serie en la cual han intruido a favor de un plano de estratificación.

Lopolitos o mantos intrusivos. Masas concordantes interestratificadas, de gran extensión y poco espesor (un Km. en las mayores).

Sill, Lacolitos y lopolitos son plutones concordantes.

Facolitos. Son intrusiones no muy grandes localizadas en las charnelas de los pliegues.

b) Rocas volcánicas:

Las rocas efusivas o volcánicas se suelen presentar normalmente como aparatos volcánicos, de los que surgen coladas de lava, y también en forma de mantos horizontales (meseta del Dekan, en la India), que recubren grandes extensiones. Los basaltos de meseta se formaron en erupciones a través de fracturas, por las que fluyó lava muy fluida.

¹Si son menores de 100 km² se llaman stock

También son frecuentes los **diques, filones y cúpulas o pitones** de lava densa, enfriada lentamente.

La observación de los batolitos sugiere que estos en realidad se encuentran reemplazando a la formación en la que aparecen, no desplazándola. Esto plantea el problema de qué proceso es el que realmente ha tenido lugar en las grandes masas rocosas que el batolito parece reemplazar. Esto supone un replanteamiento del eterno problema del origen magmático del granito. Actualmente hay geólogos que consideran que los batolitos representan rocas preexistentes transformadas en granito por procesos metasomáticos (Winkler y Sabatier mezcla de arcilla, agua y cloruros). Según esta hipótesis la granitización sería una etapa final de un proceso metamórfico (en sentido amplio), es decir, sin pasar por la fusión. En estos casos se presentan en las rocas restos muy transformados, pero todavía reconocibles, de pliegues y estructuras propias de las rocas metamórficas (se llama fantasmas a estos restos borrosos). La existencia de ciertas rocas, como las migmatitas, que muestran características intermedias entre las rocas metamórficas y las rocas ígneas, parecía confirmar esta teoría.

Los mecanismos que habrían dado lugar a esta transformación, son fundamentalmente difusión en estado sólido e intervención de fluidos acuosos liberados al someter el material a unas condiciones de presión y t^a elevadas, en unas condiciones dinámicas propias de las orogenias. La controversia entre geólogos magmatistas y transformistas que se arrastra hace cincuenta años, no está resuelta, y actualmente se acepta que ambos tipos de procesos pudieron tener lugar y, por tanto, que rocas con composición y textura granítica pueden tener diferentes orígenes.

4.3.7. Rocas ígneas que podemos encontrar en la región de Murcia

Dacitas. Junto con inclusiones de Gneis en Mazarrón

Basaltos. Con inclusiones de olivino en el Tallante

Ofitas. En zonas internas (Sur) y externas (Norte) de la región.

Andesitas. Erosionadas en bolas, en las islas del Mar Menor.

Fortunita. Se trata de una roca básica con abundantes elementos alcalinos, se trata de rocas anómalas o Lamprósticas.