

Capítulo 4

Petrología

Un conjunto de minerales, eventualmente de una sola especie y en el caso general de varias especies, forman las **rocas** de la corteza terrestre y su estudio es el campo de la **petrología**.

Como es de esperar luego de conocer la abundancia de los elementos químicos en la corteza terrestre continental, los silicatos son por excelencia los minerales formadores de rocas.

El estudio sistemático de las rocas se hace según tres grandes conjuntos, **ígneas**, **sedimentarias** y **metamórficas**. Su origen y naturaleza se visualiza en el denominado ciclo de las rocas (Fig. 4.1)

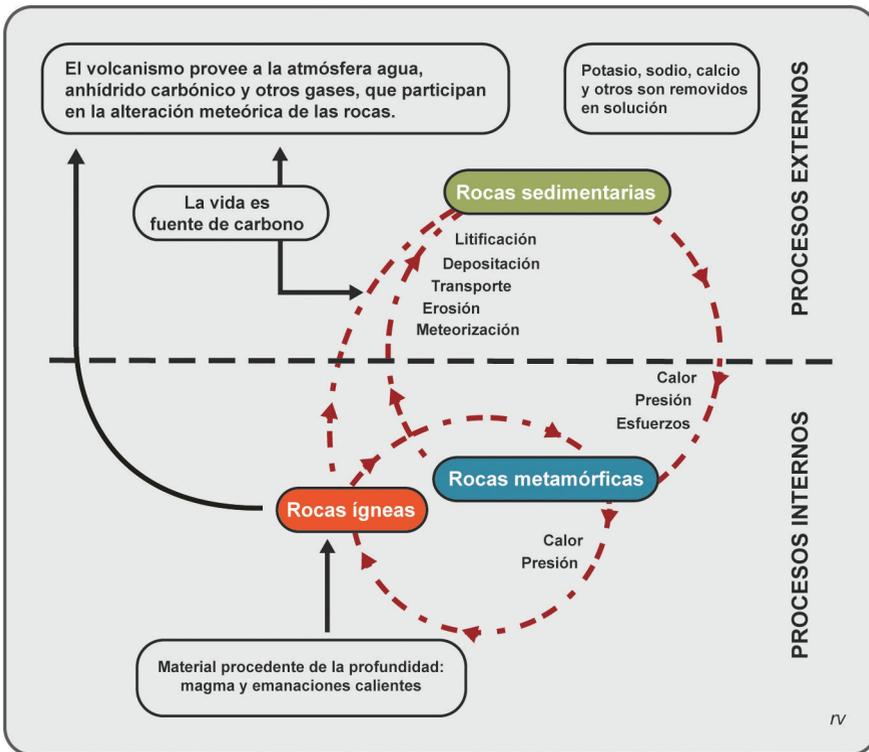


Figura 4.1. Ciclo de las rocas.

El punto de partida son las **rocas ígneas**, formadas a partir de fundidos (magmas) procedentes de zonas profundas de la Tierra. Si el magma al enfriarse consolida en el interior de la corteza forma la subcategoría **rocas ígneas plutónicas (plutonitas)**. Si el magma llega a superficie y se derrama sobre la misma, al consolidarse forma las **rocas ígneas volcánicas (volcanitas)**.

Desde que en la superficie de la Tierra hay expuestas tanto rocas ígneas plutónicas como volcánicas, ellas son sometidas química y mecánicamente a una disolución/desagregación. Los elementos químicos disueltos luego precipitan, sea en medio continental u oceánico. Los fragmentos resultantes de la desagregación (**clastos**), son transportados a lugares bajos (**cuencas sedimentarias**), donde forman capas de sedimentos que pueden alcanzar espesores modestos, metros a decenas de metros, hasta varios miles de metros. La compactación de los sedimentos por la presión obrante al ser soterrados y el agregado de cementos por aguas circulantes, conduce al endurecimiento y formación de las **rocas sedimentarias clásticas (sedimentitas)**.

Las rocas sedimentarias formadas exclusivamente por la precipitación de sales en lagunas y mares son denominadas **rocas sedimentarias químicas**.

También hay rocas intermedias entre ígneas y sedimentarias, formadas por fragmentos resultantes de la actividad volcánica, que constituyen las **rocas piroclásticas**.

Las rocas de la tercer categoría son las **rocas metamórficas (metamorfitas)** y el lugar por excelencia para su formación son las áreas orogénicas (borde activo de placas). Calor, presión y esfuerzos dirigidos provocan recristalización mineral al estado sólido, tanto en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas preexistentes (**protolitos**), con la formación de nuevas asociaciones de minerales estables en las condiciones del medio en que se encuentran.

Eventualmente en el proceso de generación de rocas metamórficas se pueden dar condiciones de fusión. Si la fusión es parcial, la posterior cristalización de los fundidos coexistiendo con remanentes de la roca metamórfica, genera rocas de mezcla (en parte metamórficas, en parte ígneas) que se denominan **migmatitas**. Si la fusión es total, al cristalizar ese magma se forma una nueva roca ígnea.

Los tres grupos de rocas mencionados tienen una participación significativa en la composición de la corteza terrestre, destacándose las rocas ígneas, que forman aproximadamente el 65% del volumen total. También cabe tener en cuenta que la participación de las rocas sedimentarias, apenas 7,9 %, se potencia por la distribución bajo la forma de láminas de poco espesor aunque sobre amplias superficies (Fig. 4.2).

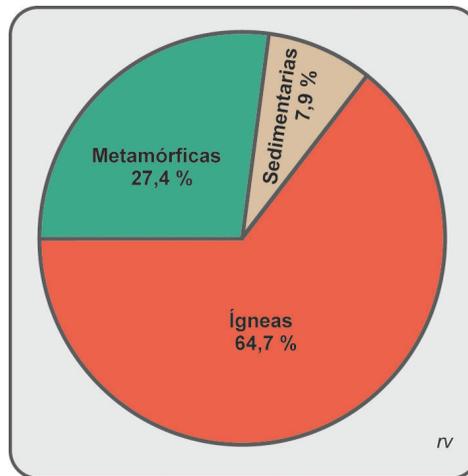


Figura 4.2. Abundancia de las rocas en la corteza.

Rocas ígneas

Proceden de líquidos denominados **magma**, que por enfriamiento solidifican en un proceso ordenado de cristalización según determinado conjunto de minerales, dependiente de la composición de ese magma. Debido a ello, a las rocas ígneas también se las suele denominar **rocas magmáticas**.

El ambiente primigenio en la producción de magmas pudo ser similar al de las actuales dorsales oceánicas, donde conocemos que hay voluminosas irrupciones de fundidos que ascienden desde el manto y cristalizan formando los basaltos de la corteza oceánica (Fig. 4.3).

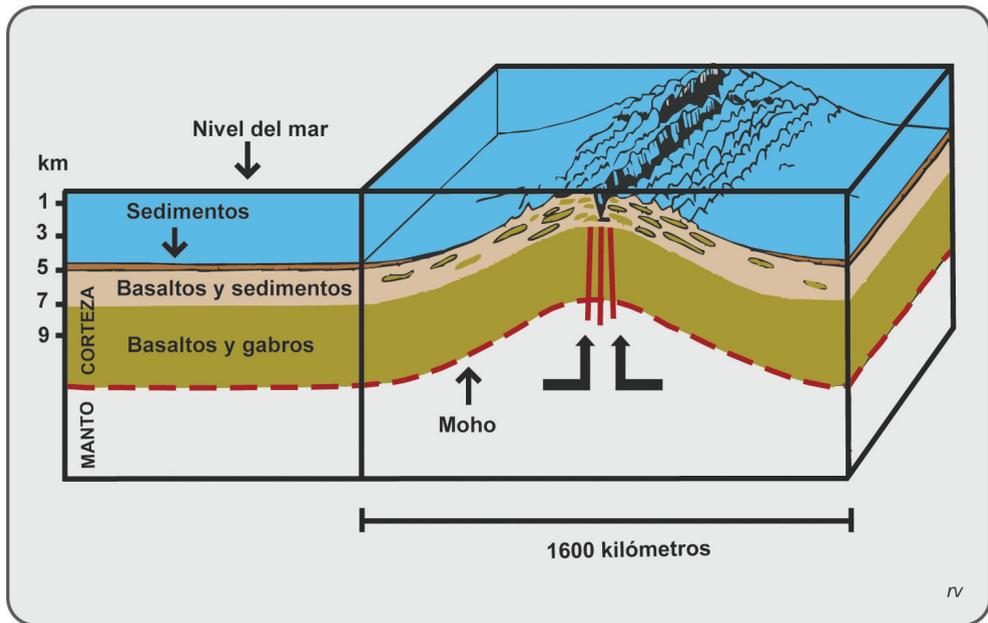


Figura 4.3. Bosquejo de una dorsal oceánica.

