

## Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petroológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas

José Pablo LOPEZ<sup>1</sup> y Laura Iudith BELLOS<sup>1</sup>

**Abstract.** *TEXTURES AND STRUCTURES OF IGNEOUS ROCKS: PETROLOGICAL SIGNIFICANCES AND ITS RELATION TO THE CONDITIONAL FORMATION OF ROCKS.* This didactic contribution is directed mainly to advanced students of geology and to anyone interested in expanding aspects related with the fabric of igneous rocks, as a base for the understanding of the processes that take place during the long path from their origin in the magmatic chamber until their final emplacement. The objective of this publication is to cover aspects related with the fundamental processes involved in the formation of igneous rocks, based on the interpretation of their textural and structural characteristics. These parameters are of great importance in the study of the petrogenetic evolution and crystallization of magmas and in the analysis of their emplacement levels. They also offer relevant information concerning the physical and chemical conditions under which igneous rocks form, such as cooling velocity, crystallization stages, chemical equilibrium conditions and crystalline growth.

**Resumen.** *TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS: SIGNIFICADO PETROLÓGICO E IMPLICANCIAS EN LAS CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LAS ROCAS.* Esta contribución de carácter didáctico, está dirigida principalmente a estudiantes avanzados de la carrera de geología y a todo aquél interesado en profundizar aspectos relacionados con la fábrica de las rocas ígneas, como base para comprender los procesos que se desarrollaron durante el largo camino desde su origen en la cámara magmática hasta su emplazamiento final. El objetivo de esta publicación es abordar aspectos relacionados con los procesos fundamentales de la formación de las rocas ígneas, basados en la interpretación de sus características texturales y estructurales. Estos parámetros son de gran importancia tanto en el estudio de la evolución petrogenética y cristalización de los magmas, como en el análisis de los niveles de emplazamiento, además de brindar relevante información sobre las condiciones físicas y químicas de su formación, tales como velocidad de enfriamiento, etapas de cristalización, condiciones de equilibrio químico y crecimiento cristalino, entre otras.

**Key words:** Igneous rocks. Textures. Structures. Petrogenetic evolution.

**Palabras clave:** Rocas ígneas. Texturas. Estructuras. Evolución petrogenética.

### Procesos Fundamentales en la Formación de las Rocas

No hay variedad de rocas ígneas que hayan sido formadas por un único acto de creación. Cada una de estas variedades representa el producto final de largos y complicados procesos petrogenéticos que tienen lugar en la corteza de la tierra y que llevan al congelamiento de un magma (o lava) en una roca sólida. Este enfriamiento puede producirse por dos caminos, que dan lugar a dos gru-

<sup>1</sup> INSUGEO-CONICET Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., UNT. Miguel Lillo 205. San Miguel de Tucumán.  
E-mail: [insugeo@csnat.unt.edu.ar](mailto:insugeo@csnat.unt.edu.ar)

pos de rocas ígneas claramente diferentes: un enfriamiento rápido origina las rocas con características volcánicas y subvolcánicas y un enfriamiento más lento produce las rocas con características plutónicas, en las que se desarrolla constantemente el proceso de diferenciación magmática.

La roca sólida, resultado de dicho enfriamiento, generalmente es el producto final, en cuya formación intervinieron varios mecanismos tales como:

- a) cristalización, precipitación y sublimación
- b) solidificación no cristalina
- c) disolución
- d) diferenciación mecánica
- e) fragmentación mecánica

A continuación haremos una descripción de los aspectos más importantes de los procesos mencionados

**a) La cristalización** es un proceso que ocurre a partir de fundidos, soluciones acuosas y gases. La cristalización de magmas (soluciones fundidas) genera cristales, constituyentes esenciales de las rocas plutónicas. La cristalización de soluciones acuosas es la **precipitación** (que dan lugar a las evaporitas como sal gema, yeso, etc.) y la formación de cristales directamente a partir de gases es un tipo de **sublimación** (como el azufre, formado a partir de emanaciones gaseosas de origen volcánico).

**b) La solidificación no cristalina** es el proceso por el que un fundido se transforma en vidrio en respuesta a un rápido sobreenfriamiento. Otros tipos de vidrios son los originados en fracturas frágiles (pseudotaquilitas), en rocas impactadas por meteoritos (vidrios de shock) o alcanzadas por rayos (fulguritas). La solidificación también incluye transformaciones de geles a sólidos amorfos, tales como el gel de sílice que se transforma en ópalo.

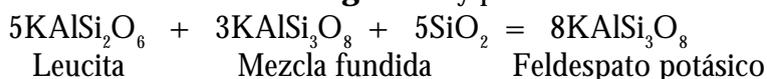
**c) La disolución** es la conversión de sólidos en fundidos, soluciones o gases. En el caso particular de un proceso formador de rocas, cuando la disolución es incompleta, se modifica química y físicamente los sólidos preexistentes, que son eventualmente preservados en la roca final, así como también ocurre la modificación del magma en la cual estos cristales están inmersos.

Un ejemplo de fusión incongruente es la protoenstatita ( $\text{MgSiO}_3$ ) que cuando se calienta a  $1557^\circ\text{C}$  forma un líquido más rico en  $\text{SiO}_2$  que la protoenstatita y un sólido (forsterita,  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ), que es por lo tanto más rico en  $\text{MgO}$ . Del mismo modo, la ortosa funde incongruentemente a  $1150^\circ\text{C}$  para formar leucita y un líquido más rico en sílice que la ortosa. El proceso de diso-

lución es explicado con el Sistema con punto de fusión incongruente.

**Sistema con punto de fusión incongruente.** Existe un cierto número de minerales, que cuando se calientan hasta una cierta temperatura (punto de fusión incongruente), se descomponen para dar dos fases, una de las cuales es líquida. Es decir, el líquido que se forma a esa temperatura no tiene la composición de la sustancia original, y por tanto se forma una nueva fase sólida al mismo tiempo que la líquida. Un ejemplo de este proceso se explica por medio del sistema binario Leucita-Sílice:

A presión atmosférica el feldespato potásico funde incongruente con formación de un líquido de composición más silícea y una proporción equivalente de leucita cristalina. En la figura 1, una mezcla 1, no saturada en sílice, se enfría hasta alcanzar la curva del **líquidus**, en cuyo punto empieza a separarse leucita. Al descender la temperatura y continuar cristalizando la leucita, la mezcla fundida sigue la curva hacia el punto **peritético**, donde tiene lugar una reacción entre los cristales de leucita y el fundido rico en sílice para producir el Feldespato potásico, que es el mineral estable en este punto. Ya que en este punto aún no se alcanzó el punto **eutéctico**, y aparece una nueva fase mineral, la reacción se llama **incongruente** y puede escribirse:



La composición y temperatura se mantienen constantes mientras que la Leucita reacciona con la mezcla fundida (es decir pasa a la solución) para producir Feldespato potásico.

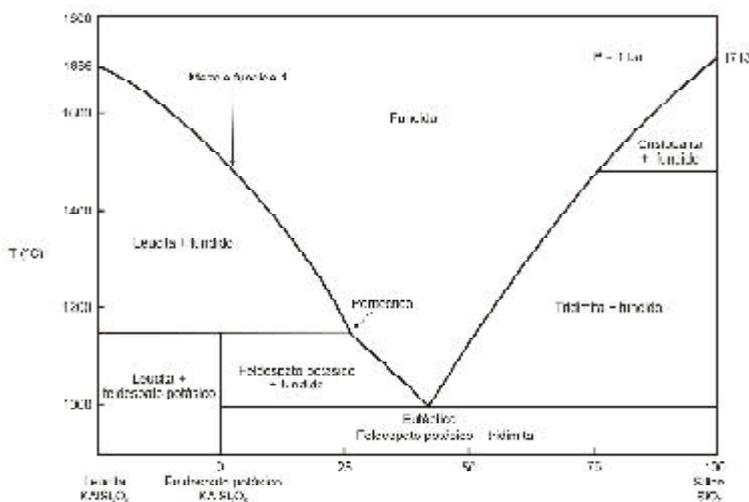


Fig. 1: Sistema de fusión incongruente leucita-sílice (Modificado de Schairer y Bowen, 1947)

**d) La diferenciación mecánica** como proceso formador de rocas está principalmente relacionada a la reubicación de minerales de la roca como resultado de flujo de los cristales con respecto al fundido, fase acuosa supercrítica o gases. Un ejemplo es la acumulación gravitacional y convectiva de cristales en cámaras magmáticas. Típicamente este es el caso de minerales livianos que ascienden hacia la parte superior de una cámara magmática y minerales pesados que constituyen cumulos en el fondo de la cámara. Ejemplo de estos casos son las acumulaciones de feldspatos, la formación de hornblenditas, anortositas y es un proceso fundamental en la constitución de los cuerpos básicos estratificados.

**e) La fragmentación mecánica** incluye la formación de autobrechas en lavas ácidos en movimiento, fracturamiento hidráulico de rocas preexistentes, erupciones explosivas de sólidos y magmas como resultado de una rápida disminución de fluidos o por deformación tectónica. Si bien no es un proceso que produce diferenciación magmática, es importante en el desarrollo de fábricas particulares de las rocas.

### **Magmas y Lavas**

Un **magma** es un fundido silicático que contiene mayormente Si y O, con cantidades menores de Al, Mg, Fe, Ca, Na y K, con cantidades variables de volátiles. En el ambiente geológico el contenido de sílice de los magmas varía entre algo menos de 45% y hasta 75%, dando como resultado la formación de rocas magmáticas desde máficas a félsicas. El magma se origina en el manto y en la corteza, formando cuerpos magmáticos intrusivos en la corteza superior y extrusivos en la superficie de la Tierra. Los intrusivos más profundos son comúnmente plutones y los cuerpos más someros son típicamente diques, filones capas y lacolitos. Cuerpos magmáticos casi o parcialmente extrusivos incluyen necks (cuellos), plugs (tapones) y domos mientras que los flujos de lava son totalmente extrusivos.

Los componentes químicos del magma no se encuentran como iones o iones complejos flotando en un solvente como ocurre en soluciones acuosas. En lugar de ello, forman moléculas complejas que permanecen unidas (polimerizadas) dándole una “estructura” al fundido. La pérdida de calor del magma permite una mayor organización de estos componentes químicos formando los **sólidos silicáticos cristalinos (cristales)**; y si la pérdida de calor es extremadamente rápida, como por ejemplo en un medio volcánico, la lava solidifica como **vidrio**.

La razón fundamental para que se produzca la cristalización de un magma es la pérdida de calor y por lo general, un líquido magmático que se encuentra a cierta profundidad, tiende a desplazarse hacia zonas más superficiales, por diferencia de presión, al tener menor densidad que la roca de caja circundante. En ese ascenso, se produce disipación del calor y como consecuencia de ello, la cristalización del mismo.

Otro proceso de formación de magmas es el de **anatexis** (fusión parcial de rocas preexistentes) que puede describirse como el proceso más o menos opuesto a la cristalización magmática. Tiene lugar en algún lugar de la corteza donde la roca es sometida a un aumento de temperatura tal que las estructuras de los minerales que la constituyen se tornan inestables, se rompen y forman el fundido.

Un tercer mecanismo de formación de un magma es el de **fusión adiabática** (es decir, sin pérdida de calor): ocurre en zonas de extensión, típicamente en las dorsales meso-oceánicas, a lo largo de fracturas profundas donde se encuentran rocas básicas prácticamente anhidras a altas temperaturas. En estas condiciones, un descenso de la presión de carga, sin variaciones de temperatura, da lugar a la fusión de las mismas. Una vez que el magma se ha formado y comienza su camino hacia la superficie de la Tierra, comienza la cristalización, por pérdida de calor.

### **Texturas**

Independientemente de que su origen sea ígneo o metamórfico, el simple hecho de que las rocas hayan ascendido a la superficie de la tierra (por procesos tectónicos o de erosión) implica que las texturas han sido transportadas mecánicamente a un medio muy diferente al de su ambiente petrogenético inicial. Esto es cierto, excepto para el caso de las rocas volcánicas, que fueron puestas directamente sobre la superficie por procesos inherentes a su génesis.

Debido a que las texturas son una de las manifestaciones visibles para el estudio del estado de equilibrio entre las fases minerales de las rocas, se deberán tener en cuenta sus actuales rasgos y los elementos heredados de los estados iniciales “profundos” a los que se les pueden superponer reagrupaciones mineralógicas que responden a las condiciones termodinámicas superficiales.

Se podría pensar de este hecho, que la respuesta textural superficial debería ser tanto más intensa y acentuada cuanto las rocas sean más antiguas y por lo tanto mejor reequilibradas por las nuevas condiciones. En realidad esto no se cumple siempre, pues se conocen rocas muy antiguas que presentan asociaciones mineralógicas y microtexturas idénticas a las que se observan en rocas equivalentes más modernas. El “enmascaramiento” de microestructuras iniciales

parece ser, de hecho, difícil y completamente coyuntural. Los reajustes texturales bajo condiciones superficiales son generalmente discretos y limitados. Los cambios mencionados que ocurren en la subsuperficie se deben principalmente a tres factores: temperatura, fluidos y deformación. La acción de éstos, solos o combinados ocasionan los reajustes texturales que llevan a un reequilibrio de la roca.

Antes de estudiar las principales texturas de las rocas ígneas y su ayuda en la interpretación del orden petrogenético es preciso recordar algunos mecanismos fundamentales que gobiernan la aparición o desaparición de los minerales, que son los constituyentes de estas texturas.

**Teorías de la Nucleación.** La aparición de los primeros gérmenes de una fase en un sistema se efectúa teóricamente según dos mecanismos sensiblemente diferentes: nucleación homogénea y nucleación heterogénea.

**a) Nucleación homogénea:** los principios de la termodinámica indican que los sistemas que posean la menor energía libre serán los más estables bajo determinadas condiciones de presión y temperatura, pero no nos informan como se efectuarán las transformaciones que generarían esta fase estable bajo tales condiciones. En concreto, el problema planteado reside en saber cómo aparecen, por ejemplo, las primeras gotas de un líquido o los primeros “gérmenes” cristalinos en sistemas donde se producen reacciones del tipo:

Vapor  $\Rightarrow$  líquido (condensación)

Vapor  $\Rightarrow$  sólido (sublimación)

Líquido  $\Rightarrow$  sólido (cristalización o precipitación)

Para responder a esta cuestión se ha desarrollado un modelo teórico denominado “nucleación homogénea” basado en lo que podría producirse en una transformación vapor  $\Rightarrow$  líquido.

En primer término debemos tener en cuenta que la nucleación homogénea es altamente efectiva en condiciones de sobreenfriamiento y sobresaturación. Si el sistema es relativamente homogéneo debe haber considerable sobreenfriamiento del magma y sobresaturación de soluciones antes de que ocurra la cristalización. La razón de esto es que se debe formar un núcleo antes de que el cristal comience a crecer.

La aparición de los primeros “embriones de líquido” sería la consecuencia accidental de una combinación de moléculas de un gas cuando éste es llevado de una Temperatura  $T_1$  (o  $P_1$ ) hacia una temperatura  $T_2$  más baja (o  $P_2$  más alta). El aumento de densidad de estas agrupaciones y su mejor ordenamiento da lugar a la formación de núcleos (Fig. 2).

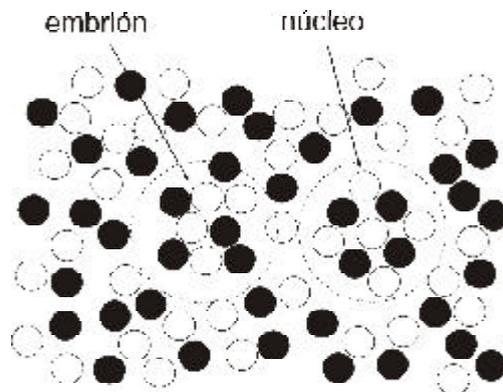


Fig. 2: esquema de la aparición de un "embrión" (prenúcleo) y de un "núcleo" cristalino en una fase líquida o gaseosa

De acuerdo al primer enunciado de la termodinámica estos "embriones" o "núcleos" tendrían que ser efímeros pues se habría producido un aumento de la energía libre del sistema.

> orden  $\Rightarrow$  > energía libre  $\Rightarrow$  > inestabilidad.

El que el núcleo sobreviva, se explica basándose en la "competición" que existe entre las variaciones de la energía libre que depende del volumen de los núcleos y la energía libre de la superficie de estos núcleos.

Los gérmenes sólidos no son estables, en primera instancia, a causa de que la energía libre de superficie es alta (debido a que los enlaces incompletos tienden a formar enlaces con otros iones libres) en comparación a la energía del centro del núcleo del germen (energía asociada al volumen de éste). Si el balance de estas variaciones de energía lleva a un descenso de la energía libre del sistema se favorece su mantenimiento.

Para que esta condición de supervivencia se produzca, es necesario entonces que la energía del sistema se reduzca (generalmente por pérdida de calor). Esto tiene lugar cuando el núcleo crece hasta un tamaño crítico (radio crítico) que ocurre cuando se alcanza un nivel de energía, denominado **energía libre de activación por nucleación**. Por debajo de este radio crítico, la energía de la superficie del germen es mayor que la energía de volumen y se favorece la disolución de la partícula.

La **energía libre de activación por nucleación** necesaria para el inicio de los procesos de nucleación varía de forma exponencial con la temperatura. La **velocidad** de nucleación  $N$  llega a ser máxima cuando la temperatura alcanza un valor crítico  $T_s$ . Esto significa que la cantidad de núcleos formados en un sistema va a depender estrechamente de  $T$ , pero también del lapso de tiempo durante el cual se mantengan las condiciones térmicas favorables a la nucleación (Fig. 3).