Un paso siguiente admite la interacción convergente (subducción), de una placa de corteza oceánica por debajo de otra placa de corteza oceánica. En el proceso se producen fundidos, diferenciados respecto a la composición basáltica original, que se instalan formando cuerpos de plutonitas en el seno de la corteza de la placa superior. Eventualmente los fundidos llegan a superficie formando islas volcánicas, configurando en conjunto un accidente lineal discontinuo denominado **arco de islas** (Fig. 4.4).

Cuando en el pasado geológico el proceso hubo conseguido la estabilidad de las primeras masas continentales, la interacción entre placa oceánica *versus* placa continental fue capaz de producir magmas de más alta diferenciación, los que cristalizaron como granitos en la corteza continental preexistente. Los accidentes lineales resultantes son los orógenos, conteniendo los **arcos magmáticos** o **arcos volcánicos** (Fig. 4.4).

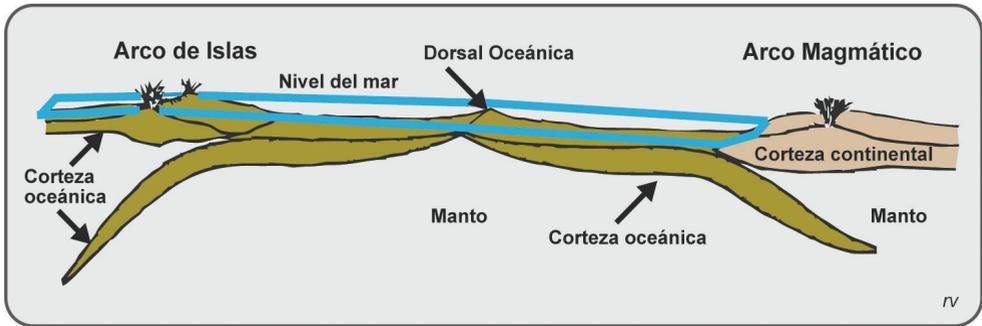


Figura 4.4. Ambientes principales de formación de rocas ígneas: dorsales oceánicas, arcos de islas y arcos magmáticos.

La efectividad de los procesos de diferenciación magmática puede comprobarse comparando la composición química promedio de rocas que se estima provienen del manto (Peridotita), con la de Basaltos y Granitos, componentes esenciales de corteza oceánica y continental, respectivamente (Tabla 4.1). En la dirección manto → corteza oceánica → corteza continental, se aprecia el notable incremento en los contenidos de Silicio, Aluminio, Sodio y Potasio. En las rocas del manto se destaca la abundancia relativa de Magnesio y Hierro.

	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	FeO (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)
Peridotita (manto)	43,9	4,0	2,5	9,9	0,2	34,3	3,5	0,6	0,2	0,1	0,8
Basalto (corteza oceánica)	49,9	16,0	5,4	6,5	0,3	6,3	9,1	3,2	1,5	0,4	1,4
Granito (corteza continental)	70,8	14,6	1,6	1,8	0,1	0,9	2,0	3,5	4,1	0,2	0,4

Tabla 4.1. Composición química promedio (óxidos de los elementos mayoritarios) de las rocas Peridotita, Basalto y Granito, componentes esenciales del Manto, Corteza oceánica y Corteza continental, respectivamente.

Las rocas ígneas comprenden a aquellas consolidadas en profundidad en el interior de la corteza, denominadas ígneas plutónicas o plutonitas y a las producidas por magma que llega a superficie, llamadas ígneas volcánicas o volcanitas. Un grupo intermedio, instaladas a baja profundidad, forman las **rocas hipoabisales** o **subvolcánicas** o **filonianas**.

La **textura** de una roca es la relación entre los minerales que la forman. En las plutonitas es característica la textura granuda, con minerales de tamaño uniforme, visibles a “ojo desnudo” o lupa y aproximadamente del mismo tamaño (Fig. 4.5 A). Contrariamente, en las volcanitas es frecuente la textura porfírica, en la que hay minerales observables a “ojo desnudo” o lupa (fenocristales), inmersos en una base (pasta) de grano fino hasta submicroscópica o vítrea (Fig. 4.5 B).

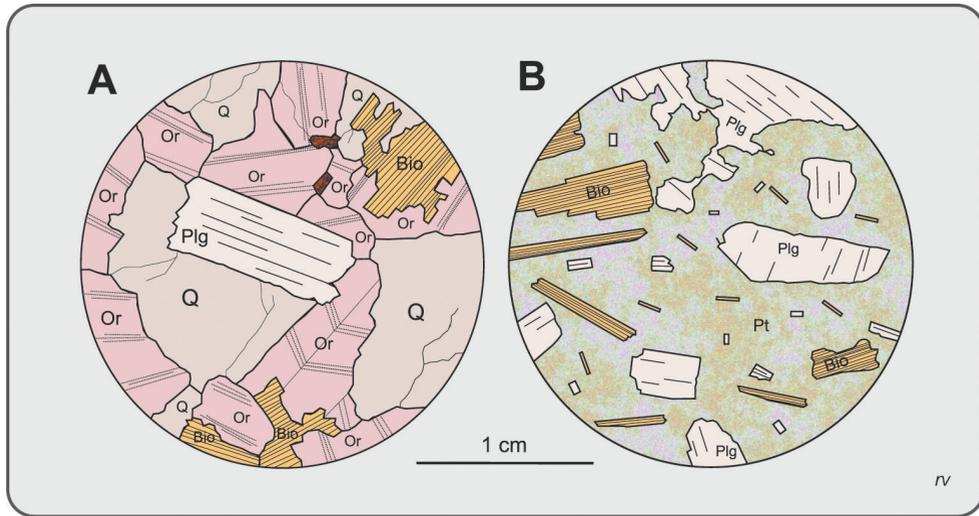


Figura 4.5. Simplificado de campo microscópico. A: textura granuda de rocas plutónicas; B: textura porfírica de rocas volcánicas. Q: cuarzo; Or: ortosa; Plg: plagioclasa; Bio: biotita; Pt: pasta.

Además, en algunas plutonitas y subvolcánicas es frecuente la textura porfiroide, en la que si bien todos los minerales son visibles a “ojo desnudo” o lupa, hay un conjunto de mayor tamaño inmerso en una base de grano menor.

La clasificación de las rocas ígneas se realiza recurriendo a la determinación de composición mineral y alternativamente por medio de la composición química de la roca en su totalidad.

La **clasificación mineral** es sin dudas la de mayor injerencia geológica, aunque se ve limitada en el caso de rocas de grano muy fino o formadas mayoritariamente por una pasta microcristalina o vítrea, casos en que se recurre y funciona adecuadamente la clasificación química.

En muestra de mano el geólogo puede determinar la composición mineral a “ojo desnudo” o ayudándose con elementos sencillos, como una lupa de mano, punta de acero para probar la dureza y bizcocho de porcelana para obtener el color de la raya. En gabinete se pueden hacer estudios con mayores aumentos, sea en grano suelto bajo lupa binocular o en láminas delgadas bajo microscopio petrográfico. Las láminas delgadas son confeccionadas cortando finas fetas (1-2 mm) que son pegadas a un vidrio portaobjeto, pulidas por la superficie libre hasta que alcanza espesor de 30 micrones (0,03 mm) y luego cubiertas por un vidrio cubreobjeto. Ambos estudios son rutinarios, especialmente el de láminas delgadas, aunque requieren de una formación adecuada y constituyen casi una especialidad entre los geólogos.

El número de especies minerales conocidas es de alrededor de 1.500, aunque solo unas 200 constituyen los minerales corrientes. La causa debe buscarse en la composición de la corteza terrestre, donde de cada 100 átomos más de 60 son de Oxígeno, más de 20 de Silicio, de 6 a 7 de Aluminio, unos 2 átomos son de Hierro, 2 de Calcio, 2 de Magnesio, 2 de Sodio, 2 de Potasio y alguno de Titanio. Disponiendo de esos materiales, se simplifica aún más en lo que hace a minerales que componen las rocas ígneas, y casi en su totalidad son silicatos.

En la composición mineral de las rocas ígneas es útil distinguir entre minerales claros o **félsicos** y minerales oscuros o **máficos**. Los félsicos son los más abundantes, ya que aproximadamente las $\frac{3}{4}$ partes de la corteza terrestre son tectosilicatos, derivados de un armazón tridimensional de tetraedros SiO_4 enlazados. Todos los iones O^{2-} de cada tetraedro SiO_4 están compartidos con los tetraedros vecinos, dando lugar a una estructura con fuertes enlaces, en la que la relación Si:O es 1:2 (SiO_2).

Tectosilicatos importantes son el **grupo de la sílice** y el **grupo de los feldespatos**, en ambos casos minerales claros. El primero tiene el armazón más simple y el mineral dominante es el Cuarzo (SiO_2). Los feldespatos son silicatos de aluminio con potasio, sodio y calcio. En ellos la particularidad es que hay tetraedros AlO_4 , compartiendo el armazón cristalino con tetraedros SiO_4 . Los feldespatos comunes son soluciones sólidas de los siguientes tres componentes: Ortosa (KAlSi_3O_8), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

En las rocas ígneas el **feldespato potásico** puede presentarse según tres formas distintas (**polimorfismo**), denominadas Ortosa, Microclino y Sanidina, dependiendo de la temperatura del medio en que cristalizaron. Por otra parte, los feldespatos sódicos (Albita) y cálcicos (Anortita), dan lugar a la **serie de las plagioclasas** o **feldespatos calcosódicos**, una solución sólida en la que arbitrariamente se distingue Albita (0-10% de Anortita), Oligoclasa (10-30% de Anortita), Andesina (30-50% de Anortita), Labradorita (50-70% de Anortita), Bytownita (70-90% de Anortita) y Anortita (90-100% de Anortita).

Un grupo de tectosilicatos de menor importancia es el de los **feldespatoides**, producto de la cristalización de magmas pobres en sílice y ricos en álcalis. Los más conocidos son llamados Nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y Leucita (KAlSi_2O_6).

Los minerales máficos comunes son nesosilicatos (olivinas, granates, circón), inosilicatos (piroxenos y anfíboles) y filosilicatos (micas).

Las olivinas son el resultado de una solución sólida entre Forsterita [$(\text{SiO}_4)\text{Mg}_2$] y Fayalita [$(\text{SiO}_4)\text{Fe}_2$].

Los granates comunes son el Piropro [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Mg}_3$], Almandino [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Fe}_3$] y Spessartita [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Mn}_3$].

El Circón es silicato de zirconio [$(\text{SiO}_4)\text{Zr}$].

El piroxeno de mayor presencia en rocas ígneas es Augita [$(\text{Si,Al})_2\text{O}_6(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3},\text{Al})$] y el anfíbol común es Hornblenda [$(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{+2})_4(\text{Al,Fe}^{+3}\text{Ti})(\text{O,OH})_2$].

Las micas comunes en rocas ígneas son Moscovita o mica blanca [$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KAl}_2(\text{OH})_2$] y Biotita o mica negra [$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_2$].

Cabe destacar que las distintas asociaciones y proporciones de minerales que forman las rocas ígneas, tanto félsicos como máficos, deviene del orden en que cristalizan en un magma a medida que baja la temperatura. Según los experimentos de N.L. Bowen (1956), partiendo de un magma basáltico (composición general del manto litosférico), la extracción de los primeros cristalizados va dejando un líquido cambiante en composición, del que cristaliza otra asociación mineral y así sucesivamente hasta la total solidificación. La representación esquemática de la **Serie de Reacción de Bowen** tiene dos ramas, una para minerales má-

ficos y la otra para plagioclasas y finaliza con una rama única para los feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. La cristalización tardía del cuarzo agota la sílice excedente, y comúnmente se emplaza en diques al rellenar grietas producidas por contracción al enfriarse la roca ígnea. Además suele invadir la roca hospedante (Fig. 4.6).

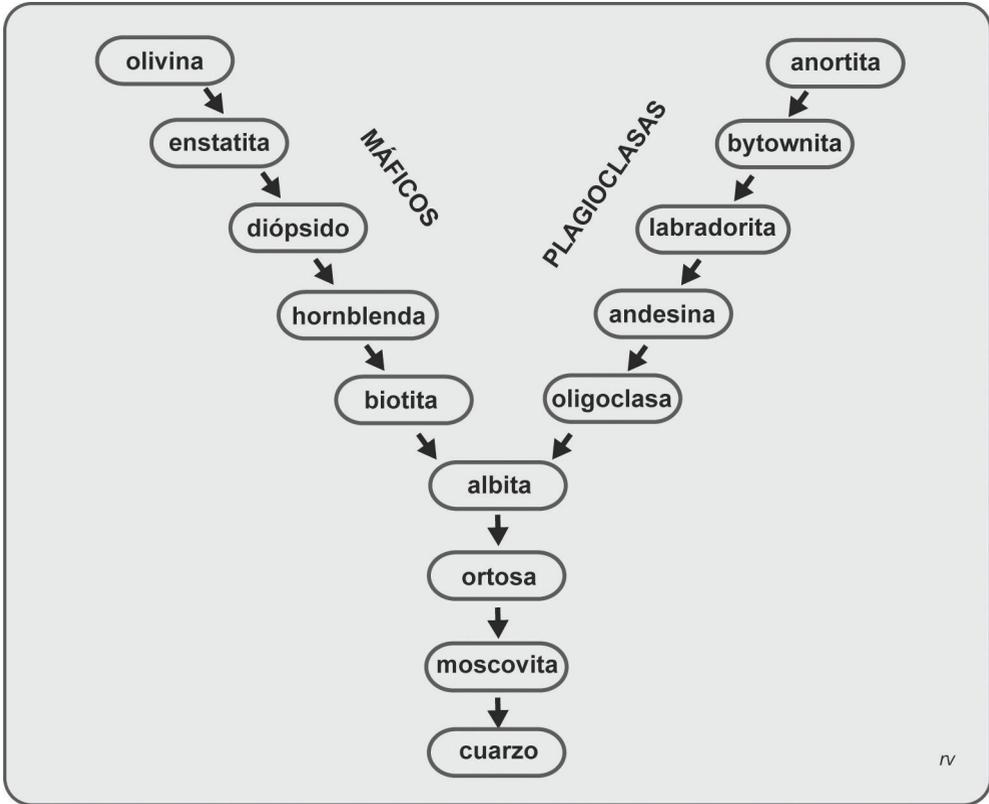


Figura 4.6. Serie de reacción de Bowen.