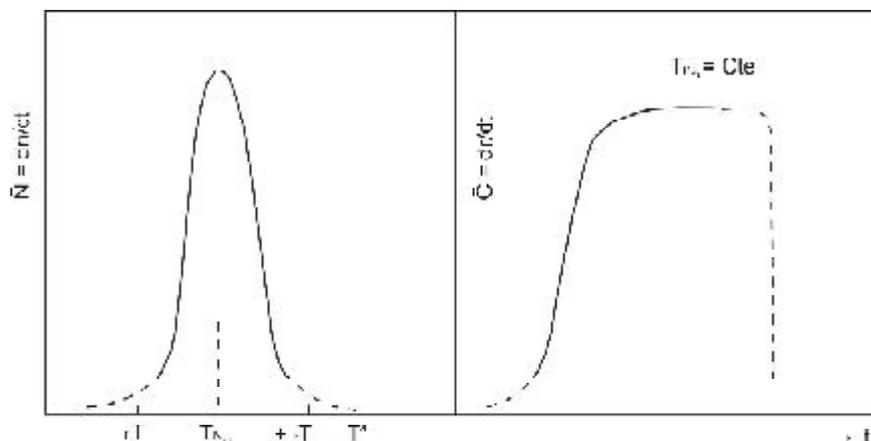


Fig.3: Variación de la velocidad de nucleación  $N$  en función de la temperatura y variaciones de la velocidad de crecimiento cristalino con el tiempo en soluciones ideales saturadas cuando la temperatura de nucleación toma un valor constante

El sobreenfriamiento de un sistema tiene el efecto de almacenar energía, que es rápidamente liberada como **calor latente de cristalización**, después de la formación de los núcleos estables y el consiguiente crecimiento del cristal.

Los silicatos en armazón (tectosilicatos) como los feldespatos requieren un mayor sobreenfriamiento para generar núcleos que los silicatos en cadena, como los piroxenos y éstos más que los que requieren los silicatos de estructura en tetraedros independientes, como los olivinos. Además el hierro y magnesio en magmas silíceos pueden causar rupturas en las estructuras de Si-O del fundido, promoviendo una más rápida y fácil nucleación de los silicatos en cadenas y capas y suprimiendo la nucleación de feldespatos y cuarzo. Esto explica el orden de cristalización que comienza con minerales como el olivino, sigue con piroxenos y más tarde cristalizan los feldespatos, seguidos por las micas y finalmente el cuarzo, tal como se ordenan en las bien conocidas Series de reacción de Bowen.

Si el sobreenfriamiento de un fundido es extremo, los gérmenes iónicos o moleculares son incapaces de difundirse para formar núcleos y los componentes químicos solidifican como vidrio.

La importancia de la sobresaturación en el proceso de nucleación homogénea radica en que cuando la fase gaseosa no está saturada, la variación de la energía libre total del sistema es siempre **positiva** y cuando la fase es, por el contrario, saturada o sobresaturada esta variación tiende a ser **negativa** en el momento en que el radio alcanza valores críticos (Fig. 4). Es decir que la nucleación homogénea de un cristal a partir de una fase líquida, sólo podrá producirse si la concentración de los elementos constitutivos de ese cristal es

suficientemente elevada en el líquido original. Si ello es así, la cristalización de un magma podría producirse por la aparición de núcleos de entre 10 y 100 átomos agrupados en una decena de Å. Estas agrupaciones de partículas prefigurarían entonces la “célula elemental” de un mineral determinado.

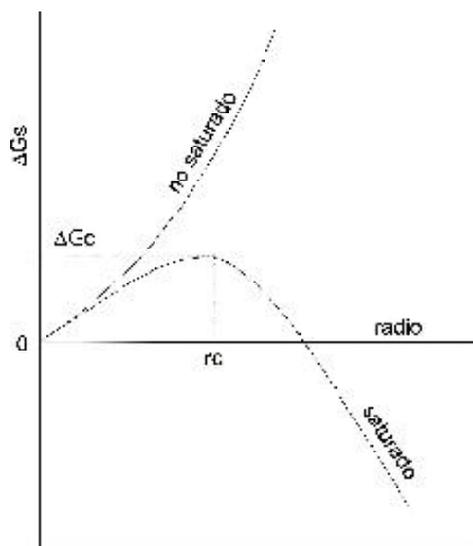


Fig. 4: variación de la energía libre de un sistema en el que aparecen núcleos esféricos de radio  $r$  ( $r_c$  = radio crítico de estabilización de los núcleos).

**b) Nucleación heterogénea:** los datos experimentales de metalurgia y en la elaboración de cristales artificiales muestran que la nucleación, desde fases líquidas a sólidas, se inicia bajo condiciones térmicas de enfriamiento ligeramente por debajo de la temperatura de fusión y que los cristales aparecen de forma discontinua sobre impurezas, en la pared del recipiente que la contiene, sobre cristales preexistentes, etc. este concepto se agrupa bajo el nombre de “nucleación heterogénea”

**La tasa de nucleación** se define como el número de núcleos formados por unidad de volumen en un determinado sistema. Si el magma es enfriado a una temperatura en la que sólo se forman unos pocos núcleos estables (cerca de la temperatura de fusión) y se mantiene cercano a esa temperatura, se produce la cristalización de esos núcleos, y todos los materiales disponibles se difundirán hacia esos centros de crecimiento. La roca resultante contendrá unos pocos cristales relativamente grandes. La tasa de crecimiento no es el factor de control: el tamaño de los cristales depende de la cantidad de material disponible y de la densidad de nucleación (número de núcleos por volumen). Si el magma es sobreenfriado a una temperatura menor, habrá muchos núcleos disponibles para formarse, lo que se expresa como una alta tasa de nucleación. El crecimiento de

estos núcleos dará como resultado muchos cristales y una roca de grano más fino. Los fenocristales y microfenocristales son grandes comparados con el tamaño de grano de su matriz. Esto indica que los fenocristales deben haber crecido en un número más pequeño de núcleos, comparados con la alta densidad de nucleación de la matriz fundida. Esto corresponde a un magma profundo que se enfría lentamente en su ambiente. Sólo unos pocos núcleos se forman cuando el sobreenfriamiento es mínimo. Ahora, si hay una intrusión cercana a la superficie o una erupción en la superficie, donde la pérdida de calor es acelerada enormemente, la tasa de nucleación se incrementa drásticamente y se forman los pequeños cristales de la matriz. Esto es una cristalización en dos etapas causada por un enfriamiento en dos estadios, primero lenta y luego rápida (Fig. 5).

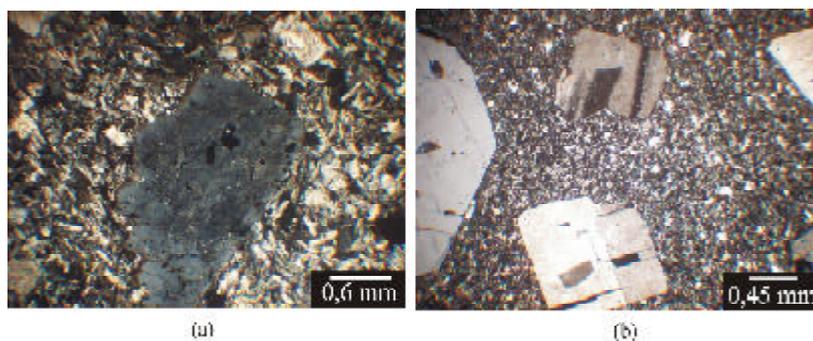


Fig. 5: ejemplos de cristalización en dos etapas: Los fenocristales cristalizaron previamente a la matriz. (a) traquita (Nx), (b) dacita (Nx).

Si la matriz solidifica como vidrio antes que cristalina, se forma un vidrio porfirítico. Estas rocas se denominan vitrófiros y se forma, incuestionablemente, en dos etapas de cristalización. También puede reconocerse una cristalización en tres etapas (Fig. 6).

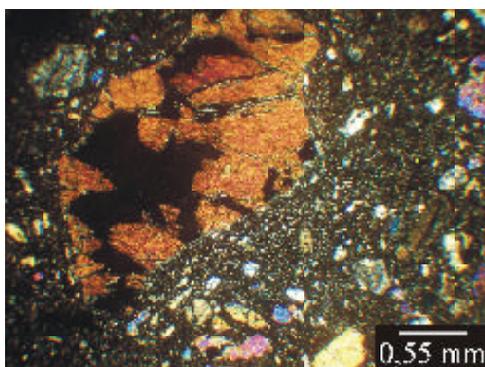


Fig. 6: ejemplo de cristalización en tres etapas: dos tamaños de fenocristales de piroxenos y una matriz afanítica (basalto, Nx)

Este es el caso de rocas volcánicas que tienen dos fracciones de fenocristales (una de mayor tamaño que la otra) y una matriz vítrea. Una distribución trimodal del tamaño de grano puede estar relacionada a dos etapas de enfriamiento en profundidad seguida de un enfriamiento del fundido en o cerca de la superficie. Pero la bi y trimodalidad también puede deberse a otros factores, como por ejemplo un segundo o tercer pulso de intrusión. Muchos plutones graníticos de dos feldespatos contienen megacristales relativamente grandes (4-6 cm) de feldespato potásico en una matriz de grano medio o grueso y no presentan evidencias para postular un segundo pulso intrusivo basándose en información geológica. No es correcto postular que los megacristales de feldespato potásico son más grandes porque han comenzado su crecimiento antes que los demás minerales. Recordemos, en primer lugar que el tamaño de los cristales está controlado por la densidad de nucleación y no la duración o velocidad del proceso de crecimiento. En segundo lugar, podemos observar en el gráfico del sistema granítico cuaternario (Fig. 7) que la composición global de los granitos de dos feldespatos que contienen megacristales de feldespato potásico se proyectan típicamente en el campo de la plagioclasa: esto significa que la plagioclasa comienza a cristalizar en primer lugar y no el feldespato potásico. Esto suele verificarse texturalmente por la presencia de pequeños cristales de plagioclasa incluidos en los megacristales de feldespato potásico. Esta simple observación textural es indicativa del orden de cristalización: la pequeña fracción de cristales de plagioclasa precede al crecimiento de los cristales de mayor tamaño de feldespato potásico. Es evidente entonces que el tamaño relativamente mayor de los megacristales de feldespato potásico es debido a una menor tasa de nucleación (menos núcleos por unidad de volumen) que permite el desarrollo de pocos cristales que alcanzan un gran tamaño, comparadas con el cuarzo y plagioclasa coexistentes (mayor tasa de nucleación) que desarrollan numerosos núcleos de menor tamaño (Fig. 8). Es importante destacar que la tasa de nucleación es propia de cada especie mineral y está relacionada a su estructura cristalina.

### **Parámetros Texturales.**

Los conceptos expresados en los apartados anteriores son utilizados para un correcto análisis textural, que es el que refleja las condiciones de formación de las rocas ígneas y en base al cual es posible comprender los procesos que llevaron a la consolidación del magma. Este análisis textural se realiza sobre la base de cuatro parámetros principales:

- a) grado de cristalinidad
- b) tamaño de los granos

c) relación de tamaños de los granos

d) forma de los cristales.

A éstos se agregan las observaciones de texturas específicas, tales como desarrollo de mirmequitas, pertitas, texturas poiquilíticas, etc. a las que nos referiremos más adelante y que en conjunto permiten establecer una historia formacional completa de la roca bajo estudio.

**a) Grado de cristalinidad:** este parámetro se relaciona, como se explicó anteriormente directamente con la velocidad de enfriamiento del magma. Así, una roca será **holocristalina**, cuando haya tenido suficiente tiempo para alcanzar un desarrollo cristalino completamente (Fig.9a); todas las rocas plutónicas lo son, como también pueden serlo las rocas volcánicas. Una roca **holohialina** tiene una historia de enfriamiento lo suficientemente rápida como para que no se haya formado ningún cristal y una roca en parte cristalina y en parte vítrea,

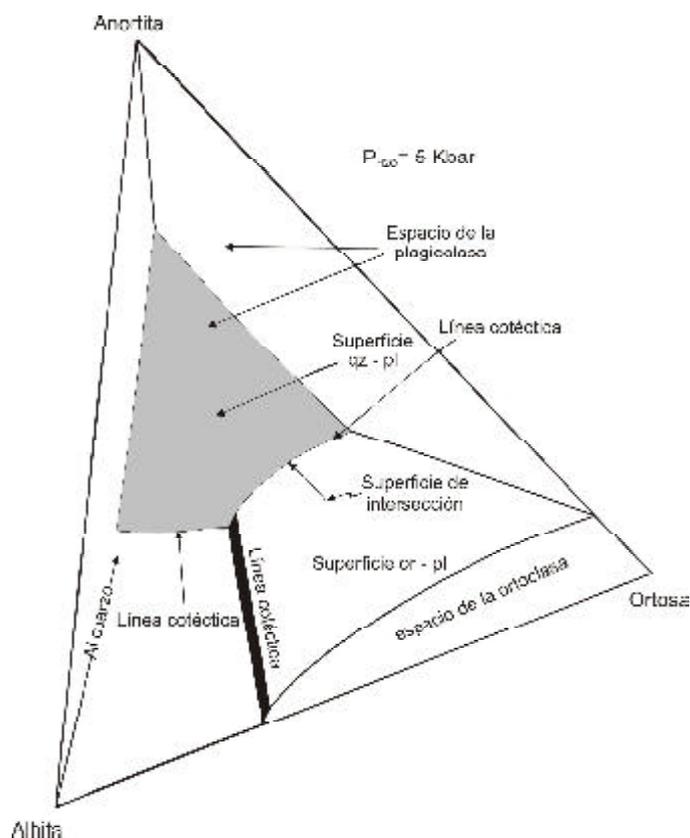


Fig. 7: sistema granítico cuaternario (modificado de Hibbard, 1995).



Fig. 8: muestra de mano pulida de un granito porfirico con megacrystalos de Feldespato Potásico.

denominada **merocrystalina** (o merohialina) tendrá una historia más compleja, con al menos dos etapas de enfriamiento, una primera lenta, que permite el desarrollo de cristales y una segunda más rápida, que da lugar a la formación de vidrio (Fig. 9b).

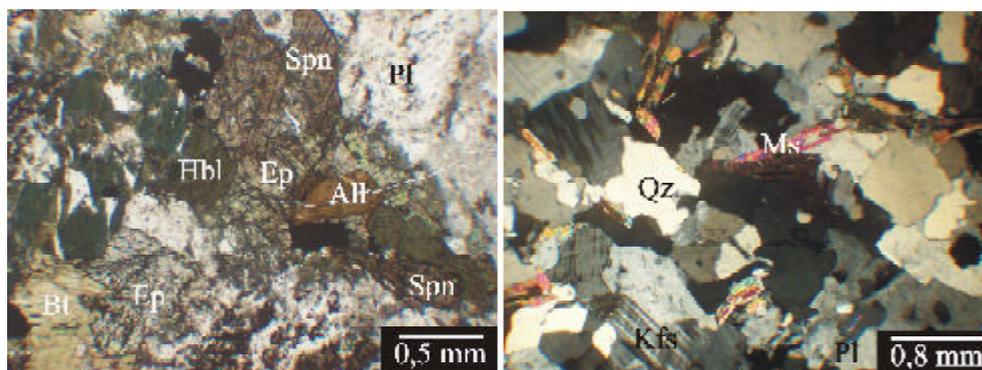


Fig. 9 (a): textura holocrystalina (granodiorita N//, granito Nx).  
Minerales según Kretz (1983)



Fig. 9 (b): textura merocrystalina. Fenocrystalos de Feldespato Potásico (KFS) y pequeños cristales de clinopiroxenos (Cpx) en una matriz microcrystalina a vitrea con textura perlítica (riolita x7, N// y Nx)

**b) Tamaño de los cristales:** está controlado por la interacción de las siguientes variables principales:

- velocidad de enfriamiento del líquido magmático
- composición química de los líquidos
- existencia y composición de una fase disuelta o “libre”

La **velocidad de enfriamiento** de los magmas condiciona mucho los procesos de nucleación y crecimiento cristalino. En cámaras magmáticas donde la temperatura disminuye muy lentamente en forma homogénea (algunos  $^{\circ}\text{C} \times 10^{-3}$  años) la fase líquida modifica insensiblemente su composición, precipitando todos los minerales según un determinado orden. Las primeras fases cristalizadas son frecuentemente idiomórficas (euhedrales) o subidiomórficas (subhedrales) mientras que las tardías son xenomorfas (anhedrales) puesto que ocupan los espacios intergranulares en los cuales se concentrarían los líquidos residuales. El tamaño de los cristales será extremadamente variable. Este dependerá muy directamente de las concentraciones relativas en componentes mayores o menores, además de las velocidades de formación de los núcleos, de la cinética de crecimiento de los cristales y de las energías de activación de los procesos, como se vio en el apartado de nucleación.

Varios modelos pueden invocarse para dar cuenta de la frecuencia de los tamaños relativos de los cristales resultantes del enfriamiento de un magma.

**Modelo 1:** En los sistemas químicamente simples, a P constante, las condiciones de enfriamiento suelen ser regulares y continuas hasta alcanzar unos valores estacionarios, mientras se producen las reacciones cristal-líquido, para luego decrecer bruscamente cuando las concentraciones tienden a 0. Si ello es así, el tamaño de las fases sólidas aumentaría regularmente de forma lineal con el tiempo, a medida que desciende la temperatura, desarrollando en primer término cristales precoces de gran tamaño y poco numerosos, seguido de cristales de tamaño medio, muy numerosos y ligeramente posteriores a los precedentes para culminar en una población de cristales tardíos, de pequeño tamaño y relativamente raros, que se forman cuando las concentraciones de los elementos constitutivos de los minerales son muy bajas. En este caso, no tendríamos una única población de cristales con el mismo tamaño sino, esquemáticamente, tres poblaciones aparentes (Fig. 10a).

En sistemas análogos al precedente, pero donde las condiciones de enfriamiento no son regulares y continuas, con variaciones bruscas de T, las velocidades de nucleación y de crecimiento van a fluctuar de tal forma que los regímenes estacionarios sean extremadamente variables. Son posibles entonces dos situaciones geológicamente interesantes:

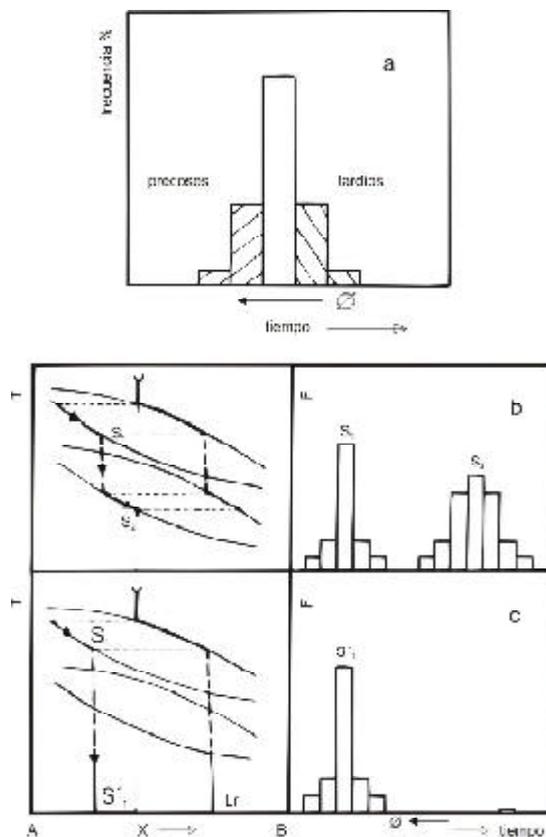


Fig. 10: (a) variación del tamaño ( $\phi$ ) de los cristales con el tiempo en sistemas donde son homogéneas las velocidades de nucleación y crecimiento cristalino, existen entonces tres poblaciones de cristales de tamaño variable. (b) cristalización de una solución sólida a partir de un líquido L en un sistema que experimenta un cambio brusco de T y/o de P; existen entonces dos poblaciones de cristales en los cuales los minerales tienen tamaños variables. (c) igual situación que la anterior con fuerte descenso de T y/o P (caso de lavas)

**Modelo 2:** Caso en el que el gradiente de enfriamiento llega a ser fuerte (pérdida de calor por conducción y convección, ascenso rápido hacia la superficie) sin conducir al sistema a una temperatura inferior al sólido, es decir, se produce el enfriamiento brusco pero sin llegar a la T de cristalización. En este modelo las velocidades de nucleación y crecimiento llegan a ser estacionarios antes y / o después del proceso que ha acelerado el descenso de la temperatura (por ejemplo, antes y/o después de un ascenso brusco hacia la superficie).

Dos generaciones principales de cristales pueden entonces caracterizar al producto de cristalización (Fig. 10b):

- unos cristales precoces de gran tamaño  $S_1$ , más o menos numerosos, presentan una zonación pronunciada y/o unas figuras de interrupción y reanudación de los crecimientos; estos cristales han precipitado sobre un sólido a  $P_1$  constante muy elevada.

- unos cristales tardíos de tamaño  $S_2$ , más pequeño, en proporción variable, que no presentan figuras reaccionales y/o zonaciones complejas; estos cristales han precipitado sobre un sólido a  $P_2$  constante mucho menor a  $P_1$ .

**Modelo 3:** Caso en el que el sistema es llevado a temperaturas inferiores al sólido. En este modelo existe una generación principal de cristales  $S_1$  cuyo tamaño será dependiente del lapso de tiempo durante el cual las velocidades habrán sido bajas antes de ser bruscamente aceleradas; éstos minerales estarán englobados en una pasta vítrea que representa al líquido residual.

Ejemplos que representan los tres modelos mencionados se muestran en las figuras 11a, 11b y 11c.

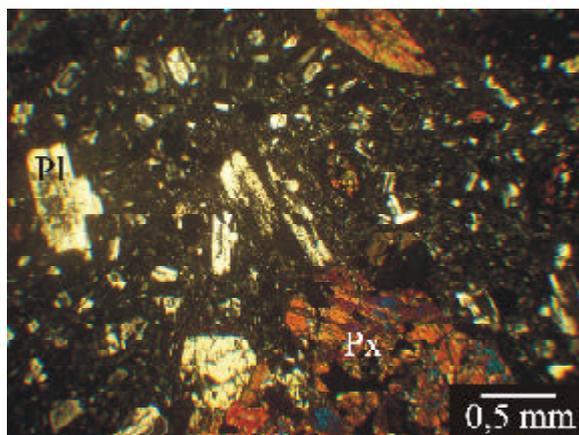


Fig. 11: (a) distribución trimodal del tamaño de grano (basalto, Nx)

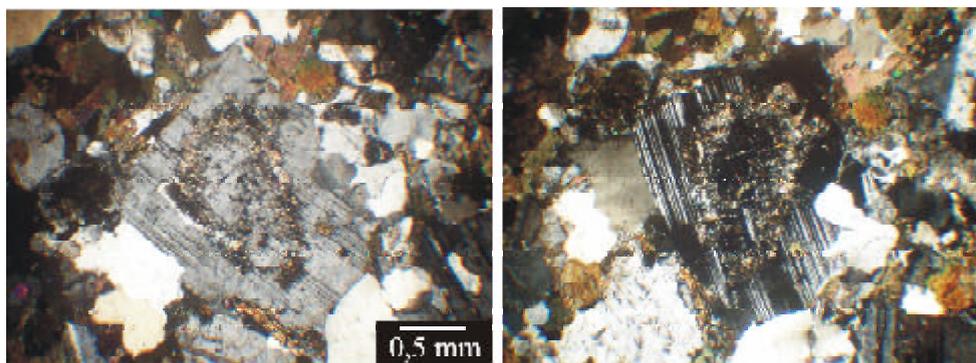


Fig. 11: (b) cristales de plagioclasa con texturas de interrupción (granodiorita, Nx en posición de iluminación y de extinción)

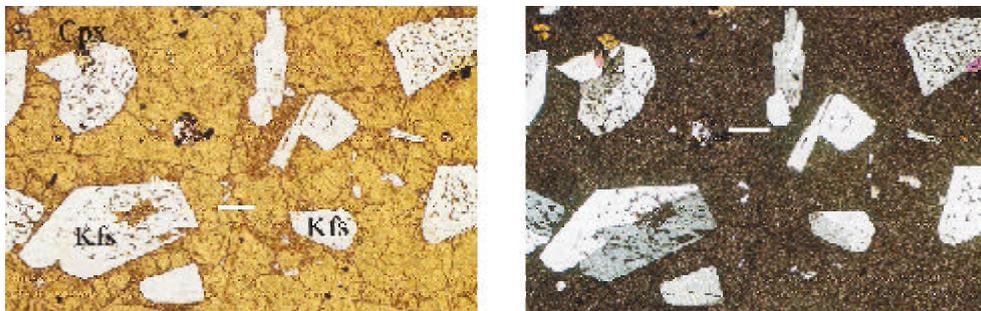


Fig. 11: (c) fenocristales de feldespato potásico en una matriz microcristalina a vítrea con textura perlitica

La **composición química** de los líquidos controla igualmente el tamaño de los cristales. Los minerales de tamaño pequeño (algunas decenas de micras), que se presentan con formas euhedrales, deberán su hábito a las bajas concentraciones de sus componentes (P, Zr, Cr) o a las concentraciones relativas bajas de los constituyentes principales que entran en la estructura de diversas fases minerales (por ejemplo calcio que se reparte entre plagioclasas, anfíboles, clinopiroxenos diopsídicos, etc.). Un segundo aspecto de la influencia de la composición del líquido original sobre el tamaño de los cristales reside en el hecho de que cuanto más complejo sea un sistema, químicamente considerado (sistemas con diversos componentes) tanto más tiende a precipitar sus fases sólidas en una serie de reacciones congruentes o incongruentes (reacciones eutécticas o peritéticas, que se explicarán más adelante). En este caso el tamaño de los cristales va a depender principalmente del resultado de las competiciones entre las tensiones superficiales de las fases sólidas (relacionadas a la energía de superficie versus velocidad de crecimiento) y el líquido residual.

Se debe advertir, por último, que los mecanismos de crecimiento cristalino dependen notablemente de la **viscosidad los líquidos**. Este parámetro físico es una función de T y de P, pero también de la composición de ese líquido. Se sabe que los líquidos hipersilícicos (sílice > 65%) son más viscosos ( $10^9$  poises) que los hiposilícicos (sílice < 50%,  $10^4$  poises), pero esta diferencia disminuye sensiblemente cuando los líquidos ricos en sílice contienen un 8-10% de agua ( $10^3$  poises). La entrada de agua en líquidos magmáticos modificando la estructura de estos últimos (desorganización de embriones altamente polimerizados) es seguida de una notable modificación de las energías de activación de los mecanismos de transporte de materia y de una aceleración de los procesos de nucleación y crecimiento cristalino.

Las observaciones, tanto a nivel microscópico, como megascópico de estos parámetros (tamaño de grano y relación de tamaños, como de otros que se verán más adelante), que se realizan con el fin de analizar la textura de una

roca magmática, requieren del manejo de una terminología adecuada y generalizada que permita la comparación visual entre diferentes rocas. En los párrafos siguientes haremos referencia a esta terminología.

**Límites de tamaños de granos.** El tamaño de grano puede ser expresado como su diámetro máximo o como el diámetro más notorio, en milímetros y para su notación se utiliza una tabla con límites específicos, propuesta por Hibbard (1995):

- grano muy grueso > 50 mm
- grano grueso <50 mm a > 5
- grano medio <5 mm a > 1
- grano fino <1 mm a > 0,1
- grano muy fino <0.1 mm a > 0.01 a (10-100 micras)
- vidrio/submicroscópico < 0.01 mm (<10 micras)

El límite de 5 mm fue establecido porque 0,5 a 1 cm es una dimensión fácil de visualizar, además del hecho de que muchas rocas plutónicas están conformadas por granos de estas dimensiones.

El límite de 1 mm es tomado porque también es fácil de visualizar y por lo general es un tamaño por debajo del cual, es necesario recurrir a una lupa de mano o a observaciones microscópicas.

El límite de 0.1 mm fue elegido porque por debajo de ese valor, los minerales no pueden identificarse con el simple uso de una lupa de mano y cuando se observa bajo el microscopio, pueden reconocerse con los aumentos bajo y mediano.

Los cristales entre 0.01 y 0.1 mm pueden ser identificados con el objetivo de mayor aumento. La cristalinidad por debajo de 0.01 mm puede ser aparente y la identificación mineral puede ser dudosa. Para una correcta y certera identificación, por debajo de este límite es frecuente recurrir microsonda o a difracción de rayos X.

**c) Relación de tamaños:** una roca **equigranular** (Fig. 12) implica que el diámetro más generalizado de los granos de la misma, está entre lo/s límites de uno de los grupos de tamaños establecidos. Por ejemplo, una roca de grano fino será equigranular si contiene cristales cuyos diámetros permanecen principalmente entre los límites de 0,1 y 1 mm. Si por el contrario, el rango de los diámetros varía entre apenas por encima de 0,1 hasta cercano a los 5 mm, la roca se describiría como **inequigranular seriada** (Fig. 13), porque dos tamaños de granos están involucrados.

Acá es importante aclarar una cuestión sumamente importante: qué pasaría si el límite entre los rangos fuese de 0,5 a 5 mm, saltando el valor de 1 mm?

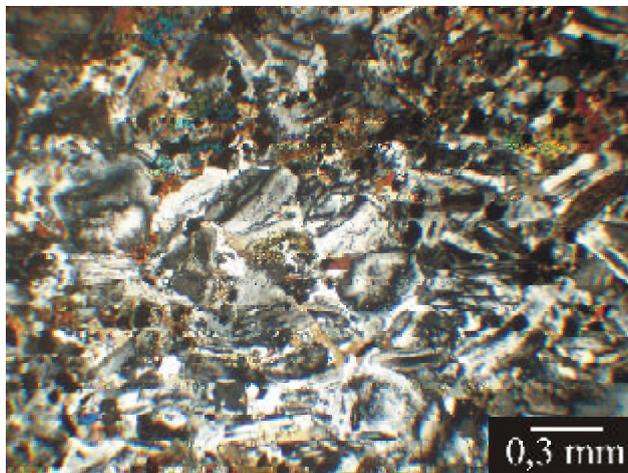


Fig. 12: textura equigranular (monzonita, Nx)

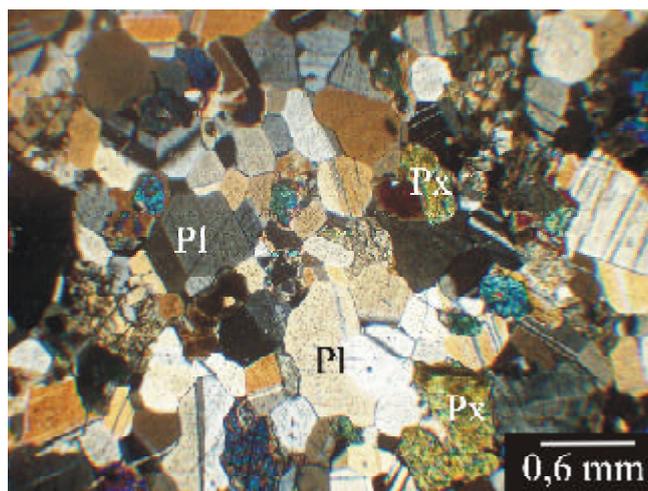


Fig. 13: textura inequigranular seriada (Gabbro, Nx)

La roca del ejemplo anterior sería equigranular? Efectivamente, para los límites establecidos originalmente sería equigranular, pero es inequigranular, con respecto a estos otros límites. Entonces existe una segunda cuestión: no es menoscabar significativamente la importancia genética del tamaño de grano de una roca?. Pues bien, desde el punto de vista genético, el aspecto más importante del tamaño de grano es el actual tamaño de los granos y su desviación de la media, como se vio en párrafos precedentes, y no si la roca es llamada equigranular o inequigranular.

Retomando lo que mencionábamos anteriormente, una roca inequigranular puede tener una distribución bimodal o aún trimodal, como ya

se explicó antes. Una roca **inequigranular bimodal** (Fig. 14a), es aquella que contiene fenocristales o aquella que presenta unos granos obviamente más grandes que otra fracción de grano más fino. Una roca típicamente **inequigranular trimodal** (Fig. 14b), es aquella que tiene una matriz vítrea o de material submicroscópico en la que se encuentran cristales de dos tamaños diferentes. En ambos casos la textura de la roca es porfírica.

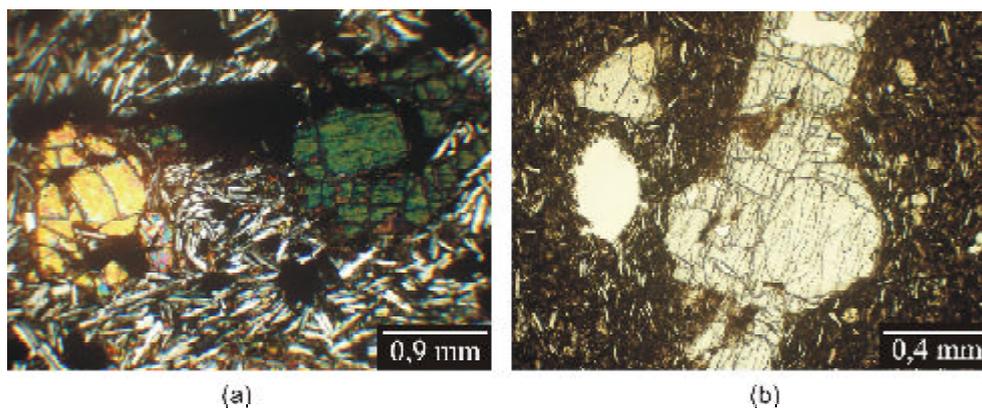


Fig. 14: textura inequigranular. (a) bimodal (fenocristales de olivino en matriz de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos, basalto, Nx), (b) trimodal (fenocristal de piroxeno y matriz con microclitos de plagioclasa y material afanítico, basalto, N//).

Los granos mayores en una roca inequigranular bi o trimodal son llamados comúnmente megacristales cuando sólo se justifica un término descriptivo, que es preferible, en ese caso, a los términos con implicancias genéticas como fenocristales, porfiroblastos, porfiroclastos. También suele utilizarse el término pórfirograno que es de carácter descriptivo y es consistente con su uso a escala ‘micro’, ‘meso’ y ‘macroscópica’. Es un término apropiado para muchas rocas de grano fino o vítreas que contienen granos microscópicos, relativamente grandes.

**d) Forma de los cristales:** se refiere a la presencia o no de formas geométricas simples y regidas por el grado de simetría de la red cristalina. Se considera que esta forma de los cristales depende de la interacción de cinco principales mecanismos de crecimiento:

- el crecimiento libre, donde los cristales desarrollan en una matriz líquida que no obstaculiza su crecimiento
- el crecimiento dificultado, en el cual la forma de los minerales está gobernada por las de los cristales vecinos que pueden ser sincrónicos o anteriores
- la corrosión, en la que los minerales se presentan como relictos inestables (o metaestables) incompletamente eliminados por procesos reaccionales que tenderían a hacerlos desaparecer

- las fracturas mecánicas frías (frágiles) de origen esencialmente tectónico que tienen por efecto fragmentar los minerales
- las fracturas mecánicas calientes (dúctiles, plásticas) que provocan distorsiones de la red.

Durante el **crecimiento libre**, la propiedad de determinadas caras en una especie cristalina de presentar un desarrollo preferente frente a las otras caras se debe principalmente a las competencias entre las energías de superficie de las caras cristalinas y su velocidad de crecimiento (recordar nucleación homogénea). Sabiendo que las caras estables de un mineral serán teóricamente las que tengan menor energía libre de superficie, tales caras tendrán las mayores densidades y coherencias interatómicas, por lo que será mayor la probabilidad de desarrollarse. Las superficies densas son aquellas paralelas a unas familias de planos reticulares que tienen pequeños índices hkl; así en una misma especie mineral (001) será más estable que (002). Es decir, simplificando el concepto, un mineral dado, desarrollará formas cristalinas más altas en aquellas caras con mayores densidades y coherencias interatómicas, es decir con bajos índices hkl. Por ejemplo en un cristal de calcita, la cara (0001) presenta un mayor desarrollo que las caras (0112) o (2131).