Los diagramas clasificatorios de rocas utilizan preferentemente como base de representación un triángulo equilátero. En rocas ígneas, la clasificación por composición mineral se hace por el contenido (**moda**) de minerales félsicos. La clasificación sigue la propuesta de Streckeisen (1976), adoptada por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y consiste en un doble triángulo equilátero, conocido como QAPF. Se suele simplificar denominándolo QAP, debido a que la mitad superior de ese dispositivo es suficiente para clasificar a las rocas ígneas comunes.

En el triángulo QAP el vértice superior (Q) corresponde a minerales del grupo de la sílice (esencialmente Cuarzo), el vértice inferior izquierdo (A) a feldespatos alcalinos (Ortosa, Microclino, Sanidina) y el vértice inferior derecho (P) a plagioclasas. Si la roca contiene máficos (caso general), la moda mineral debe recalcularse, de modo que $Q + A + P = 100\%$.

Cabe mencionar que el diagrama QAP no es aplicable a **rocas ultramáficas**, aquellas en las que los minerales máficos superan el 90% del total, para las que hay otros triángulos con los vértices ocupados por olivinas, piroxenos y anfíboles (o micas).

Para la representación de rocas con feldespatoideos y carentes de minerales del grupo de la sílice, se utiliza el triángulo inferior, que comparte la base del triángulo QAP, con el vértice inferior denominado F (de feldespatoideos), con el que queda completo el esquema QAPF.

Rocas ígneas plutónicas

El triángulo QAP clasificatorio de rocas ígneas plutónicas está dividido por líneas horizontales que marcan contenidos de Q de 60% y 20% y líneas que parten de la base del triángulo en puntos a 90%, 65%, 35% y 10% de P y se dirigen a Q hasta llegar a la horizontal de 60% o 20% de Q, según corresponda (Fig. 33).

Los espacios resultantes de esa división se denominan **campos**. El campo 1 corresponde a rocas con más de 60% de cuarzo, que no consideramos por ser muy escasas y de dudosa naturaleza ígnea. Son importantes el campo 2: granito alcalifeldespático; 3: granito; 4: granodiorita; 5: tonalita; 6: sienita alcalifeldespática; 7: sienita; 8: monzonita; 9: monzodiorita/monzogabro; 10: diorita/gabro.

Resulta útil y es de uso común al referirse a rocas ígneas, reunir dos o más campos afines entre sí, definiendo una categoría superior llamadas **sección**. La sección I es la de los **granitoides**, que reúne los campos 2, 3, 4 y 5. La sección II es la de los **sienitoides**, para los campos 6, 7 y 8. Por último las secciones III y IV son las de los **dioritoides** y **gabroides**, que reúnen a los campos 9 y 10.

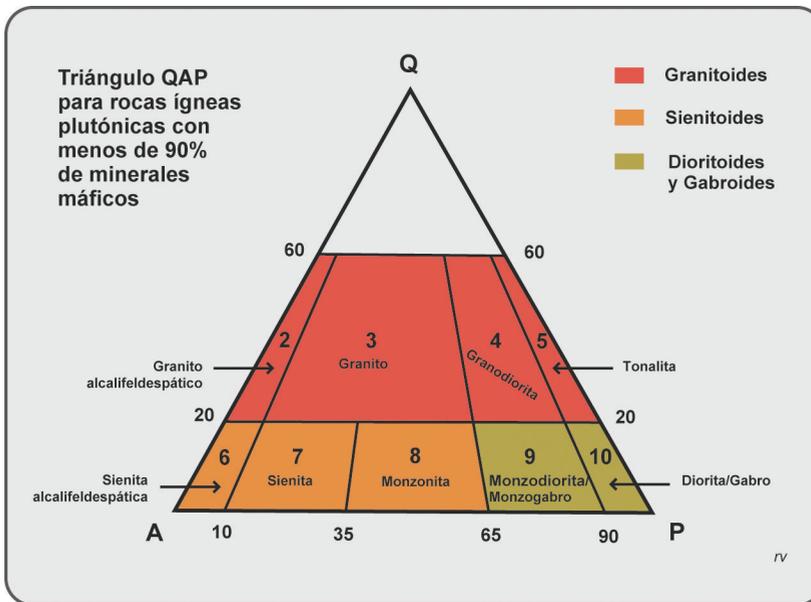


Figura 4.7. Triángulo QAP para rocas ígneas plutónicas. Simplificado de Teruggi, 1980.

Los granitoides son rocas granudas que contienen abundante cuarzo, que si es ponderado debe resultar no menor de 20% y no exceder de 60% del total de minerales claros. La división en campos es efectuada por la **relación feldespática**.

El campo 2 corresponde a los granitos alcalifeldespáticos, cuyos feldespatos son casi exclusivamente Ortosa, Microclino o Albita, que ante el predominio de uno u otro mineral son llamados granito ortoclásico, granito microclínico o granito albitico.

El campo 3 es el de los granitos y en ellos coexisten feldespatos alcalinos y plagioclasas, con relación feldespática entre 10% y 65% de plagioclasas.

El campo 4 es el de las granodioritas, rocas plutónicas muy abundantes en áreas orogénicas, en las que la relación feldespática indica una participación de plagioclasas entre 65% y 90%.

Finalmente, el campo 5 es de las tonalitas, en donde la participación de las plagioclasas supera el 90% del total de feldespatos.

Los sienitoides son rocas plutónicas granudas con escaso cuarzo (no excediendo 20% del total de minerales claros), y ricas en feldespatos alcalinos (100% a 35%). Se subdividen por la relación feldespática en los campos 6 de las sienitas alcalifeldespáticas (0% a 10% de plagioclasas), 7 de las sienitas (10% a 35% de plagioclasas) y 8 de las monzonitas (35% a 65% de plagioclasas). Dioritoides y gabroides son rocas plutónicas pobres en cuarzo (menos de 20%) y ricas en plagioclasa (65% 100%).

El campo 9 de las monzodioritas/monzogabros tiene relación feldespática de 65% a 90% de plagioclasas y el campo 10 de las dioritas/gabros cuenta con 90% a 100% de plagioclasas.

En el estudio al microscopio, la diferencia entre las rocas que ocupan el mismo campo (monzodiorita/monzogabro y diorita/gabro), se establece por la composición de las plagioclasas, oligoclasa-andesina para los dioritoides y labradorita-bytownita para los gabroides. También contribuyen a esa distinción los minerales máficos que acompañan a los minerales claros, ya que los dioritoides contienen hornblenda y/o biotita y los gabroides piroxenos y/o olivinas.

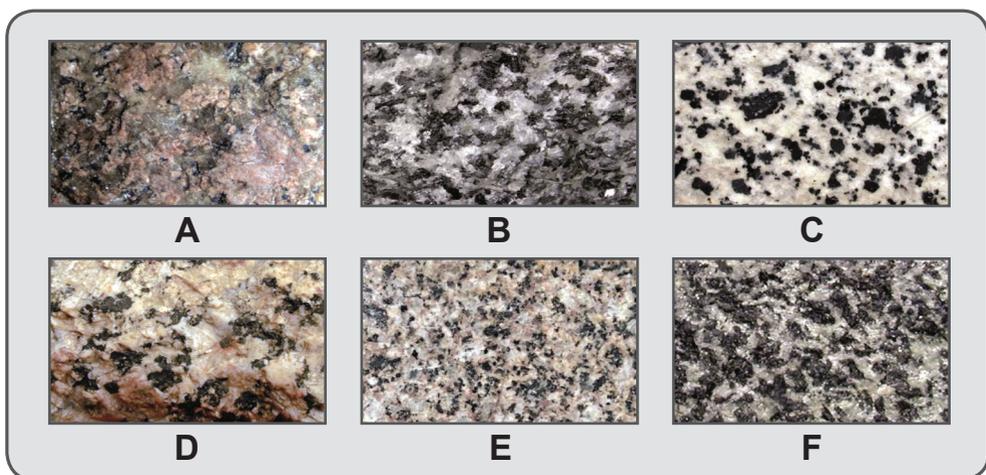


Figura 4.8. Secciones pulidas de rocas plutónicas comunes. A: granito; B: granodiorita; C: tonalita; D: sienita; E: monzonita; F: gabro.