Un cristal se desarrolla cuando  $E_{\text{superficie}} < E_{\text{núcleo}}$

$E_{\text{superficie}}$  es diferente para cada mineral  $\Rightarrow$

> desarrollo de caras cuando  $\Rightarrow < E_{\text{sup}}$

$\Rightarrow >$  densidad interatómica

$\Rightarrow >$  coherencia interatómica

Los cristales con **crecimiento dificultado** son generalmente anhedrales pues sus formas están fuertemente dependientes de las competiciones de las energías de superficie de los bordes de granos de los cristales que se están desarrollando (Fig. 15). En rocas magmáticas graníticas de mediana y gran profundidad, los ejemplos de este tipo de crecimiento cristalino están proporcionados por los intercrecimientos minerales eutécticos y algunas asociaciones simplectíticas (micropegmatitas, texturas gráficas, mirmequititas). En estas rocas magmáticas, procesos reaccionales tales como las desmezclas de albita en los feldespatos potásicos (pertitización) o las de clinopiroxenos en ortopiroxenos ilustran igualmente este tipo de cristalización.

Los **cristales corroídos** (Fig. 16) son comunes en rocas magmáticas (en particular en lavas), donde la corrosión de caras, vértices y aristas de los cristales es frecuentemente la indicación de un proceso de reacción del reinicio del equilibrio de minerales bajo nuevas condiciones termodinámicas o físico-químicas. Varios fenómenos pueden así invocarse para explicar estas figuras de corrosión, se puede tratar:

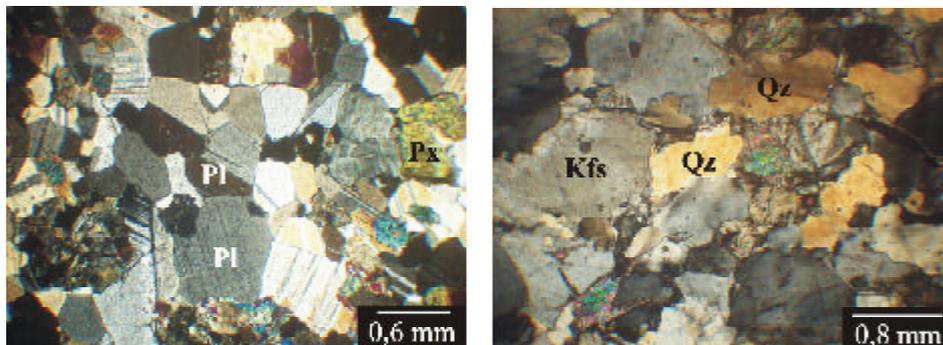


Fig. 15: cristales con crecimiento dificultado (gabro y granito, Nx).

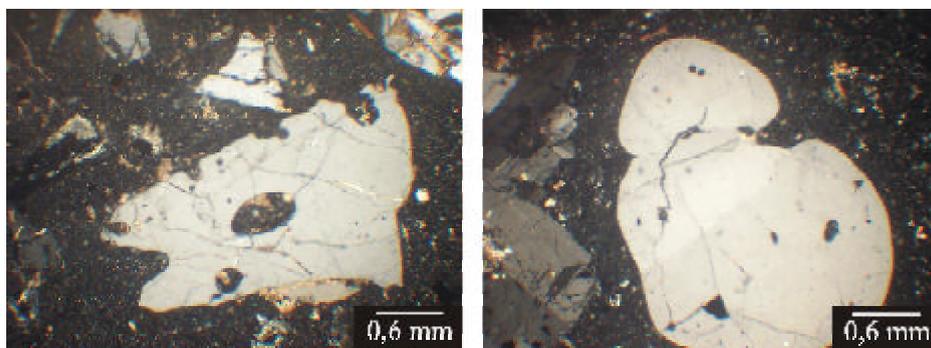


Fig. 16: cristales de cuarzo con bordes corroídos (dacita, Nx).

- de reacciones incongruentes (peritéticas) del tipo mineral A + líquido L1  $\Rightarrow$  B. Ejemplo es el caso de Leucita + Líquido = Ortosa
- de modificaciones que afectan la composición química de un líquido L inicialmente estable con un mineral A, cuando este líquido está sometido a variaciones importantes de T, P,  $fO_2$ ,  $fH_2O$ , etc., o cuando él modifica su composición por asimilación de rocas encajantes y/o se mezcla con otros líquidos (hibridación). Un ejemplo corresponde a texturas oclares con cuarzo en el centro y una corona de biotita u hornblenda.
- de procesos reaccionales tardío-magmáticos ligados, por ejemplo, a la circulación o a percolación de una fase fluida, como es el caso de procesos de alteración hidrotermal.

Las **deformaciones tectónicas “frías”** ( $T < 200^\circ\text{C}$ ) pueden romper cristales y pulverizarlos (cataclasitas). Estos mecanismos son selectivos y dependen de la intensidad y velocidad de la deformación, de los módulos de elasticidad de los minerales, de su posición inicial en la roca en relación con las direcciones de los esfuerzos principales, de la temperatura, de la existencia de fluidos, etc. (Fig. 17).

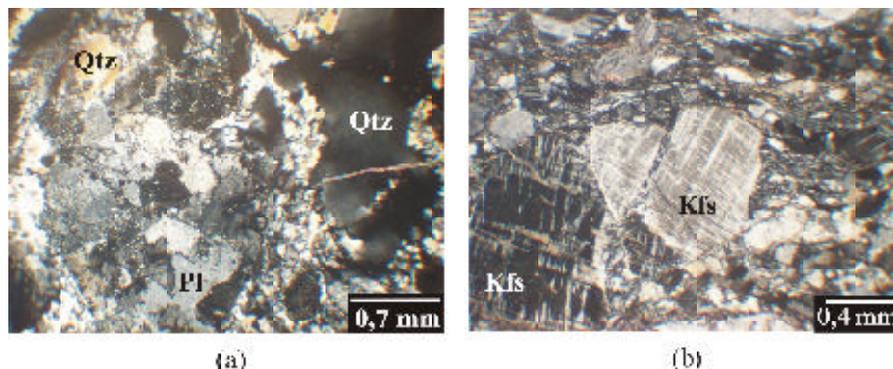


Fig. 17: texturas frágiles. (a) cataclasita con fracturación de minerales y textura de mortero (Nx). (b) porfiroclasto con borde de tracción y desgarro (Nx).

Finalmente, mencionaremos dos mecanismos de crecimiento que, aunque no pertenecen al proceso magmático propiamente dicho, pueden intervenir en mayor o menor medida, en el modelado de los cristales:

Las **deformaciones plásticas “calientes”** ( $200^{\circ}\text{C} < T < \text{fusión}$ ) son igualmente dependientes de los parámetros antes mencionados. Se caracterizan por toda una gama de modificaciones morfoestructurales que alcanzan hasta la escala de la red cristalina: extinciones ondulantes, deformación de maclas, kink bands, formación de bandas de deformación, recrystalización de minerales, etc. (Fig. 18).

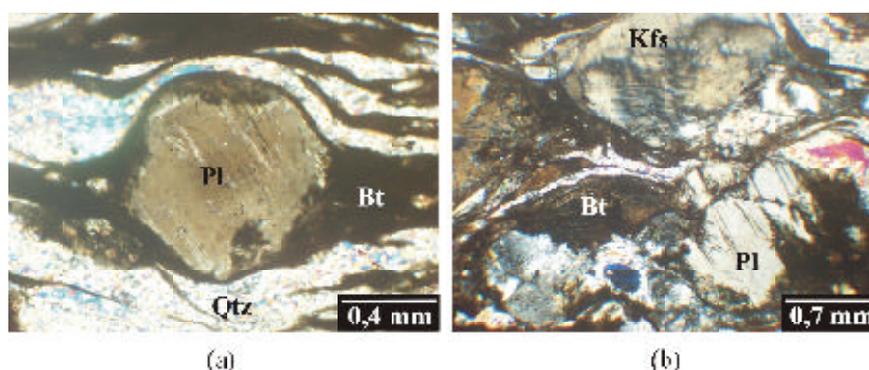


Fig. 18: texturas dúctiles. (a) porfiroclasto con estructura asimétrica (Nx). (b) mica fish y microclino con maclado anómalo (Nx).

La forma de un grano puede ser expresada como granos equidimensionales, tabulares, laminares o prismáticos. Para los cristales, una forma que refleja la estructura cristalina se denomina **euestructural**, mientras que una forma que no refleja esta estructura se denomina **aestructural** y formas intermedias **subestructurales** (Hibbard, 1995, Fig. 19).

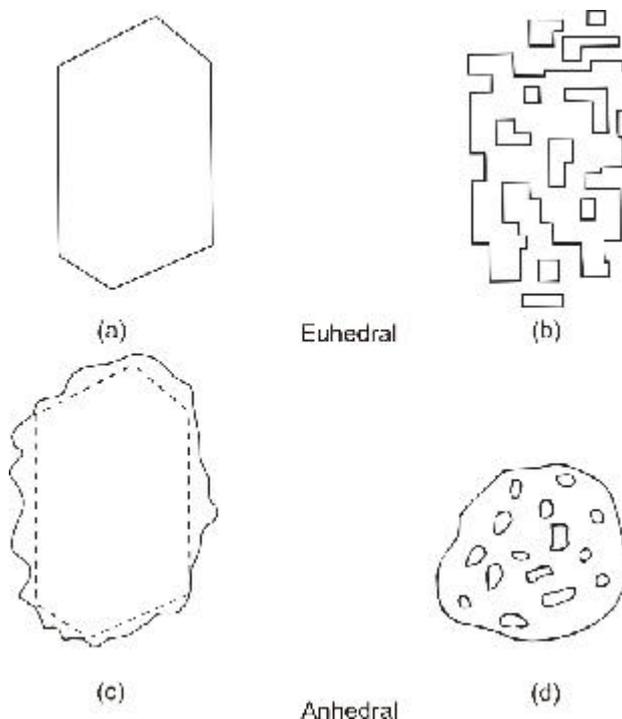


Fig. 19: esquema de cristales que muestran la limitación de la clasificación de “forma de los cristales” tradicional. Los cristales (a) y (b) son muy diferentes (a) está completo y (b) es celular, pero ambos están totalmente limitados por caras cristalinas, lo que satisface el criterio de “euhedral”. Los cristales (c) y (d) son muy diferentes (c es casi euhedral, d está lejos de serlo), pero ambos carecen de caras cristalinas, lo que satisface el criterio de “anhedral”.

A este concepto debe agregarse el de **integridad**, que hace referencia al desarrollo completo o incompleto del cristal, así un grano completo, tiene **alta integridad**, mientras que un mineral esquelético o celular, tiene una **baja integridad** (Fig. 20).

Esta terminología, permite definir la forma de un cristal determinado, independientemente de si está limitado por caras cristalinas o no (como lo hace la clasificación en euhedral, subhedral o anhedral) y si hace referencia a la forma final de la superficie. En otras palabras, un cristal puede reflejar la estructura cristalina (euestructural) pero sus contornos no corresponden a caras cristalinas (anhedral, Fig. 21). En este caso, si sólo se dice que tal mineral es anhedral, podemos interpretar que su crecimiento fue tardío y dificultado, como se explicó más arriba; y se estaría en un error, pues aunque esté limitado por caras no cristalinas, su estructura está claramente reflejada en el resto del grano y seguramente la mayor parte de su crecimiento tuvo lugar en un medio libre y sólo hacia el final del mismo, se desarrollan sus caras “anhedrales”. En este

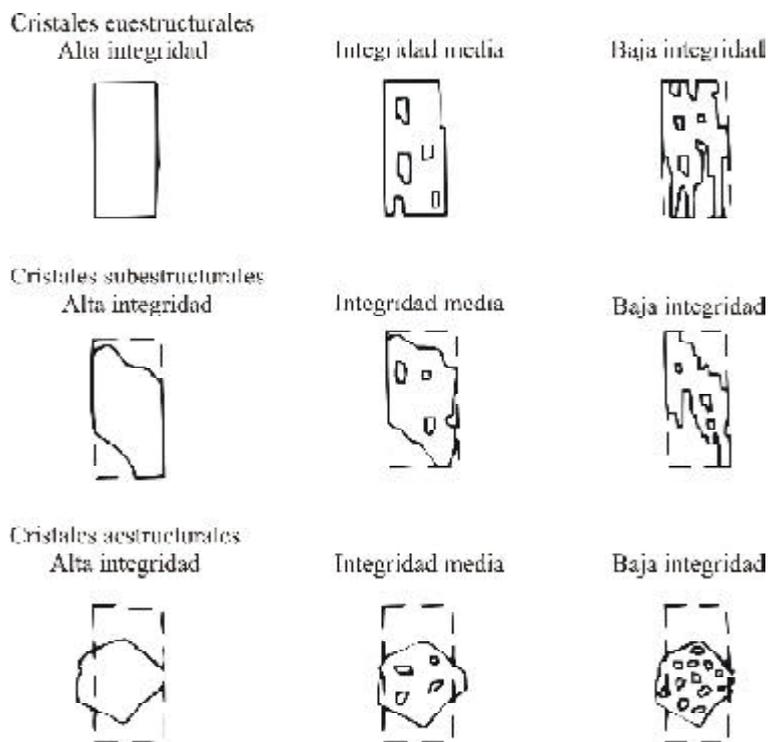


Fig. 20: clasificación morfológica de los cristales (modificado de Hibbard, 1995).

sentido, la información relevada con los términos de estructura e integridad propuestos por Hibbard (1995) es mucho más interesante en la determinación de las características petrogenéticas de una roca.

### Texturas Especiales.

El estudio microscópico de las rocas ígneas, con referencia especial a las relaciones texturales de los constituyentes minerales, junto a resultados experimentales sobre la fusión y la cristalización de los minerales y las rocas ígneas, han suministrado mucha información sobre el orden de separación de las diferentes fases minerales durante el enfriamiento de los magmas.

Sin embargo hay que tener cautela al aplicar los resultados experimentales a los problemas de la cristalización magmática, puesto que los magmas son sistemas multicomponentales mucho más complejos que las mezclas fundidas estudiadas en el laboratorio. En las mezclas fundidas naturales la presencia de agua y de otros volátiles, afecta de manera profunda el curso de la cristalización, por ejemplo, rebajando las temperaturas de consolidación y causando la presencia de fases minerales hidratadas (biotita, hornblenda, etc.) que no se encuentran en los ensayos de laboratorio.

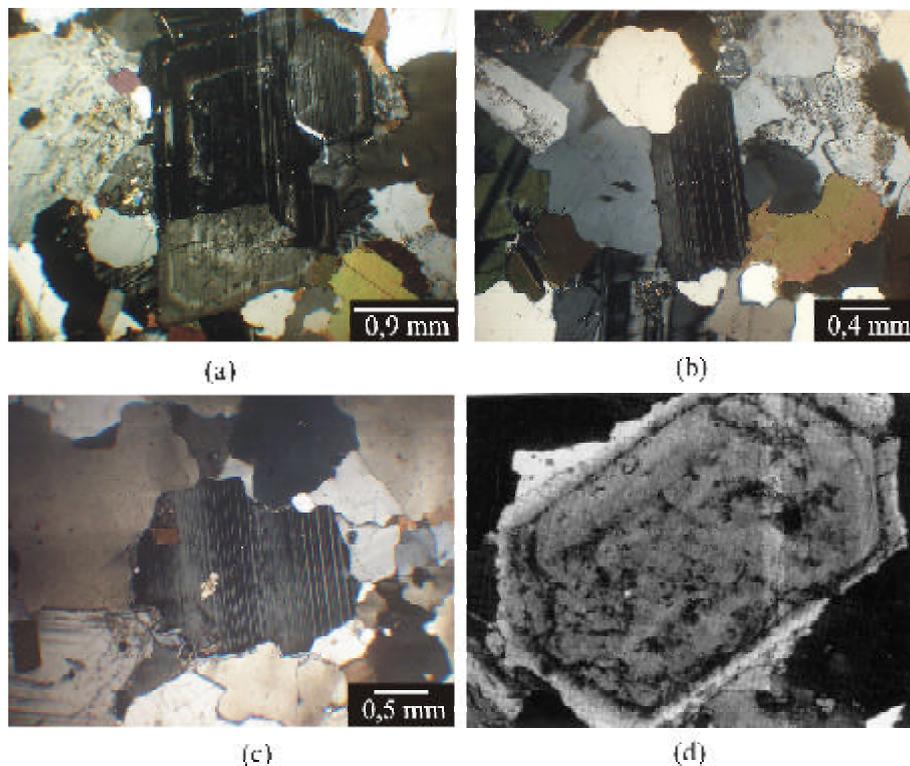


Fig. 21: (a) cristal de plagioclasa euestructural (granodiorita, Nx); (b) subestructural (granodiorita, Nx); (c) aestructural (tonalita, Nx); (d) plagioclasa euestructural con "integridad media" (granodiorita, Nx).

**a) Textura gráfica.** La textura gráfica (un caso particular de textura simplectítica), es un intercrecimiento de cuarzo (en forma de cristales esqueléticos que recuerda la escritura cuneiforme) y feldespato potásico (Fig. 22). La composición es frecuentemente más rica en feldespato que en cuarzo, como consecuencia de que el feldespato comienza a cristalizar antes y también debido a la influencia de la cinética del sistema Q-Ab-Or. Así, el feldespato se nuclea más fácilmente que el cuarzo y esto causa que el líquido se sobresature en  $\text{SiO}_2$  a la vez que se enriquece en  $\text{H}_2\text{O}$  y se origina un sobreenfriamiento. Como consecuencia de ello, comienza la cristalización del cuarzo simultáneamente con la del feldespato, que había comenzado antes y continúa haciéndolo, dando lugar a la formación de la textura gráfica.

La textura gráfica es entonces un producto de una cristalización subsolvus a alta presión de  $\text{H}_2\text{O}$  que se produce en presencia de abundantes fluidos. Es común en granitos pegmatíticos y su formación se interpreta como debido a un proceso de cristalización simultánea de los dos minerales (feldespato potásico y cuarzo) en un punto eutéctico. Este proceso se ejemplifica, de modo general en el diagrama de la figura 1.