Con todo, se destaca que la clasificación de una roca ígnea plutónica en alguno de los campos mencionados, es tarea de gabinete, a menudo realizada por un especialista. El geólogo de campo, en forma tentativa, distingue granitos (Fig. 4.8 A), granodioritas (Fig. 4.8 B), tonalitas (Fig. 4.8 C), sienitas (Fig. 4.8 D), monzonitas (Fig. 4.8 E) y gabros (Fig. 4.8 F).

Una caracterización adicional de las rocas ígneas plutónicas procede de la cantidad de minerales máficos que contiene, llamado índice de color. Son hololeucocráticas las rocas que carecen de máficos o que los mismos no superan el 5% del total de la roca, leucocráticas las que contienen de 5% a 35%, mesocráticas las que contienen de 35% a 65%, melanocráticas aquellas que tienen 65% a 90% y ultramáficas las rocas más oscuras, constituidas por 90% a 100% de minerales máficos.

Rocas ígneas volcánicas

En la clasificación de las rocas ígneas volcánicas se puede rápidamente prever alguna dificultad, que surge de la característica textura porfírica de las mismas. Con todo, mientras pueda establecerse la mineralogía, se recomienda la clasificación mineral modal, según un doble triángulo QAPF.

En los casos en que solamente se pueda establecer la mineralogía de los fenocristales, la roca es clasificada en base a los minerales reconocibles, anteponiendo el prefijo **fenó** (de fenocristal; ejemplo fenoriolita).

En realidad, la clasificación de volcanitas en campaña es siempre de fenotipos y frecuentemente no coincide con el resultado de una posterior clasificación química, ciertamente sobre el total de la roca.

Resulta claro que en todos los casos en que no se pueda determinar la moda mineral, se debe recurrir a la clasificación química, la que trata de ser correlacionable con la clasificación mineralógica.

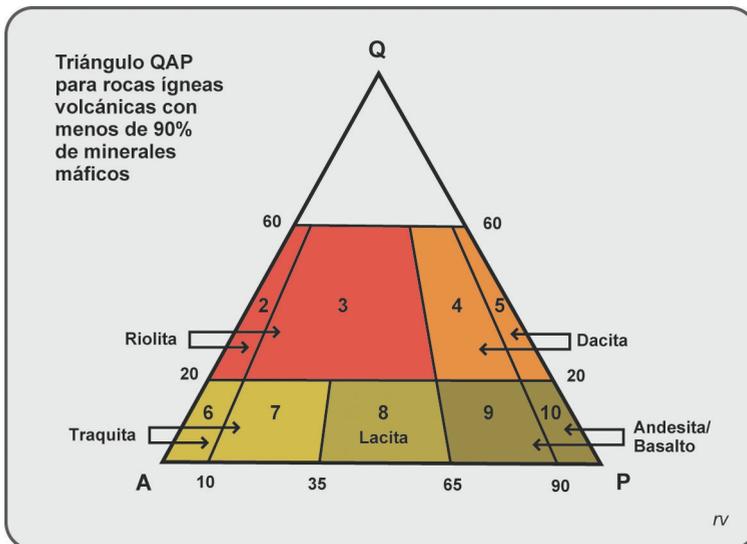


Figura 4.9. Triángulo QAP para rocas volcánicas. Simplificado de Teruggi, 1980.

De igual forma que con las plutonitas, las volcanitas comunes caben en el triángulo superior, por lo que frecuentemente se simplifica utilizando solo la parte superior o QAP (Fig. 4.9).

Mantiene los mismos límites ya visto para las plutonitas, lo que es satisfactorio atendiendo a que hay una buena correlación natural entre rocas ígneas plutónicas y las homólogas volcánicas.

Los campos significativos son: 2-3: riolita; 4-5: dacita; 6-7: traquita; 8: lacita; 9-10: andesita/basalto. La riolita tiene entre 20% y 60% de cuarzo y más de 35% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.10 A). La dacita es también una volcanita rica en cuarzo, pero en la relación feldespática predominan las plagioclasas, con más del 65% (Fig. 4.10 B).

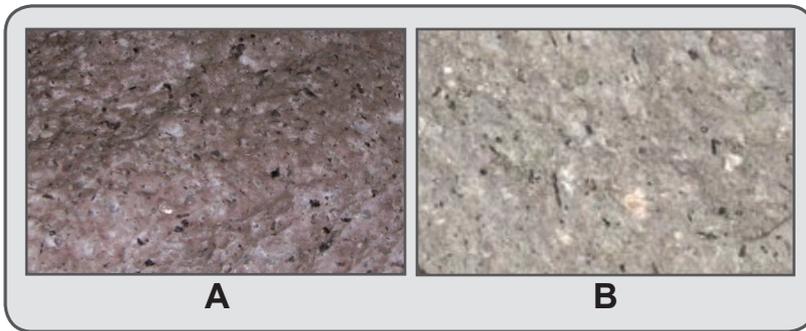


Figura 4.10. Secciones pulidas de rocas volcánicas con más de 20% de cuarzo. A) riolita; B) dacita.

Las volcanitas con menos de 20% de cuarzo se separan por relación feldespática en traquita, con más de 65% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.11 A), lacita con 65% a 35% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.11 B) y andesita/basalto cuando las plagioclasas superan el 65% del total de feldespatos. Igual que en las plutonitas, las plagioclasas orientan para la distinción entre andesita y basalto, oligoclasa-andesina para las andesitas y labradorita-bytownita para los basaltos (Figs. 4.11 C y 4.11 D).

Cabe agregar que debido a la frecuente dificultad para la determinación de la composición de las plagioclasas, la distinción entre andesita y basalto se hace comúnmente por el contenido de SiO_2 (análisis químico), siendo andesitas si hay más de 52% de sílice y basaltos si están por debajo de ese porcentaje.

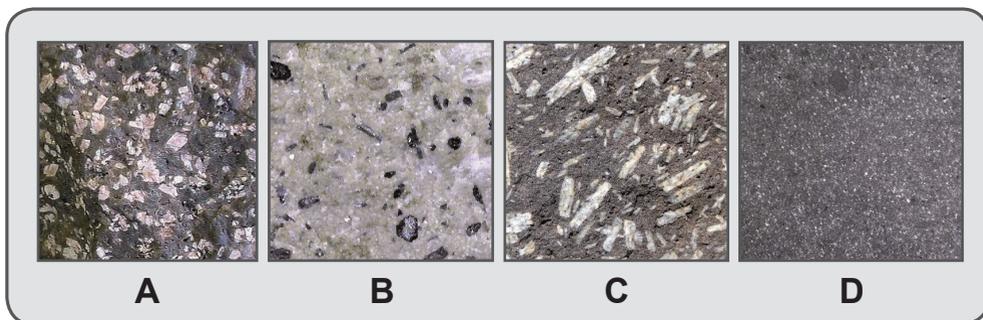


Figura 4.11. Secciones pulidas de rocas volcánicas con menos de 20% de cuarzo. A) traquita; B) lacita; C) andesita; D) basalto.

Finalmente, otro camino para establecer conjuntos diferentes de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas, tiene base química y se apoya en el contenido de SiO_2 , lo que da lugar al concepto (petrológico, no químico) de **acidez**. Es ampliamente utilizado en el vocabulario geológico. Son **rocas ácidas** las que contienen más de 65% de SiO_2 , **rocas intermedias** las que poseen entre 65% y 52% de SiO_2 , **rocas básicas** las que tienen entre 52% y 45% de SiO_2 y **rocas ultrabásicas** aquellas con menos de 45% de SiO_2 .

Mayor información, tanto de plutonitas como volcanitas, puede obtenerse en la obra de Toselli (2010).

Rocas sedimentarias

El atributo distintivo de las rocas sedimentarias es su disposición en capas o **estratos**. Esa estructura, denominada **estratificación**, es la expresión de una acumulación episódica en un recipiente denominado cuenca de sedimentación.

La acumulación puede ocurrir en medio ambiente marino o continental, en el seno de un fluido líquido (océanos, mares, lagunas, ríos, etc.) o gaseoso (sobre la superficie, en desiertos, estepas, etc.). La materia acumulada consiste en fragmentos de materiales preexistentes (clastos), en precipitados químicos, o una mezcla de ambos.

La fuerza predominante al producirse la depositación es la de la **gravedad**, por lo que las capas del material acumulado se disponen en posición horizontal. Hay excepciones, como la que ocurre en los conos aluviales al pie de las montañas, o la de los sedimentos deltaicos, donde hay una inclinación original de las capas al copiar la superficie del terreno donde se depositan. Con todo y en el caso general, se acepta que los sucesivos estratos de una roca sedimentaria nacen en posición horizontal y que la inclinación que eventualmente adopten es prueba de que la sucesión de estratos ha sido dislocada posteriormente.

El carácter episódico, con un tiempo de interrupción entre cada evento de acumulación, motiva los planos de discontinuidad (**planos de estratificación**). El espesor de los estratos es variable, desde pocos centímetros hasta algunos metros. Se consideran muy finos si no superan 1 cm, finos de 1 a 10 cm, medios de 10 a 30 cm, gruesos de 30 cm a 1 m y muy gruesos por encima de 1 m. Cabe destacar que una cuenca de sedimentación puede alcanzar a reunir espesores del orden de cientos y hasta varios miles de metros.

Los materiales inconsolidados se denominan **sedimentos** y se transforman a **sedimentitas** luego de adquirir cohesión, por carga al ser soterrados y por cementos de la precipitación de sustancias químicas desde aguas circulantes.

La importancia de la estratificación es tal, que la disciplina que estudia el registro geológico-temporal se denomina **estratigrafía** y si se asocia con el contenido fosilífero **bioestratigrafía**. Trascendiendo aún el origen de las rocas (ígneas ó sedimentarias y eventualmente metamórficas), el esquema de ordenamiento de los cuerpos de roca y el tiempo geológico involucrado se denomina **Carta Estratigráfica**.

Rocas sedimentarias clásticas

Son las más importantes del grupo y derivan de la acumulación y litificación de fragmentos de rocas preexistentes, denominados clastos.

La textura general de las sedimentitas clásticas consiste en **granos** (clastos), de contornos más o menos redondeados, ligados por una **matriz** de grano más fino que los clastos, un **cemento** o ambos.

El estudio y clasificación de las sedimentitas clásticas se hace según tamaño y composición de los clastos.

Para clasificar según el tamaño de los clastos se adopta una serie aritmética expresada en milímetros. Se denomina **psefitas** a las rocas formadas por clastos de diámetro mayor a 4 mm, **psamitas** a aquellas con clastos de diámetro entre 4 mm y 1/16 mm (0,062 mm; 62 micrones) y **pelitas** si los clastos son menores de 1/16 mm (Fig. 4.12).

mm		CLASTO	SEDIMENTO	SEDIMENTITA	mm
256	PSEFITAS megaclasto	Bloque	Aglomerado	Aglomerado	256
64		Guijón	Gruesa	Grueso	64
16		Guijarro	Mediana	Mediano	16
4		Guija	Fina (gravilla)	Fino	4
2	PSAMITAS mesoclasto	Gránulo	Sábulo	Sabulita	4
1		Grano	Muy gruesa	Muy gruesa	2
0,5			Gruesa	Gruesa	1
0,25			Mediana	Mediana	0,5
0,125			Fina	Fina	0,25
0,062			Muy fina	Muy fina	0,125
0,031			Partícula	Grueso	Gruesa
0,016	Mediano	Mediana		0,031	
0,008	Fino	Fina		0,016	
0,004	Muy fino	Muy fina		0,008	
0,002	Partícula	Gruesa	Gruesa	0,004	
0,001		Mediana	Mediana	0,002	
0,0005		Fina	Fina	0,001	
		Muy fina	Muy fina	0,0005	

Figura 4.12. Clasificación granulométrica de sedimentitas clásticas, según Teruggi, 1982.

Las psefitas se subdividen en **conglomerado/brecha** si los clastos tienen más de 4 mm y **aglomerado** cuando son mayores que 256 μ m. La diferencia entre conglomerado y brecha estriba en que el primero tiene clastos redondeados y el segundo clastos angulosos.

Entre las sedimentitas clasificadas como psamitas, se distingue con el nombre de **sabulitas** a las más gruesas, con clastos entre 2 y 4 mm. Las psamitas con clastos menores que 2 mm son genéricamente **areniscas** y la serie hasta llegar a 1/16 mm da lugar a la distinción de areniscas muy gruesas, gruesas, medianas, finas y muy finas.

En cuanto a las pelitas, las divisiones menores separan dos fracciones, con límite a 1/256 mm (0,004 mm; 4 micrones), con la denominación de **limolitas** para las más gruesas y **arcilitas** para las más finas.

Son frecuentes las sedimentitas resultantes de una mezcla de tamaños de clastos. En estos casos se recurre a diagramas triangulares, en los que hay establecidos campos para la clasificación. En el caso de una sedimentita formada por las fracciones psamita y pelita, con predominio de la primera, en el triángulo Arena-Arcilla-Limo clasifica como arenisca arcillosa; otra que presenta una mezcla de las tres granometrías, con destacada participación de materiales gruesos, puede clasificar utilizando el triángulo Grava-Fango-Arena como una grava areno-fangosa.

Además, hay casos especiales y de uso muy arraigado en el quehacer geológico. Ejemplo, una pelita con hasta 20% de arcilla es una limolita y una pelita con más de 80% de arcilla es una arcilita, pero una pelita que contiene entre 20% y 80% de arcilla es una **fangolita**. En los tres casos anteriores, si la sedimentita ha adquirido **fisilidad** (propiedad de henderse por planos paralelos muy próximos entre sí), se está ante una **lutita**.

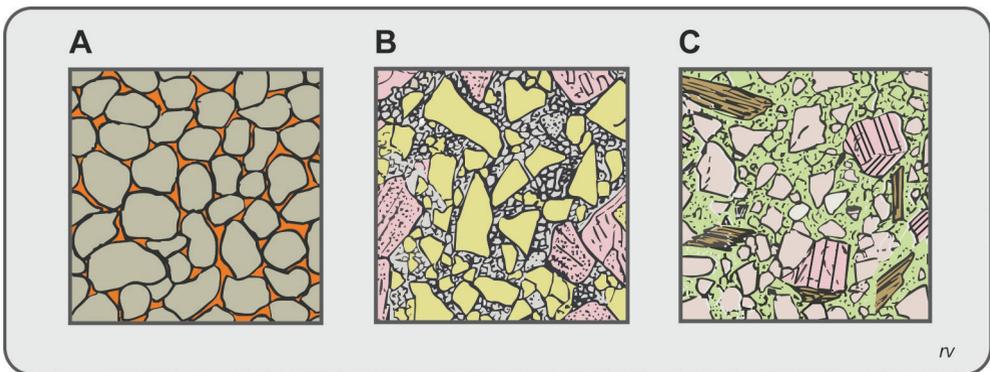


Figura 4.13. Bosquejo de tres sedimentitas de textura y composición característica. A: Ortocuarcita, clastos redondeados de cuarzo (gris) ligados por un cemento (naranja); B: Arcosa, clastos angulosos de feldespato potásico (rosado) y cuarzo (amarillento), ligados por una matriz de iguales componentes (gris); C: Grauvaca, con clastos de cuarzo (gris), feldespato potásico (rosado) y biotita (castaño), ligados por abundante matriz de variada composición y tamaño de grano (verde).