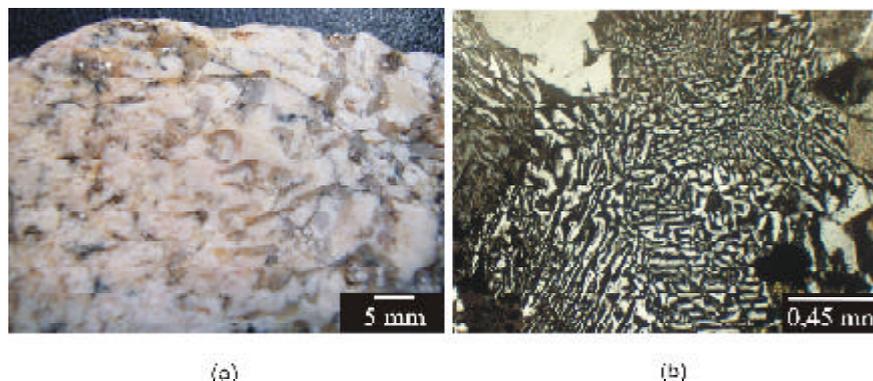


Fig. 22: textura gráfica (a) muestra de mano, (b) intercrecimiento micrográfico en granito (Nx).

**b) Solución sólida de plagioclasas – zonación.** Si durante la cristalización o la fusión se mantiene el equilibrio entre el líquido y los cristales, éstos deben ser homogéneos. Admitiendo que las partículas elementales de los baños silicatados tengan iones libres  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Al}^{3+}$  que “vibran” entre los embriones más o menos polimerizados de agrupaciones tetraédricas  $(\text{SiO}_4)^4$ , se puede concebir que las partículas necesarias para la construcción de la red feldespática se difunden de manera homogénea y continua hacia los cristales que crecen. Los feldespatos que precipitan bajo condiciones  $T_1$  se re-homogenizan espontáneamente bajo condiciones  $T_2 < T_1$  a fin de estar en equilibrio con el líquido residual, teóricamente más estable (más albitico) bajo  $T_2$ .

Existe un diagrama que representa el sistema albita – anortita, ejemplo de solución sólida. Las plagioclasas a las temperaturas de cristalización de las mezclas fundidas artificiales y probablemente también para las temperaturas magmáticas, constituyen una serie de solución sólida con sustitución completa de NaSi por CaAl. El diagrama de fases para estos componentes presenta dos curvas que dan respectivamente la composición de las fases sólida y líquida que están en equilibrio mutuo para una temperatura dada dentro del intervalo de fusión. El punto de fusión de la anortita es  $1550^\circ\text{C}$ ; el de la albita es  $1100^\circ\text{C}$ . En el diagrama de la figura 23, la curva superior PS es la curva de puntos de congelación, líquidus, que da la temperatura para la cual puede existir una mezcla fundida de cierta composición en equilibrio con cristales de plagioclasa. La curva inferior WZ es la curva de puntos de fusión, sólidus, que da la temperatura para la cual cristales de plagioclasa de cierta composición pueden coexistir con una mezcla fundida de plagioclasa. Las líneas horizontales unen las mezclas fundidas (sobre PS) y las fases cristalinas (sobre WZ) que pueden coexistir a la misma temperatura.

Un líquido L ( $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$  a  $1500^\circ\text{C}$ ) se enfría hasta  $1450^\circ\text{C}$  (P) en cuyo punto se empiezan a separar cristales W ( $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$ ) y el líquido tiene composi-

ción P. La separación continuada de cristales de esta composición o algo más sódica enriquecerá el líquido en albita. Pero existe una sola composición (X) de cristales estables en equilibrio con una mezcla fundida de composición Q. Por lo tanto a medida que la temperatura baja y que la composición del líquido se hace progresivamente más sódica, al desplazarse desde P hacia Q, los cristales primeramente formados (W) reaccionan con el líquido y se hacen ellos mismos más sódicos, por intercambio de iones adecuados ( $\text{CaAl}=\text{NaSi}$ ) con la mezcla fundida que les rodea. Si se mantiene el equilibrio, cuando el líquido alcanza la composición  $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$  a  $1420^\circ\text{C}$  (punto Q), los cristales son homogéneos y tienen la composición  $\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$  (X).

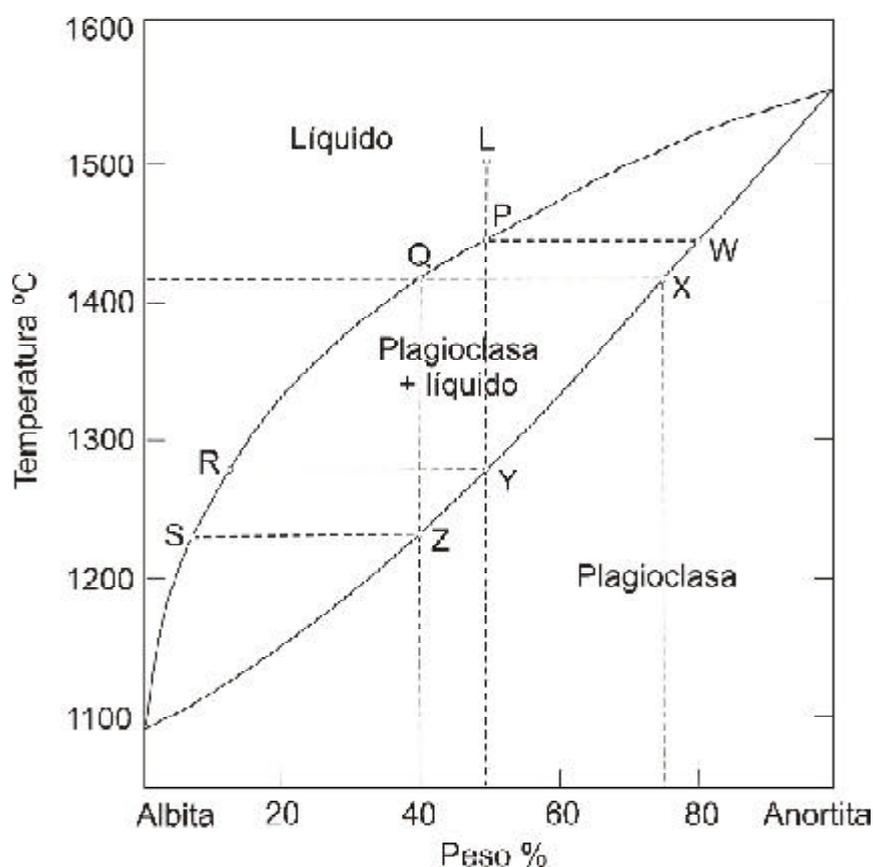


Fig. 23: diagrama de fases para el sistema albíta - anortita (sistema anhidro a presión atmosférica) Modificado de Bowen, 1913.

La cristalización, acompañada continuamente por la reacción entre los cristales y la mezcla fundida, se realiza a medida que baja la temperatura, de forma que la composición del líquido sigue la curva PQR mientras que la de los

cristales sigue WXY. A 1285° C la masa de cristales homogéneos alcanza la composición  $Ab_{50}An_{50}$  (Y) exactamente cuando la última gota de líquido final  $Ab_{86}An_{14}$  (R) desaparece.

Sin embargo los cristales de plagioclasa son frecuentemente zonados (Fig. 24), y tal zonación es frecuentemente “normal”, centro más cálcico que el borde, u “oscilatoria”, con presencia de finas capa de 0,1 a 100 micras de espesor alternativamente ricas en calcio y sodio.



Fig. 24: plagioclasa zonada (tonalita, Nx).

Estas zonaciones manifiestan un desequilibrio feldespatosolución cuyo origen debe buscarse en la cinética de los mecanismos de difusión en el líquido y en los cristales. Se supone que durante la cristalización magmática los cristales de plagioclasa dejan con frecuencia de mantener el equilibrio con el magma en el cual están sumergidos y además que los cristales están sometidos con frecuencia a presiones de agua oscilantes.

Si el enfriamiento del magma es lento la desviación del equilibrio es mínima y los cristales serían homogéneos, cuando el enfriamiento es más rápido, el reajuste entre los cristales y el fundido es incompleto y los cristales son zonados; si el enfriamiento es muy rápido (como en la pasta de muchas lavas), la mezcla fundida está fuertemente sobreenfriada y da lugar directamente a cristales no zonales que reflejan la misma composición que la mezcla fundida original.

La ausencia de homogenización de plagioclasas con zonación normal tendría así como causa las fuertes energías de activación que se necesitan para romper los enlaces interatómicos en los feldespatos y acelerar la difusión de los iones  $Si^{4+}$  y  $Ca^{2+}$  hacia la interfase feldespato-líquido.

La fluctuación de la presión hidrostática ( $P_H$ ) puede afectar particularmente la aparición de zonado oscilatorio en la plagioclasa, porque la temperatu-

ra de fusión queda rebajada por las  $P_{H_2O}$  de unos cuantos miles de bars. Un sistema X compuesto por cristales B en equilibrio con una mezcla fundida seca A a  $1300^{\circ}\text{C}$  y con  $P_H$  nula no podría estar en equilibrio con una  $P$  de 1000 o 2000 bars (curvas de trazos, Fig. 25), tendería a ajustarse a las nuevas condiciones por reacción en la cual aumentaría la proporción de la mezcla fundida (que se desplaza hacia C) y disminuiría la cantidad de cristales (que variarían hacia D). Si el reajuste fuese incompleto se formaría un zonado inverso.

Las zonaciones oscilatorias pueden ser explicadas como debidas principalmente a procesos de variaciones rítmicas en las condiciones de presión de fluido en la cámara magmática. Estas modificaciones experimentadas por el magma a lo largo de su cristalización modificarían de manera alternante, la composición del equilibrio del par plagioclasa-líquido residual, de donde resultarían las zonaciones presentadas por estos minerales.

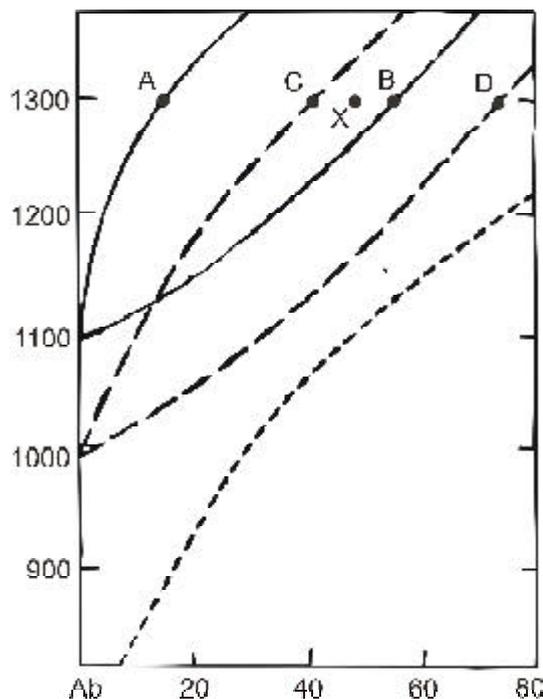


Fig. 25: diagrama de fases para el sistema albíta - anortita. Sistema anhidro (líneas llenas) comparado con el sistema a presión de agua a 5000 bars (línea de trazos cortos, inferior derecha). Las líneas de trazos representan hipotéticamente una presión de agua intermedia. (Modificado de Turner y Verhoogen, 1978)

Estas zonaciones podrían deberse también a combinaciones cíclicas que harían intervenir gradientes de difusión (y/o concentración) de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$  en el líquido. Por ejemplo, si durante el ascenso del magma, se produce una contaminación del mismo por incorporación de roca de caja rica en minerales cálcicos.

En las rocas magmáticas este fenómeno se observa además, en las plagioclasas, en olivinos y piroxenos y los estudios mediante microsonda electrónica muestran que este fenómeno es también frecuente en minerales de rocas metamórficas o metasomáticas tales como granate o estaurolita. Esto indicaría que el crecimiento de estos minerales se produciría en presencia de gradientes químicos que habrían inducido unos movimientos de materia en los líquidos y en el sólido.

**c) Textura simplectítica.** Es un intercrecimiento vermicular de dos fases minerales por cristalización simultánea de ambas. Por ejemplo, muscovita – cuarzo, biotita – cuarzo, piroxeno – plagioclasa, fayalita – cuarzo (Fig. 26).

La textura simplectítica puede ser promovida por la concentración de fluidos ricos en agua a lo largo de los contactos entre granos durante el enfriamiento de una roca ígnea, o por infiltración de fluidos durante un evento metamórfico posterior; en rocas “secas”, como las gábricas, las simplectitas se desarrollan debido a la muy baja velocidad de enfriamiento a grandes profundidades. El grano fino de los intercrecimientos de simplectitas indica una inmovilidad general del material involucrado. En otras palabras, el factor que controla la velocidad de reacción es la difusión.

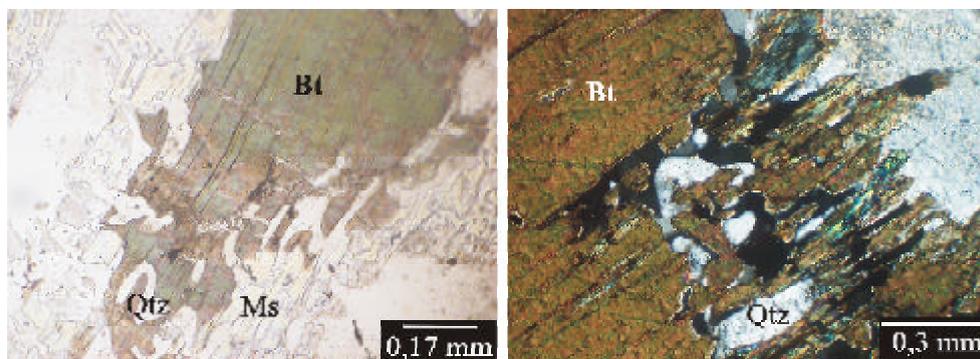


Fig. 26: Textura simplectítica (granitos, N// y Nx).

Cuando la simplectita se desarrolla a partir de la cristalización simultánea en un punto eutéctico, se emplea el término **eutectoide** y el Sistema diópsido – anortita es un ejemplo de cristalización con punto eutéctico, donde puede formarse esta textura (Fig. 27):

Corresponde al caso en que no hay miscibilidad entre las fases sólidas: consiste en 2 curvas líquidas que empiezan en los puntos de fusión de los dos componentes puros y descienden en direcciones contrarias cortándose en una temperatura inferior, denominada punto eutéctico. Este punto representa la composición del líquido con menor punto de fusión, o sea, si una mezcla sólida

con los dos componentes se calienta hasta la temperatura eutéctica, se formará un líquido con esta composición eutéctica. Si partimos de un líquido de temperatura mayor, al disminuir ésta, y llegar a la temperatura eutéctica cristalizarán simultáneamente los 2 componentes. Cada componente tiene un punto de fusión propio que estará influenciado por el del otro, no siendo el mismo que tendría si estuviese solo.

Curva del liquidus: es el límite que representa la temperatura por encima de la cual todos los cristales son disueltos en un sistema anatético hipotético, conteniendo Di y An, y por debajo de la cual la cristalización puede comenzar en un sistema magmático.

Curva del sólido: límite entre el primer líquido formado anatéticamente o el último líquido magmático que cristaliza.

Un punto sobre el liquidus representa un equilibrio entre un fundido y un tipo de cristal, un punto sobre el sólido es un equilibrio entre dos fases minerales. En el punto eutéctico el liquidus y el sólido se unen estando dos fases minerales en equilibrio con el fundido. Al ser el Di y la An minerales con estructuras distintas, no hay composiciones intermedias, no habiendo solución sólida.

(Di =  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  - An =  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )

E = 42% An y 58% Di a  $1270^\circ\text{C}$  a  $P=1$  atm

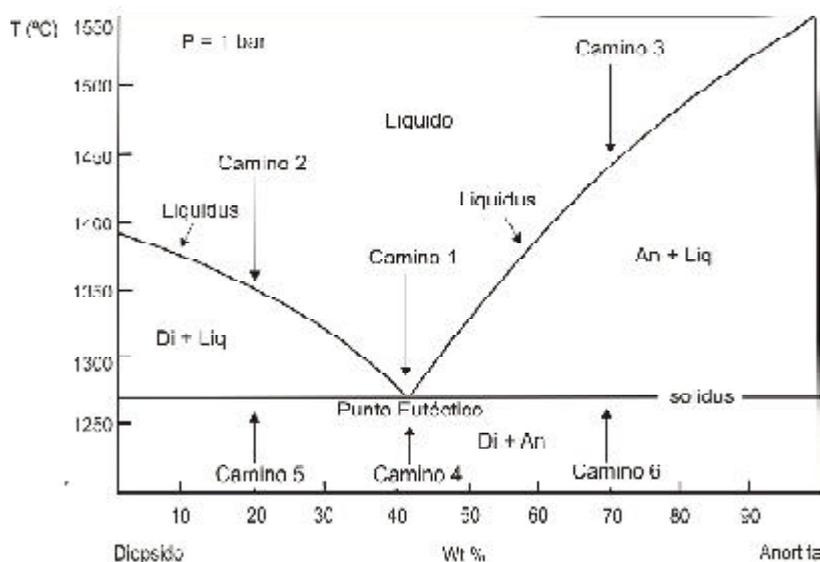


Fig. 27: sistema diópsido - anortita (fusión con punto eutéctico, modificado de Hibbard, 1995).

En el diagrama Di - An el camino 1 representa la cristalización de los dos minerales simultáneamente a partir de E, ya sea separados o en intercrecimiento (simplectita) dependiendo de la velocidad de enfriamiento, de la veloci-

dad de difusión, etc. El camino 2 la composición inicial del fundido es más rica en Di, por lo tanto cristaliza éste mineral y el fundido se agota en sus elementos cambiando la composición a An descendiendo por el líquidus. En el camino 3 la composición inicial es más rica en An, cristalizando ésta primero.

De manera inversa, si calentamos una roca con 58% de Di y 42% de An (camino 4) el comienzo de la fusión ocurre a la temperatura eutéctica y la composición del primer y último fundido será la composición eutéctica. Para otra proporción de Di con respecto a An, el primer fundido formado ocurre a lo largo de la interfase de cualquiera de los dos cristales de Di y An, y tiene la composición del eutéctico. Esto ocurre porque la composición eutéctica tiene la más baja temperatura de fusión. Sin embargo si la composición global de la roca es hacia el Di (camino 5) o An (camino 6), en dirección opuesta a E, el mineral menos abundante será totalmente fundido antes que el otro, trazando el camino de fusión, sosteniendo el líquidus, al contrario del modelo de cristalización.