La clasificación atendiendo a la **composición** resulta significativa en las psamitas. **Ortocuarcita** es una arenisca de tonalidad clara, constituida casi enteramente por clastos de cuarzo (Fig.4.13 A). **Arcosa** es una arenisca de tonalidad rosada, que tiene más de 25% de clastos de feldespato potásico (Ortosa, Microclino; Fig. 4.13 B). **Grauvaca = wacke = vaque** es una arenisca de color gris-verdo-

so oscuro, formada por una mezcla de clastos de cuarzo, feldespatos (preferentemente plagioclasas) y líticos (fragmentos de roca de cualquier tipo), en una gran variedad de tamaños (Fig. 4.13C).

Un concepto relacionado con las rocas sedimentarias es el de **madurez**. La **madurez textural** está dada por la uniformidad granulométrica y morfológica de los clastos (selección de tamaños; redondez de las aristas). La **madurez composicional** implica la desaparición de los minerales menos estables (especialmente feldespatos) y la escasez o ausencia de matriz pelítica. Las ortocuarcitas son areniscas maduras; las grauvacas son areniscas inmaduras. Ambos tipos de madurez, textural y composicional, van comúnmente asociadas y reflejan las condiciones ambientales de sedimentación (temperatura, humedad, energía mecánica, etc.).

Rocas sedimentarias calcáreas

Son abundantes y se estima que constituyen entre un 10% y 20% del total de rocas sedimentarias. Formadas a partir de la combinación y precipitación del anhídrido carbónico disuelto en agua, son mayormente de ambiente marino, aunque también las hay de ambiente continental. Predominan las **calizas**, formadas por Calcita (CaCO_3) y en menor cantidad **dolomías**, formadas por Dolomita [$\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$]. La caliza que contiene fragmentos clásticos de la fracción arena se denomina simplemente caliza areniscosa y en el caso de contener arcillas se llama **marga**.

En lo referente a textura de las calizas hay **micrita** y **esparita**. La micrita, abreviación de microcristalina y calcita, está formada por pequeños calciclastos (menores de 5 micrones) y resultan de la acumulación y endurecimiento de fango calcáreo. La esparita es un mosaico carbonático cristalino, con cristales de más de 10 micrones hasta 0,1 mm, resultantes de la precipitación química en poros e intersticios de sedimentos calcáreos. Biosparita es una caliza esparítica con abundantes bioclastos (clastos formados por parte entera o fragmento de un vegetal o animal); una oosparita contiene abundantes oolitas (concreciones esféricas); una pelsparita contiene abundantes pellets (eyectos de invertebrados que se alimentan de fangos).

Rocas sedimentarias químicas

Reciben la denominación general de **evaporitas** y resultan de la precipitación de solutos de soluciones concentradas (salmueras), por evaporación del agua que los contiene.

En ambiente marino predominan los sulfatos (yeso, anhidrita) y cloruros (halita, silvita). En aguas continentales son además frecuentes boratos, nitratos y sulfocarbonatos.

Las evaporitas pueden formar acumulaciones de decenas a cientos de metros de espesor. En sucesiones sedimentarias continentales son indicadores de paleoclimas desérticos, como los depósitos de interés económico de los “bolsones” de la Puna argentina y Altiplano chileno. En medio marino son de importancia económica, por favorecer la formación de estructuras que pueden contener grandes acumulaciones de hidrocarburos y se relacionan con las etapas iniciales (de rift) en la apertura de cuencas oceánicas.

Rocas metamórficas

Son los productos de la transformación de rocas preexistentes bajo **presión litostática** (P), **temperatura** (T) y **presión dirigida** o **estrés** (S), obrantes en el seno de la corteza terrestre. Esos agentes producen cambios en la mineralogía de la roca sometida a metamorfismo (sea ígnea, sedimentaria y aún metamórfica preexistente). Hay minerales que al variar las condiciones de su ambiente dejan de ser estables y desaparecen, con aparición de nuevas especies. Al mismo tiempo se produce un nuevo arreglo de texturas y estructuras, que tiene relación con el campo de esfuerzos durante el metamorfismo. Además, es requisito que la transformación se produzca al estado sólido, sin adición ni sustracción de materia, por lo que se mantiene la composición química global de los materiales involucrados. En forma general, se puede decir que es característica la **textura orientada** (Fig. 4.14).

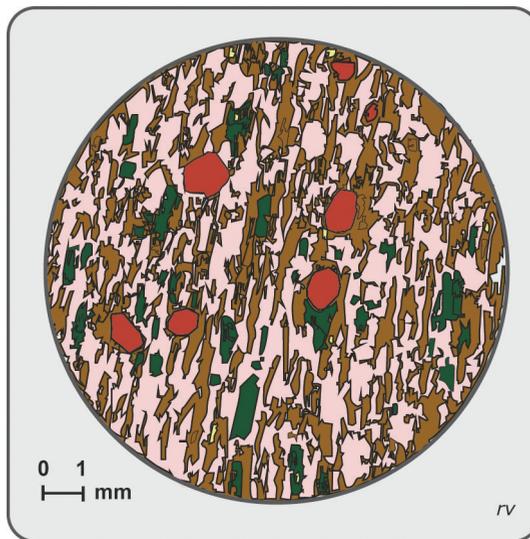


Figura 4.14. Bosquejo de estructura orientada, vista al microscopio en sección transversal. Se aprecia la alternancia de láminas de minerales claros (feldspatos, rosado) y de minerales oscuros (biotita, castaño; anfíbol, verde; granate, bordó).

En la Corteza Terrestre, la **presión litostática** o **presión de confinamiento** se ejerce sobre la materia con igual intensidad en todas direcciones, en forma similar a la que sufre un objeto en el seno de un líquido y su magnitud es creciente con la profundidad.

La **temperatura** también es función de la profundidad. Se verifica para profundidades someras un **gradiente geotérmico** promedio de 20°C - 30°C por km. Dentro de ese promedio, el gradiente es relativamente elevado en ambiente orogénico, respecto al de ambiente tectónica-mente estable. A profundidades mayores, el mencionado gradiente no es aplicable, decreciendo notoriamente y la curva muestra temperaturas máximas de aproximadamente 4.000°C en el centro del planeta (Fig. 4.15 A).

Experimentos de laboratorio variando las condiciones de presión-temperatura necesarias para la fusión de peridotita (roca componente del manto, formada por olivina y piroxeno), establecen para la litosfera oceánica temperaturas de 1.100°C a 100 km de profundidad y de 1.250°C a 250 km de profundidad (Fig. 4.15 B).

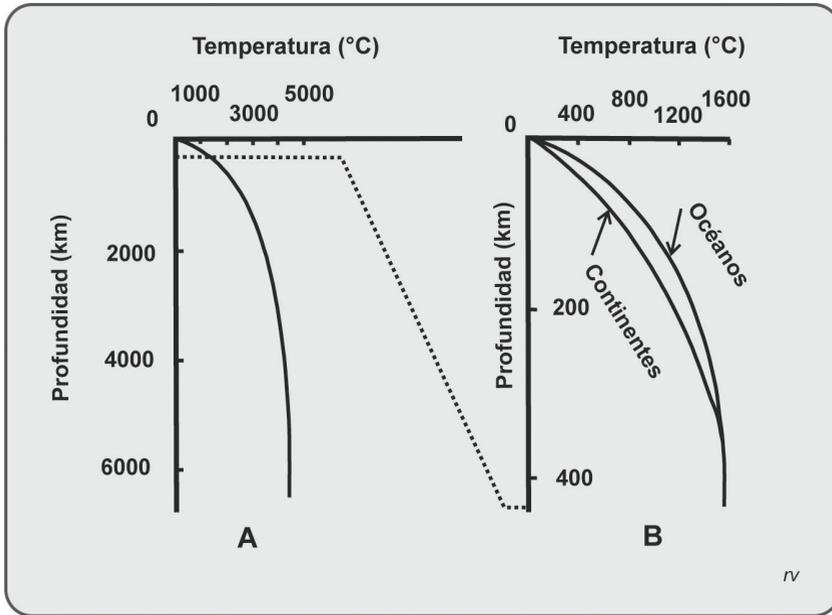


Figura 4.15. Diagramas de variación de Temperatura en función de Profundidad. A: para todo el planeta. B: detalle para la litosfera. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La **presión dirigida** puede resolverse en forma compresional, extensional o de cizalla y además de determinar los planos preferidos para el crecimiento mineral, tiene como principal efecto la deformación y eventual ruptura de las rocas.