**d) Textura mirmequítica.** Así se denominan a entrecrecimientos de cuarzo (en forma vermicular) en un cristal único de plagioclasa ácida (Fig. 28). Es una textura de reacción postmagmática que se observa en el contacto entre plagioclasa y feldespato potásico. El cuarzo presenta el aspecto de haber crecido hacia adentro, desde los bordes del grano, invadiendo y reemplazando al feldespato potásico. Se considera que su formación involucra la siguiente reacción del feldespato potásico con fluidos que contienen Ca y Na:



La sílice es rechazada debido a que la relación Al/Si es diferente en los feldespato de K y Ca; debido a la inmovilidad del Al y Si, el cuarzo forma entrecrecimientos con el feldespato en cantidades que están directamente relacionadas a la proporción de An% de la plagioclasa.

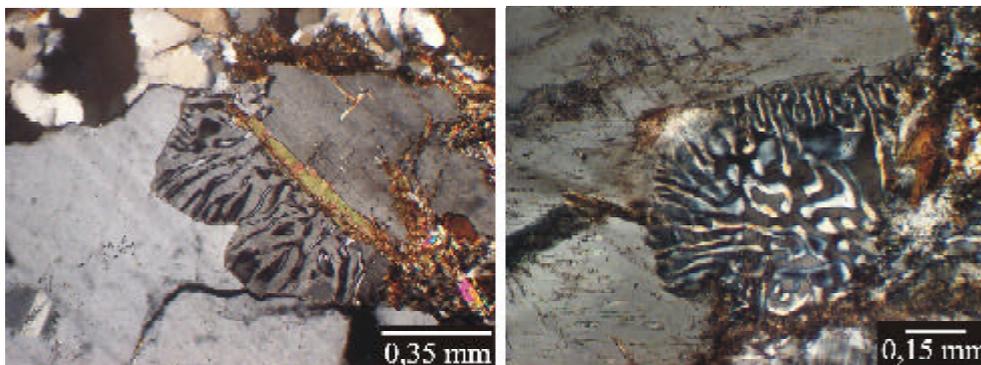


Fig. 28: Textura mirmequítica en granitos (Nx).

Las mirmequitas son, frecuentemente asociadas con deformación en granitos, donde se desarrollan preferencialmente en los lados del feldespato potásico que se ubica en la dirección de mayor acortamiento

**e) Textura pertítica.** Se origina por desmezcla en estado sólido de feldespato potásico y albita, al dejar de ser miscibles por descenso de la temperatura. La textura pertítica esta definida por cristales de plagioclasa ácida dentro de un cristal de feldespato potásico (Fig. 29). Cuando la relación es inversa, se denomina antipertita y cuando la proporción de ambos minerales es la misma, mesopertita. La disposición de los cristales de plagioclasa dentro del feldespato potásico puede variar, siendo en forma de cordones, venas o parches (Fig. 30).

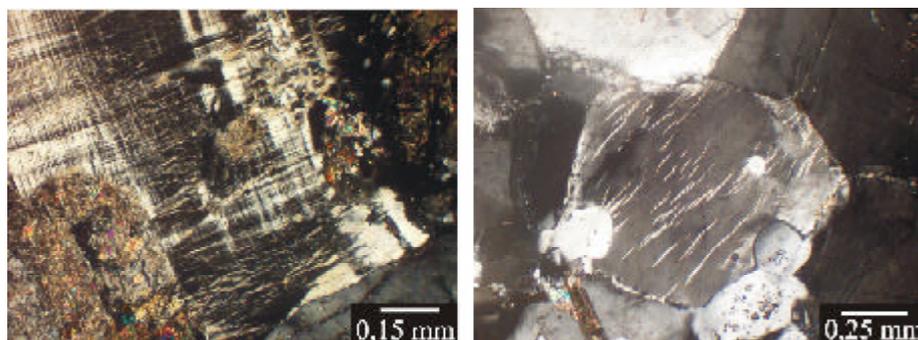


Fig. 29: cristales de microclino pertítico (granito, Nx)

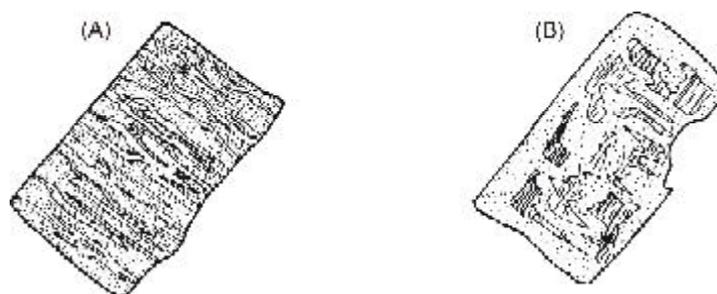


Fig. 30: textura pertítica, (A) cordones, (B) parches.

Debe tenerse en cuenta, sin embargo que, aunque las pertitas de grano fino, son consideradas como originadas a partir de procesos de desmezcla, aquellas pertitas de grano grueso, se formarían por alteración postmagmática. La albita secundaria invade al feldespato potásico por sus bordes, y en algunos casos esta invasión es total generando una pseudomorfosis del feldespato primario por pertitas, que pueden ser en forma de “llamas”, en “bandas”, en “manchas”, “interpenetradas” y en “tablero” (Fig. 31); son las denominadas **pertitas**

**de reemplazamiento o albitización.** La evidencia para esta hipótesis es doble, pues por un lado las pertitas en venas y parches están generalmente “sucias” por producto de alteración e inclusiones fluidas; y por otro lado, los iones de Na y K son fácilmente intercambiables entre el feldespato de K (o Na) y fluidos ricos en Na (o K). Sin embargo este reemplazo puede tener lugar sin cambios significativos en el quimismo del cristal y así las pertitas más gruesas podrían representar un reemplazamiento mutuo en un sistema esencialmente cerrado. En un sistema abierto, sin embargo, soluciones circulantes podrían aumentar el desarrollo de estas texturas, como en el caso de las pertitas gruesas de las pegmatitas.

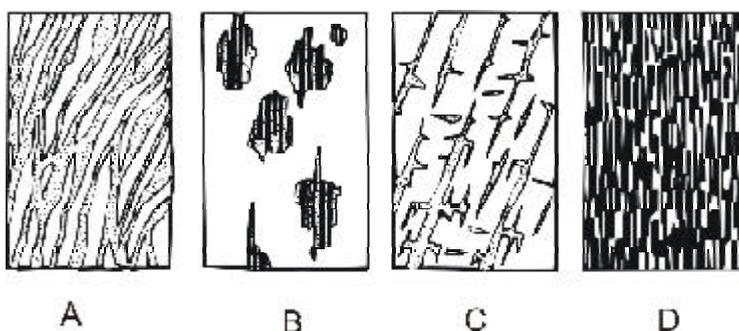


Fig. 31: hábitos de los principales tipos de pertitas de reemplazamiento: (A) “en cintas”; B) “en manchas”; (C) “interpenetradas”; (D) “en tablero”.

La génesis de la pertitas se explica con el sistema albita – ortosa (Fig. 32): a las temperaturas de cristalización de las mezclas fundidas secas (1063 °C a 1150 °C) los feldespatos sódico y potásico forman una serie completa de solución sólida, con una temperatura mínima (1063 °C) para la composición aproximada  $Ab_{85}Or_{35}$ . Todos los líquidos, ya sean inicialmente sódicos o potásicos, tienden hacia este punto durante la cristalización (M). La leucita es la primera fase cristalina que se separa en todas las mezclas que tienen más del 49% de ortosa. Al descender la temperatura reacciona con la mezcla fundida para dar una sanidina que se aproxima  $Or_{85}Ab_{15}$ . Cuando se agota la leucita, la sanidina se hace progresivamente más sódica a medida que la mezcla tiende a M.

A temperaturas que no sobrepasen unos centenares de grados existe un intervalo de inmiscibilidad en la serie de los feldespatos alcalinos. Durante el enfriamiento, la inmiscibilidad empieza a 660 °C a la presión atmosférica y la desmezcla aumenta a medida que la temperatura sigue descendiendo. El solvus (curva hipotética de desmezcla) correspondiente, que está débilmente afectado por la presión, está representado por la curva inferior, que marca el límite superior del campo de los dos feldespatos en cada uno de los diagramas. Una línea

horizontal trazada por cualquier temperatura inferior a 660 °C, corta al solvus en dos puntos que representan las composiciones respectivas de los dos feldespatos que pueden coexistir en equilibrio a esa temperatura.

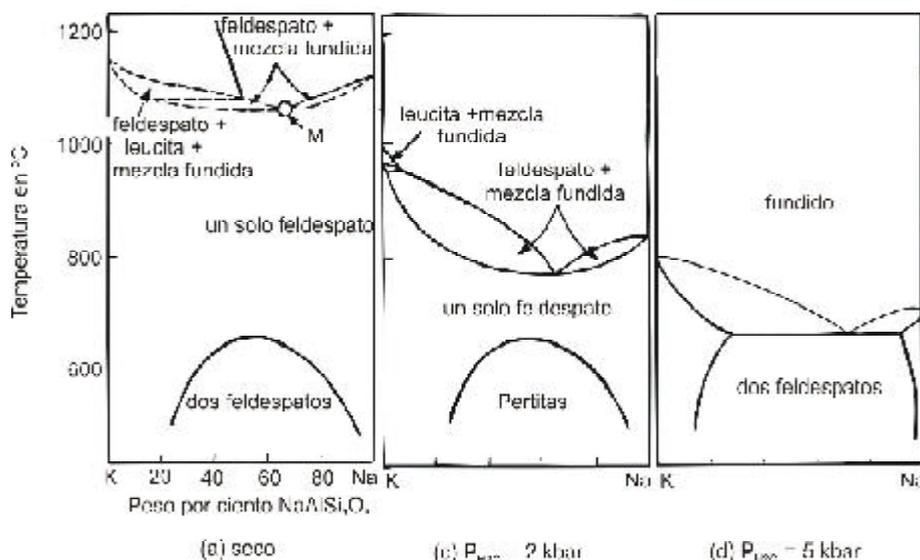


Fig. 32: diagrama de fases para el sistema albíta - ortosa (Modificada de Bowen y Tuttle, 1950).

Los diagramas muestran la enorme influencia de la  $P_{H_2O}$  que reduce el campo de la leucita, reduce el campo del feldespato K-Na homogéneo, rebaja las temperaturas de cristalización y desplaza la composición del punto de baja temperatura del líquido hacia el extremo albitico de la serie.

A una  $P_{H_2O}$  de 5 kbars la temperatura más baja del líquido es de 695 °C y la mezcla fundida correspondiente tiene la composición  $Or_{29}Ab_{71}$  en contraste con 1063 °C y  $Or_{35}Ab_{65}$  para las mezclas fundidas secas; el campo de la leucita, ya muy reducido a 2 kbars ha desaparecido ahora. El campo de un solo feldespato disminuye notablemente a medida que desciende el líquido al aumentar la  $P_{H_2O}$ ; a 5 kbars (la máxima  $P_{H_2O}$  que puede desarrollarse a profundidades de unos 20 km) al solvus corta al sólido entre  $Or_{30}$  y  $Or_{60}$ . Esto significa que cristalizarán dos feldespatos a partir de cualquier mezcla fundida comprendida entre  $Or_{30}$  y  $Or_{60}$  con 5 kbars de  $P_{H_2O}$ . En otras mezclas fundidas y en las de cualquier composición con  $P_{H_2O}$  de 2-3 kbars, el feldespato cristaliza en una sola fase homogénea. Con el subsiguiente enfriamiento lento, hasta puntos situados en o por debajo del solvus, este feldespato homogéneo puede desmezclarse y dar un **intercrescimiento pertítico** de dos fases, una más potásica y otra más sódica.

Un feldespato alcalino homogéneo es inestable bajo el solvus, pero puede sobrevivir metaestablemente en un rápido enfriamiento en un ambiente

volcánico. Las pertitas son características en granitos feldespáticos alcalinos y sienitas, donde un lento enfriamiento en un ambiente plutónico permite que tenga lugar la exsolución.

**f) Textura poiquilitica.** Este término es heredado de los procesos metamórficos, donde se define a un porfiroblasto a aquel de crecimiento posterior a otros de tamaño más pequeño, a los cuales envuelve completamente. En el ambiente magmático se refiere, de modo similar, a fenocristales, ópticamente continuos, que encierran completamente a numerosos granos de varios minerales (Fig. 33). Una textura poiquilitica se usa muy comúnmente para determinar el orden de cristalización con el argumento de que si una especie mineral es encerrada por otra, entonces, ésta debe ser la primera en cristalizar. Esto es muchas veces verdad, pero ciertamente no siempre. Un ejemplo de esto está dado por la textura ofítica (plagioclasas englobadas en un piroxeno) en la que puede deberse a una cristalización simultánea. Se cita como evidencia al incremento del tamaño de los granos del feldespato desde el centro hacia los bordes. Es decir, que la textura se origina como resultado de una diferente tasa de nucleación y crecimiento, ya que un piroxeno único se nuclea y crece hasta un gran tamaño (baja tasa de nucleación) en contraste con muchos cristales pequeños del feldespato (tasa de nucleación mayor), que necesariamente quedan encerrados en el piroxeno (Fig. 34).

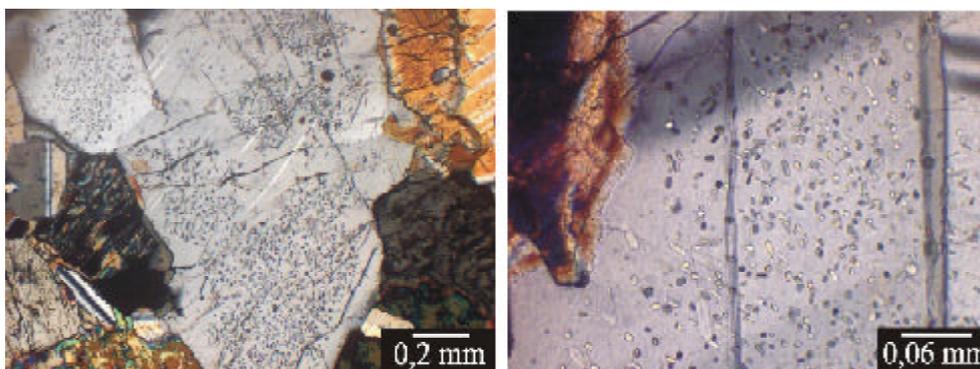


Fig. 33: cristales de plagioclasa con textura poiquilitica (gabro, Nx).

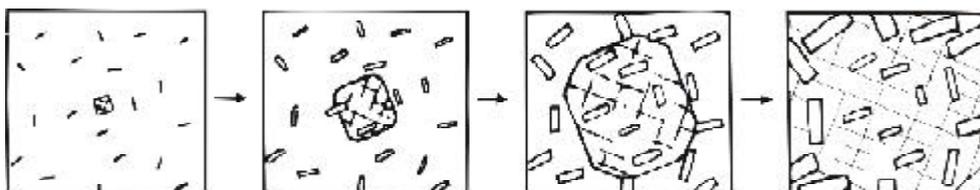


Fig. 34: desarrollo de textura ofítica por crecimiento simultáneo debido a diferentes velocidades de nucleación de piroxeno y plagioclasa. El grano de plagioclasa aumenta de tamaño hacia los márgenes del piroxeno.

**g) Texturas manteadas en los feldespatos.** En muchas rocas graníticas los cristales de microclino o de ortosa presentan los bordes recrecidos de albita (Fig. 35). En este caso la textura se denomina **rapakivi**, y si la relación es inversa, **antirapakivi**. Este tipo de estructuras reflejan un estado de dificultad inicial en la nucleación del cristal, seguido de un rápido crecimiento externo, sin el reestablecimiento del equilibrio. El fenocristal de feldespato actúa como centro de nucleación.

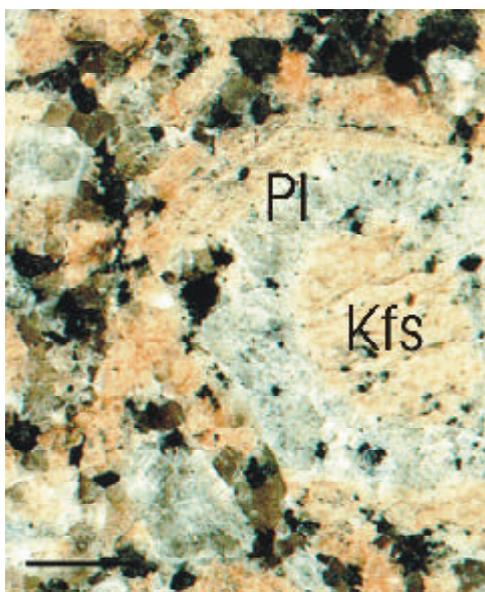


Fig. 35: textura rapakivi (muestra de mano pulida de un granito, x2).

La textura rapakivi indica una mezcla de magmas de diferente composición, con la consecuente reabsorción y/o reacción de los feldespatos, que sufren el reequilibrio con el líquido híbrido. El feldespato derivado del enfriamiento de un magma más félsico es rodeado por una solución a mayor temperatura (mezcla con un magma más básico). Este magma más básico es más rico en plagioclasa y el magma hibridizado puede subenfriarse con respecto a estos componentes, lo que explica el aspecto dendrítico o esqueletal de las plagioclasas sobrecrecidas.

Sin embargo, el proceso más común para la formación de feldespatos manteados está relacionado a la disminución de la presión de confinamiento en magmas subsaturados en fluidos, que llevan al sistema desde condiciones de altas P, donde es estable la fase Kfs + líquido a otras, donde es estable Pl + líquido, bajo descompresión. La disminución de P favorece la pérdida de gases (fluidos) y produce la estabilización de las plagioclasas.