Otra cuestión de importancia en rocas metamórficas se relaciona con la intensidad de los cambios producidos, que conduce a la distinción de **grados metamórficos**, que en la denominación más sencilla se identifican como **bajo, medio y alto**.

También es de tener en cuenta la naturaleza de las rocas sometidas a metamorfismo, ya que diferentes **roca madre** darán diferentes asociaciones de minerales (**paragénesis mineral**), cuya determinación (usualmente bajo microscopio petrográfico) permite arribar a refinadas clasificaciones.

Las pelitas son la roca madre de más expresivos cambios metamórficos, debido a la heterogénea composición química y fina granulometría, lo que conduce a variada mineralogía y grados metamórficos. Opuestamente, caso especial de roca madre son las ortocuarcitas, compuestas exclusivamente por Cuarzo (SiO_2), con un producto metamórfico denominado **cuarcita**, donde se destaca la recristalización del cuarzo adoptando una textura en mosaicos cristalinos. Por su parte las calizas

puras, formadas por cristales de calcita (CaCO_3) y/o dolomita [$\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$], conducen a **mármoles** por la recristalización y disposición de los cristales de calcita y dolomita según una nueva textura.

El predominio de la acción de uno u otro agente metamórfico, propio de diferentes ambientes tectónicos, es la base para la distinción de tres clases de metamorfismo, denominados **regional, de contacto y dinámico**.

Metamorfismo regional

El metamorfismo regional se produce en ambiente orogénico, bajo la acción de los tres agentes metamórficos citados, en proporciones dependientes de la ubicación dentro del orógeno y el grado evolutivo del mismo. Las rocas producidas ocupan extensas áreas (decenas a centenas de km^2) y reciben la denominación genérica de **pizarras, filitas, esquistos y gneises**.

Las pizarras y filitas son rocas de bajo grado metamórfico, con incipientes recristalización y desarrollo de estructura orientada. Comúnmente se conserva la estratificación del protolito sedimentario (Fig.4.16 A). Un esquisto resulta de un grado medio de metamorfismo y se distingue por la estructura denominada **esquistosidad**, que consiste esencialmente en la disposición paralela de minerales micáceos y facilita una partición según planos paralelos. En ellos la estratificación del protolito sedimentario ha sido totalmente obliterada. Según la composición hay esquistos cuarzo-micáceos, esquistos micáceos o micacitas, esquistos calcíticos, esquistos grafiticos, etc. (Fig. 4.16 B).

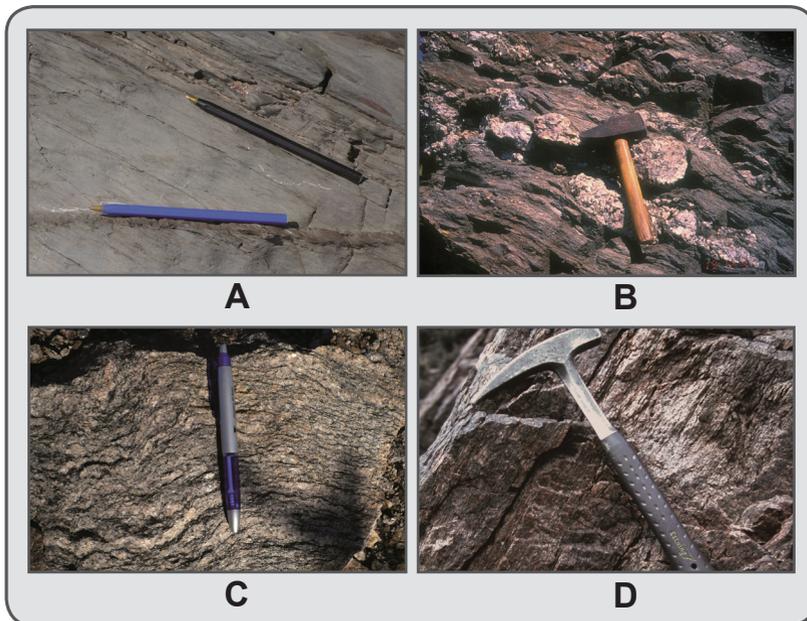


Figura 4.16. Rocas características del metamorfismo regional. A: Pizarra, con posibilidad de determinar los planos de estratificación por la presencia de finos estratos arenosos (birome azul). La incipiente esquistosidad está indicada por la birome negra. B: Esquisto biotítico, conteniendo filones de granito deformados. C: Paragneiss, con foliación donde alternan bandas de minerales claros con bandas de minerales oscuros. D: Ortogneiss.

En un gneis la recristalización es intensa, con aplanamiento y estiramiento de los minerales y un ordenamiento en láminas alternantes más o menos definidas, integradas unas por minerales claros y otras por minerales oscuros. Ese bandeo, usualmente de espesor milimétrico, es la estructura denominada **foliación**. Los **gneises** indican mayor grado metamórfico que los esquistos (grado metamórfico alto) y según el tipo de roca madre son paragneises si derivan de una sedimentita (Fig. 4.16 C) y **ortogneises** si provienen de una plutonita (Fig. 4.16 D).

Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto (o térmico) tiene lugar por aumento de temperatura localizada, durante el emplazamiento de cuerpos de rocas ígneas en niveles medios y altos de la corteza. La sobretemperatura adicionada depende de la composición del magma y del tamaño del intrusivo. Los magmas básico-ultrabásicos (SiO_2 menor que 52%) son de mayor temperatura que los magmas ácidos (SiO_2 mayor que 52%). En cuanto a las dimensiones los plutones ácidos pueden alcanzar grandes dimensiones, del orden de decenas a centenas de km^2 en planta, aunque los plutones básico-ultrabásicos, si bien de dimensiones menores suelen ser numerosos.

El metamorfismo de contacto se produce tanto en ambiente orogénico como en áreas estables de la corteza, ya que el único requerimiento es el emplazamiento de un magma. Las transformaciones son más o menos locales, del orden de metros a centenas de metros desde el contacto con el intrusivo y hacia el exterior gradan en intensidad hasta desvanecerse.

La roca producida por el calentamiento recibe el nombre genérico de **hornfels** o **corneana** y un elemento diagnóstico suelen ser las **motas** (neominerales) esparcidas en el cuerpo de la roca, recibiendo en estos casos la denominación de esquistos moteados.

Metamorfismo dinámico

El metamorfismo dinámico se produce en áreas localizadas, bajo la forma de fajas de centímetros a kilómetros de potencia, en las que ocurrieron molienda y recristalización. La causa es la ruptura de corteza y desplazamientos (fallas) bajo esfuerzos dirigidos.

Una denominación general es **Zona de Cizalla** y según el nivel estructural en que se produce la deformación puede estar bajo el dominio frágil o dúctil.

En una zona de cizalla frágil el efecto dominante sobre la roca madre es la ruptura y fragmentación hasta pulverización. En cambio, en una zona de cizalla dúctil prevalece la recristalización, con total transformación de la roca madre.

En el metamorfismo dinámico también se pueden diferenciar **grados** de transformación. Así, la roca en una zona de cizalla frágil es una **cataclasita** cuando la fragmentación producida no impide reconocer la naturaleza de la roca madre y una **protomilonita** cuando hubo una fina pulverización de la roca e incipiente recristalización. En una zona de cizalla dúctil la roca metamórfica de menor grado se denomina **milonita** y la de mayor grado **ultramilonita**.