**h) Coronas y bordes de reacción.** Así se denominan a las texturas que involucran minerales que envuelven a otros. Las coronas más típicas se desarrollan alrededor de los olivinos, en rocas gábricas; éstas representan reacciones de los bordes de los granos a altas temperaturas y bajo presiones dirigidas, entre minerales anhidros en una roca seca, completamente cristalina. En las coronas gábricas, los productos de reacción se desarrollan principalmente donde el olivino está en contacto con la plagioclasa (Fig. 36a). Los productos de reacción se disponen en anillos concéntricos, y la secuencia comúnmente incluye:

(olivino) + Opx + Cpx + espinelo simplectítico + (Pl)

(olivino) + Opx + Hb + espinelo simplectítico + granate + (Pl)

(olivino) + Opx + Cpx + granate + Cpx simplectítico + granate + (Pl)

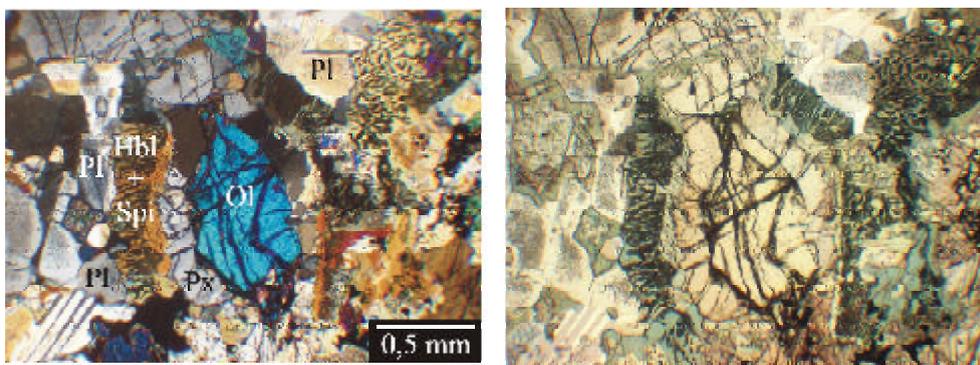


Fig. 36: (a) bordes quelífticos: corona de reacción entre cristales de olivino y plagioclasa, la corona consiste en olivino rodeado por piroxeno, y éste por hornblenda + espinelo dispuesto radialmente (gabro olivínico Nx y N//).

Otro ejemplo de coronas de reacción son las denominadas **texturas oclares** (Fig. 36b), que se observa en algunas rocas porfíricas, cuando los xenocristales se asemejan a ojos envueltos parcial o totalmente por cristales ordenados tangencial o radialmente y de crecimiento póstumo. Este es el caso de ojos de cuarzo rodeados por cristales de biotita o anfíbol, que se atribuye a procesos de mezcla de magmas, donde los fenocristales de cuarzo quedan incluidos en un magma básico, cuyos minerales ferromagnesianos cristalizan al ponerse en contacto con aquellos, que están a temperatura más baja.

También el desarrollo de coronas está relacionado con la importancia del agua durante la cristalización del magma. Por ejemplo, en el sistema diópsido-anortita, es posible la aparición de anfíbol de acuerdo a la reacción:

diópsido +  $H_2O$  = anfíbol

Si el diópsido es la primera fase mineral en aparecer, su continua cristalización da lugar a la concentración de  $H_2O$  disuelta en el fundido debido a que el diópsido no posee  $H_2O$  en su estructura cristalina. La cristalización de anortita

tiene el mismo efecto, pues es anhidra. Como la presión parcial de  $H_2O$  se incrementa, el anfíbol se torna la fase estable antes que el diópsido. Mántos epitaxiales en augita y reemplazo parcial del piroxeno son muy comunes en rocas dioríticas y forma parte de las series de reacción de Bowen.

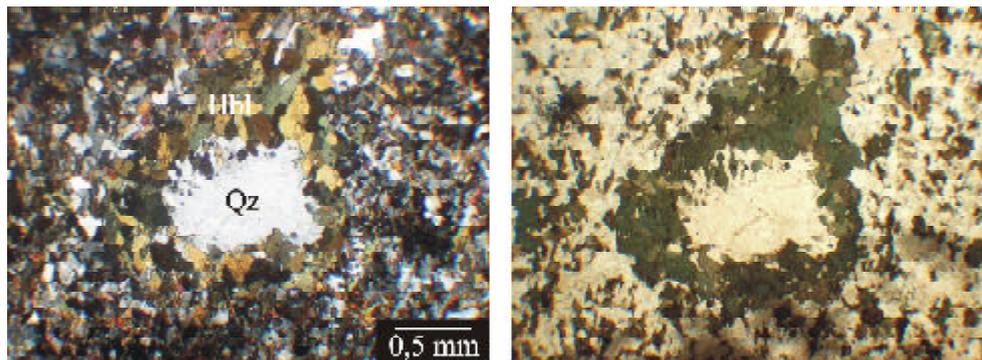


Fig. 36 (b) textura ocelar: xenocristal de cuarzo rodeado de numerosos cristales de hornblenda (diorita, Nx y N//).

Cuando las coronas secundarias se disponen como cortezas concéntricas de piroxeno u hornblenda con una textura fibrosa radial alrededor de olivino o granate, éstas se suelen denominar **bordes quelifíticos** y son comunes en rocas básicas y ultrabásicas.

### Texturas Especiales de Rocas Volcánicas

En las rocas volcánicas, los procesos de diferenciación magmática son incompletos o directamente están ausentes, a diferencia de sus equivalentes plutónicas debido a una historia de rápido enfriamiento. Por otra parte las condiciones extremadamente cambiantes de temperatura, presión de  $H_2O$ , etc. hacen que sea difícil mantener el equilibrio entre las fases minerales que cristalizan y el líquido magmático, por lo que son comunes las texturas de reacción. Es común en estas rocas, dos o más eventos de nucleación y crecimiento cristalino, lo que da lugar a la formación de más de una generación de cristales, en una textura porfírica bi- o trimodal.

Las principales características texturales de las rocas volcánicas están así caracterizadas por condiciones de enfriamiento rápido, reacciones de no equilibrio, con pérdida repentina de presión de fluidos y generalmente con más de un evento de cristalización. Estos factores son los responsables de las texturas volcánicas a las que haremos referencia a continuación:

En rocas riolíticas y dacíticas son comunes los fenocristales que representan una cristalización pre-eruptiva a un bajo grado de sobre-enfriamiento. Los fenocristales de cuarzo presentan comúnmente golfos y bahías, lo que marcaría un desequilibrio debido al decrecimiento de la presión de agua, durante el

ascenso del magma. Los fenocristales suelen estar englobados en una matriz vítrea o cristalina con desarrollo de una **textura felsítica** (Fig. 37a). Esta textura resulta de un muy alto grado de sobreenfriamiento, donde los cristales son anhedrales y forman un mosaico de grano fino generalmente compuesto por cuarzo y feldespato alcalino. La textura felsítica representa una combinación de muy bajas tasas de difusión y crecimiento. La **textura esferulítica** (Fig. 37b y c), también indica un grado de sobreenfriamiento muy elevado. Las esferulitas son masas radiales formadas por material cristalino que crece rápidamente hacia fuera en todas direcciones, a partir de un foco de nucleación. En las riolitas, las esferulitas están compuestas por cuarzo y feldespato alcalino y en sus extremos muestran un patrón de grano muy fino de cristales de cuarzo interconectados, dentro de un único cristal de feldespato. Las esferulitas indican que el factor dominante durante la cristalización es la difusión. El material que constituirá el cristal en crecimiento, no puede trasladarse fácilmente a todos los sitios donde crece el cristal, por lo tanto, cada individuo crece sólo a lo largo de la dirección de crecimiento más rápida y hacia los sitios donde se encuentran nuevo material. El modo más eficiente para que se produzca esta cristalización es en forma radial o acicular. Los focos de nucleación de las esferulitas pueden ser fenocristales pre-existentes, o en otros casos están centradas en cavidades. Las esferulitas están frecuentemente incrustadas en una matriz de textura felsítica, por lo que se interpreta que se habrían desarrollado antes que ésta.

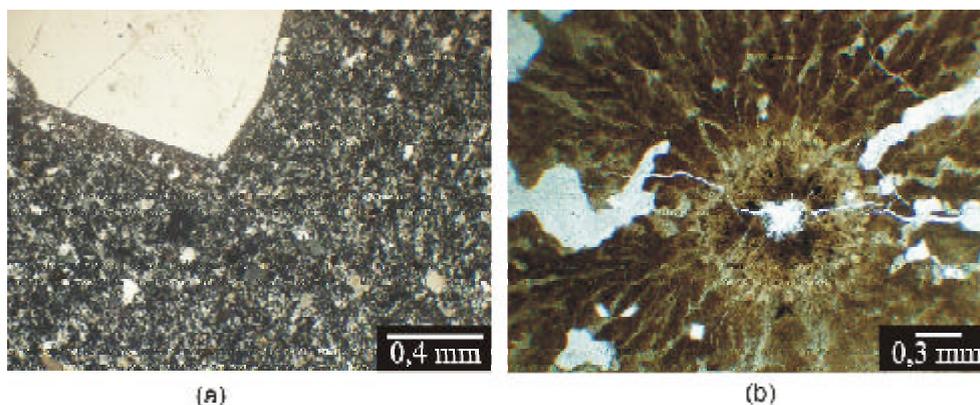


Fig. 37: (a) matriz con textura felsítica (dacita, Nx). (b) textura esferulítica: esferulita de feldespato alcalino formada por desvitrificación de vidrio volcánico (N//).

Las esferulitas también pueden consistir en una masa abierta, de menor densidad de cristales radiales, como resultado de un grado menor de sobreenfriamiento. En las riolitas éstas esferulitas abiertas están usualmente englobadas por cuarzo de manera poiquilítica (y a veces en polimorfos de la sílice), formando la **textura copo de nieve** (snowflake).

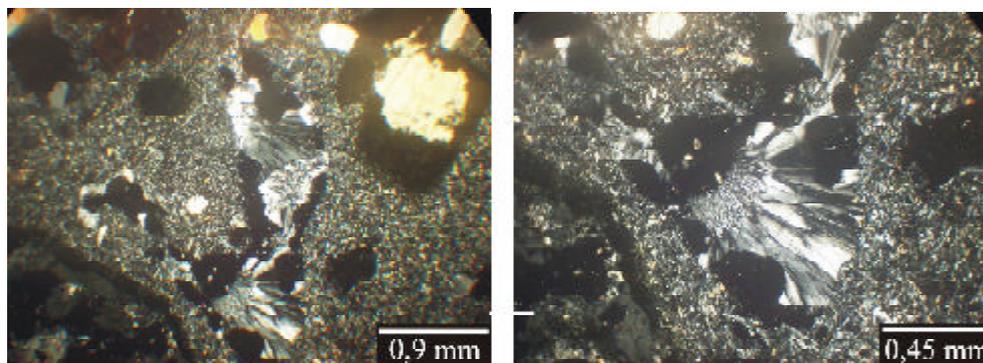


Fig. 37: (c) esferulitas de zeolitas relleno de vesículas de un basalto (Nx).

Las rocas volcánicas con menos del 20% de cuarzo, que incluyen a traquitas, latitas, andesitas y basaltos están dominadas por cristales de feldespatos inequidimensionales. La **textura traquítica** (Fig. 38a y b) consiste en un agregado de microlitos (cristales incipientes muy pequeños, generalmente de feldespatos) que se disponen paralelos o diferencialmente orientados debido a flujo, en una mesostasis criptocristalina o vítrea. Algunos petrólogos subdividen a la textura traquítica en **textura pilotáctica** y **textura hialopilitica** (Fig. 38c), dependiendo de si el material que está entre el feldespato es cristalino o vítreo. En el caso de que los microlitos presenten una disposición al azar se denomina **textura afieltrada** (Fig. 38d).

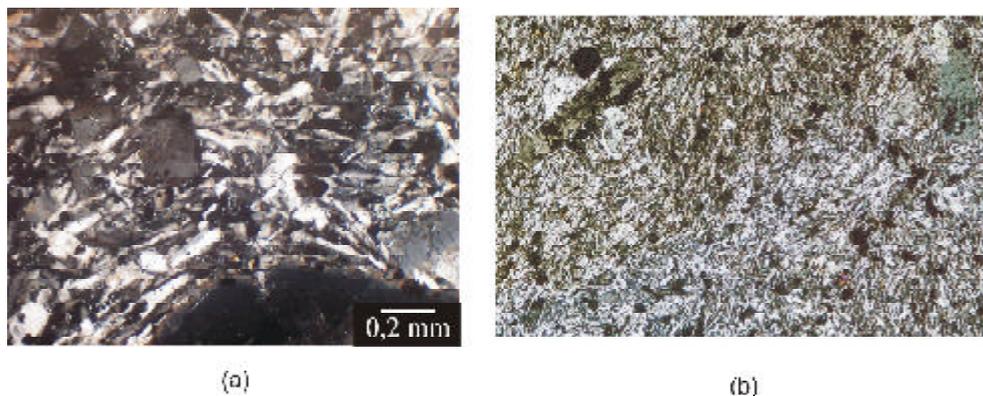


Fig. 38: textura traquítica (o textura pilotáctica). (a) orientación subparalela de microlitos de feldespato potásico, particularmente notable alrededor de los fenocristales (traquita, Nx); (b) microlitos orientados de feldespato alcalino, nótese que más que una dirección de alineación general, existen varios dominios en la fotografía, cada uno con su propia dirección de alineación preferencial (traquita Nx, x16)

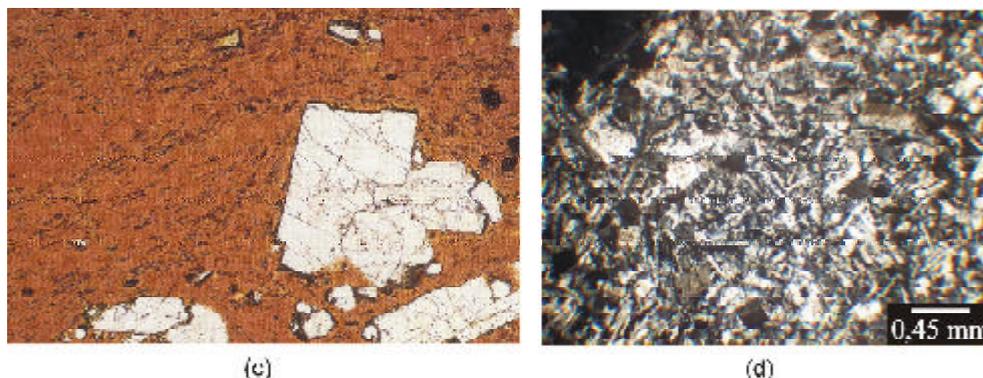


Fig. 38: (c) textura hialopilitica. Los microlitos de feldespato en esta roca vítrea tiene una dirección de elongación preferencial, en las cercanías de los fenocristales de feldespato y cristales de opacos, los microlitos siguen el contorno de éstos (pitchstone N//, x20); (d) textura afieltrada. Los microlitos presentan una disposición al azar (traquita, Nx).

Entre las texturas **intersticiales**, se reconocen dos variedades en base al material que ocupa el espacio entre el feldespato. La disposición de pequeños minerales opacos y de piroxenos entre las tablillas del feldespato dominante, se denomina **textura intergranular** (Fig. 39) y es particularmente característica de basaltos. La presencia de vidrio entre las tablillas de feldespato da lugar a la **textura intersertal** (Fig. 40); el vidrio puede ser fresco o haber sido alterado a palagonita, clorita, analcima o minerales de arcilla o incluso haber sido desvitrificado. La **textura ofítica** (Fig. 41a) es una variante de textura poiquilitica en que grandes cristales de piroxeno, engloban pequeños cristales elongados de feldespatos dispuestos al azar. En el caso de que los cristales de feldespatos sean de mayor tamaño, de modo que el piroxeno los englobe parcialmente se habla de **textura subofítica** (Fig. 41b). Si es vidrio lo que rodea al feldespato en lugar de piroxeno se denomina **textura hialofítica** (Fig. 41c).

El desarrollo de la textura ofítica puede ser interpretado mediante el diagrama tricomponental albita - anortita - diópsido (Fig. 42) que es una aproximación al magma a partir del cual cristalizan gabros y basaltos. En este diagrama se pueden trazar varias secuencias de cristalización: uno de estos caminos (1) comienza en la región del fundido donde comienza a cristalizar una plagioclasa relativamente cálcica, continuando hasta interceptar la superficie del líquido de la plagioclasa. La composición del fundido desciende por la superficie líquidus hasta la línea cotéctita (Di - An). Si la plagioclasa es zonada (por un desequilibrio en la cristalización) se hace progresivamente más sódica, lo que queda representado en el diagrama por la trayectoria curva (convexa hacia la Ab). Al interceptar la línea cotéctica comienza a cristalizar diópsido junto a la plagioclasa. La cristalización de ambas fases continua por la línea cotéctica hacia la albita hasta que se consume el fundido.

Si las velocidades de nucleación y crecimiento del cristal son apropiadas, puede haber una evidencia textural de que la plagioclasa comenzó a cristalizar antes que el piroxeno, como lo es la **textura ofítica**, común en rocas magmáticas máficas. Si la velocidad de nucleación del diópsido es relativamente alta, muchos granos pequeños de este mineral se concentrarán entre los cristales tabulares de plagioclasa generando una **textura intergranular**.



Fig.39: muestra de dolerita con textura intergranular. Cpx (minerales coloreados) y Ol incluidos en individuos de plagioclasa ( Nx, x15).

La textura más común en rocas basálticas es la **intergranular**, que consiste en una masa de microfenocristales, donde la base es de plagioclasa de hábito elongado, sin orientación, entre las que se disponen pequeños granos de piroxenos y opacos. Si hay vidrio presente, la textura grada a intersertal. La masa de microfenocristales crece durante la etapa final rápida de enfriamiento, que acompaña al emplazamiento o extrusión del magma. Consideremos un cristal, limitado por caras creciendo en un magma sobreenfriado. La forma de equilibrio de este cristal es la de menor energía, y esto se consigue con caras planares regulares, pero esto requiere que la difusión sea capaz de movilizar los átomos a los sitios adecuados tan rápidamente como el cristal crece. Durante el enfriamiento de un magma esto no sucede: la velocidad de difusión decrece mientras que la velocidad de crecimiento se incrementa. El material para el crecimiento del cristal puede ser suministrado más eficientemente en los bordes y esquinas del cristal debido a que estos sitios están rodeados por un mayor volumen de magma que el centro del cristal. Así, los bordes y esquinas del cristal crecen más rápidamente que el resto y da lugar a hábitos elongados.

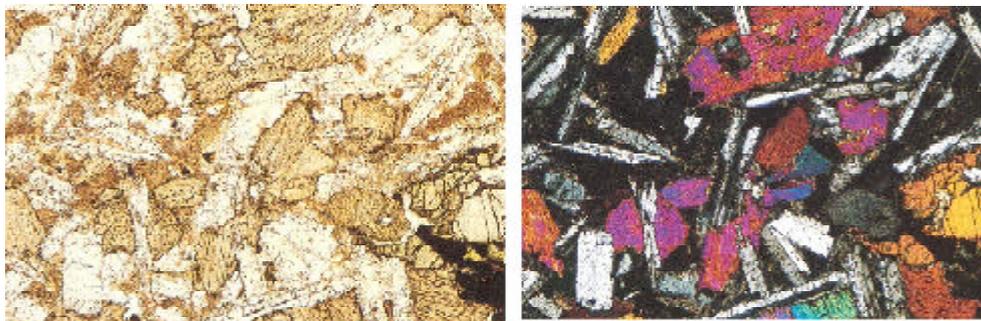


Fig. 40: textura intersertal. Cristales de plagioclasa rodeados de analcima (incolores con N// e isotrópica con Nx), otras plagioclasas están parcialmente incluidas en piroxeno (dolerita x23. N// y X).

Cuando la roca volcánica está compuesta por un mosaico totalmente vítreo, la textura se denomina precisamente **vítrea** y la misma a su vez puede desarrollar un aspecto craquelado, que forma estructuras esferoides, debido a la contracción durante el enfriamiento, que se conoce como **textura perlítica**. A veces pueden reconocerse, dentro de este mosaico vítreo, pequeños cristales incipientes, de hábito acicular, denominados **cristalitos**, y si tienen hábito redondeado, se conocen como **globulitos**.

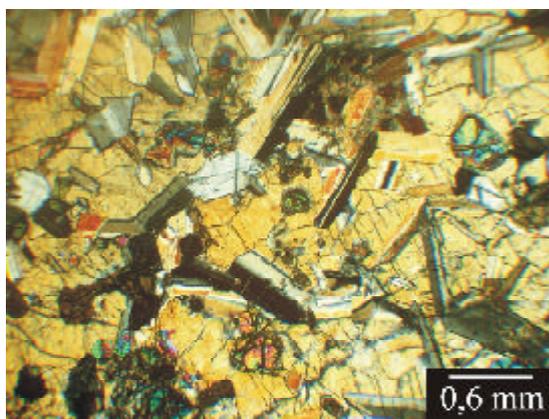


Fig. 41: (a) textura ofítica: cristal de augita encierra a numerosos cristales de Plagioclasa dispuestos al azar (gabro, Nx)

La **Textura de Flujo** se desarrolla tanto en rocas vítreas como en rocas de grano fino, se caracteriza por un patrón ondulado o arremolinado en el que minerales prismáticos o laminares están orientados a lo largo de planos de flujo. (Fig. 43).

### Estructuras

El término estructura se refiere a rasgos en gran escala reconocibles en el campo o en muestras de mano, dados por la distribución y ordenamiento de

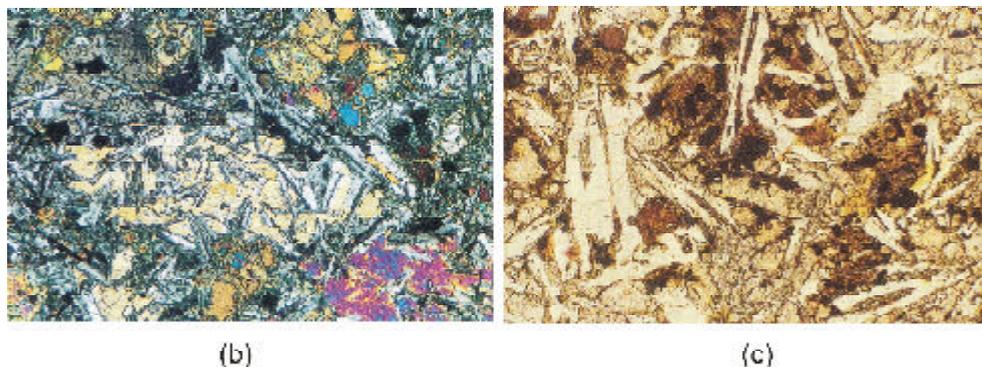


Fig. 41: (b) textura subofítica. Cristales de plagioclasa incluidos total y parcialmente en cristales de augita (dolerita olivínica Nx y N//, x 27); (c) textura hialofítica. Cristales de plagioclasa rodeados por vidrio desvitrificado de color pardo oscuro (basalto oceánico N//, x65).

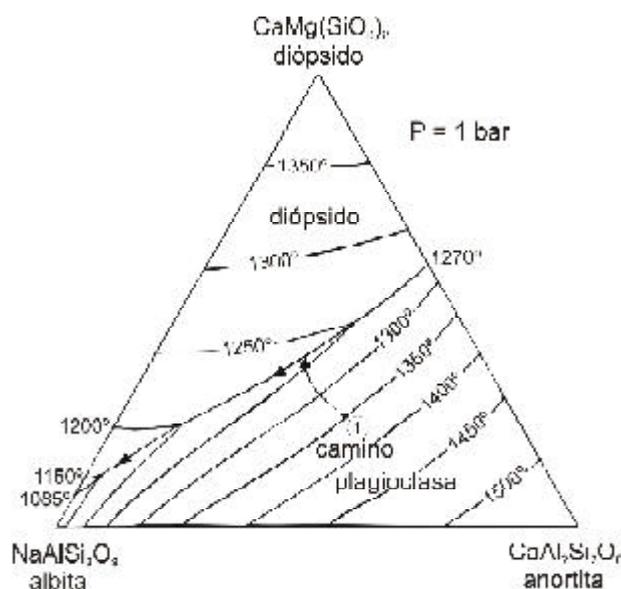


Fig. 42: diagrama del sistema albita - anortita - diópsido (traducido de Hibbard, 1995).

los minerales. Es decir, si la roca es homogénea o si presenta ciertas características que le dan una heterogeneidad según la escala de observación.

Si la roca es homogénea hablamos de una **estructura maciza**. La heterogeneidad puede estar dada por **bandeamiento, foliación o lineación**, como por ejemplo ocurre en los bordes de algunos plutones en que los minerales tabulares se orientan paralelos a las líneas de flujo. El término “fábrica” puede ser utilizado para designar tanto una estructura como una textura, cuando no podemos establecer un limite definido entre ambas o cuando no hacemos referencia a la escala de observación.

Es importante, por otro lado, reconocer cuales estructuras son de carácter primario, es decir, aquellas originadas bajo condiciones magmáticas, desarrolladas durante la formación de la roca y por los procesos y mecanismos relacionadas a su consolidación y emplazamiento, y cuales son estructuras de índole secundaria, o sea las que se originaron con posterioridad a la consolidación y emplazamiento. Ejemplos de las primeras son las lineaciones minerales o foliaciones magmáticas que se reconocen en las fases de bordes de los cuerpos graníticos, que se forman como consecuencia de la interacción mecánica entre el magma, en parte líquido y en parte cristalizado y las paredes de la roca de caja. Este flujo laminar del magma orienta feldespatos inequidimensionales y micas con un ángulo pequeño respecto al plano de flujo y con el eje mayor mas o menos paralelo a la dirección del flujo. La velocidad diferencial del flujo, como por ejemplo la originada por la resistencia contra las paredes de la cámara

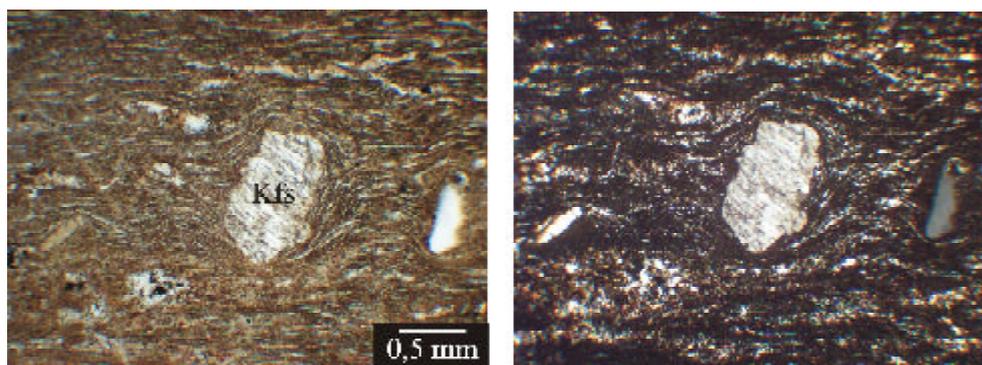


Fig. 43: Textura de flujo (riolita, N// y Nx).

ra magmática, produce una imbricación de cristales tabulares. Tales alineamientos de cristales definen una foliación visible en cortes delgados y en muestras de mano. Por otra parte, ejemplos de estructuras secundarias son las lineaciones o foliaciones originadas por metamorfismo dinámico.

Otros tipos de estructuras primarias son:

**a) Estructura miarolítica:** está dada por cavidades angulares, a veces rellenas por cristales de minerales como turmalina, cuarzo o fluorita, generadas en las rocas plutónicas debidas a la contracción que ocurre durante la congelación del magma o por emisión tardía de gas al final de la cristalización, indicando un emplazamiento somero (Fig. 44).

**b) Estructura orbicular:** las orbículas son segregaciones de forma esférica que constan de un núcleo de feldespato potásico rodeado por un borde fibrorradiado de oligoclasa. Se formarían al estar el fundido, en donde existen cristales de feldespato, sometido a un movimiento turbulento (Fig. 45).



Fig. 44: Estructura miarolítica en un testigo de perforación de granito.

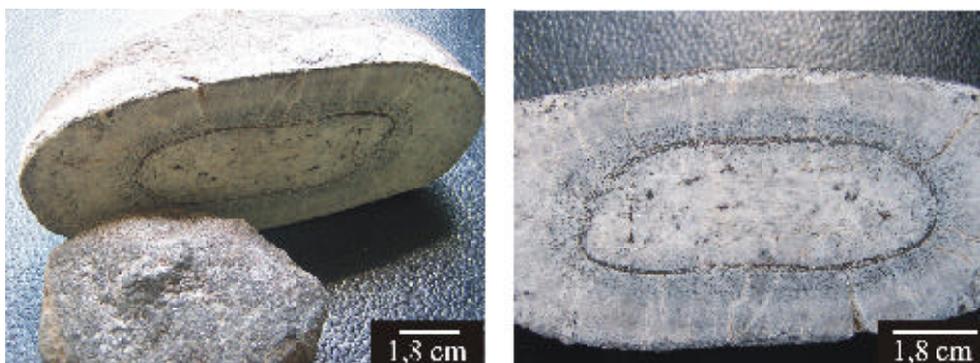


Fig. 45: Estructura orbicular

**c) Estructura Vesicular y Amigdaloida:** al expandirse los gases en las lavas, generalmente se forman cavidades o vesículas de formas esféricas, ovoides o irregulares. Subsecuentemente pueden ser rellenas por minerales deutéricos o secundarios, tales como ópalo, calcedonia, clorita, calcita y zeolitas, para formar amígdalas (Fig. 46).

### Productos de Alteración o Reemplazo Mineral

Una secuencia normal de los eventos geológicos es que las condiciones de P y T y la presencia de un magma o determinados fluidos cambien continuamente en el espacio y el tiempo. En el caso de que asociaciones sedimentarias de baja T sufran un profundo metamorfismo progresivo, el incremento de T da como resultado una fuerte reconstitución de la roca. Las texturas y las formas de los granos originales son destruidas como respuesta a reacciones que se incrementan rápidamente con la T, ayudado por fluidos que progresivamente son expulsados de la roca. El corolario es que la total reconstrucción de esta roca es menos probable cuando asociaciones minerales de alta T están sujetas a

temperaturas menores; con frecuencia las texturas y las formas de los granos primarios son preservadas, aunque granos menores individuales pueden ser alterados si la roca es alcanzada por determinados fluidos.

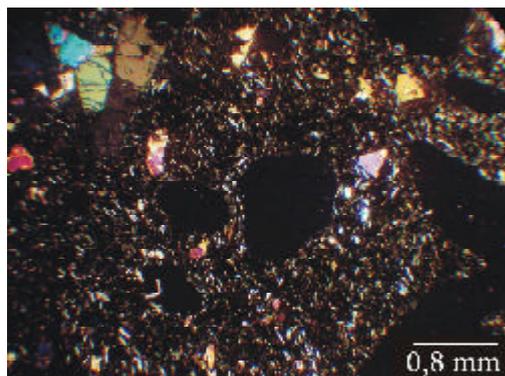
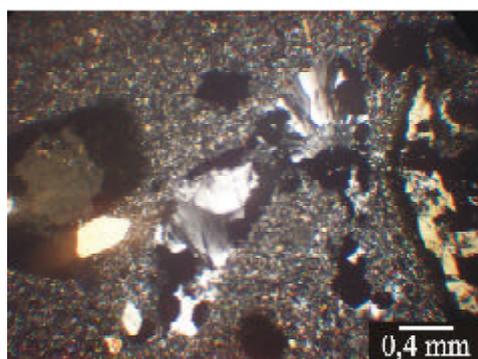
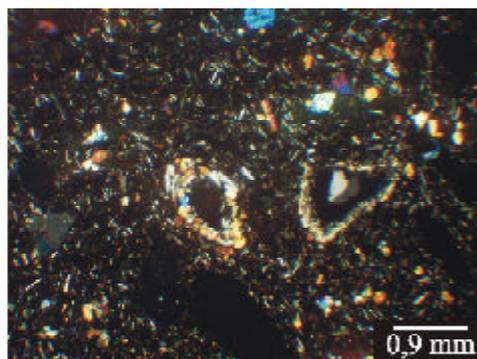


Fig. 46: (a) estructura vesicular. Cavidades subsféricas distribuidas aleatoriamente en un basalto (Nx y N//)



(B)

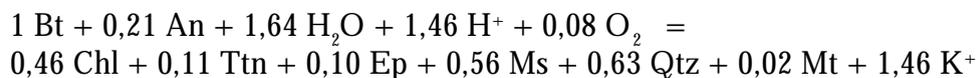


(C)

Fig. 46 (b) las vesículas originales de este basalto están rellenas por zeolitas (Nx); y (c) las vesículas están rellenas en parte por piroxenos (Nx y N//).

El reemplazo de granos individuales pre-existentes es, por lo tanto, más característico de procesos tales como alteración deutérica, intemperismo, metamorfismo retrógrado o metamorfismo en rocas ígneas. Los principales procesos de reemplazamiento se discutirán a continuación.

- a) Cloritización.** La biotita se altera a clorita fácilmente a temperaturas bajas o moderadas y el producto se presenta con frecuencia como capas intercaladas de ambos minerales por adición de agua en la estructura de la mica original. Sin embargo también hay que considerar el comportamiento del K<sup>+</sup> y otros iones. Por lo tanto el proceso de cloritización en granitoides respondería a la siguiente reacción:



El K<sup>+</sup> liberado por la biotita sericitiza la plagioclasa y el Ca liberado de la plagioclasa es usado para producir epidoto y titanita, que se encuentran muchas veces localizados entre las láminas de micas. La reacción conserva el magnesio en la clorita.

**b) Pertitas de reemplazo.** El desarrollo de pertitas es más simple químicamente que la cloritización de biotita. Aunque como se vio antes, las pertitas de grano fino son el resultado de procesos de desmezcla, las pertitas de grano más grueso resultan de fluidos que llevan a ese aumento del tamaño de grano. Las evidencias para ello son dobles: por un lado las venas y parches de las pertitas están usualmente alteradas y presentan inclusiones fluidas; y por otro lado se ha establecido experimentalmente que los iones de K<sup>+</sup> y Na<sup>+</sup> son fácilmente intercambiables entre el feldespato de K (o Na) y fluidos ricos en Na (o K). Así las pertitas de grano más grueso representan un mutuo reemplazo en un sistema esencialmente cerrado.

**c) Uralitización.** Una roca ígnea seca, masiva y totalmente cristalina es muy resistente a cambios metamórficos, no sólo por carecer de fluidos y canales de fluidos necesarios para las reacciones minerales, sino también a causa de la dificultad para deformarse, ciertamente mayor que la de sedimentos vecinos. No obstante, los fluidos ricos en agua que son los productos finales de la cristalización ígnea, pueden alterar una masa ígnea ya enfriada, y solidificada, particularmente cerca de los bordes del plutón y a lo largo de diaclasas y fracturas. Tales alteraciones son llamadas **deutéricas** más que metamórficas pues se consideran intrínsecas a los procesos ígneos.

Un producto característico de alteración deutérica es el reemplazo de piroxeno por fibras o agujas de anfíbol denominado **uralitización**. Este proceso implica fundamentalmente incorporación de agua en la estructura del piroxeno.

**d) Sericitización, caolinitización y sausrutización.** La formación de sericita requiere fundamentalmente la adición de agua y K<sup>+</sup> y la sericitización sólo tendrá lugar si hay disponible fluidos ricos en agua. Una importante fuente de K<sup>+</sup> puede ser encontrada en la cloritización de biotita: el K<sup>+</sup> liberado reacciona con el componente anortítico de la plagioclasa, que libera Ca<sup>2+</sup>. La plagioclasa zoneada es más fácilmente sericitizada en las partes ricas en An. Un fuerte sistema hidrotermal puede generar un flujo general de iones de modo que una intensa sericitización es acompañada por un metasomatismo de K generalizado.

A diferencia de la uralitización y la cloritización de biotita, la sericita crece sin orientación definida. Sin embargo, en algunos feldespatos, grandes láminas de sericita están alineadas más o menos paralelamente a las trazas de clivaje, probablemente en respuesta al más fácil acceso de los fluidos a lo largo de esas direcciones. La difusión es el factor que controla la velocidad de la sericitización: la reacción depende del abastecimiento de fluidos y  $K^+$ , sin embargo los productos crecen solamente en sitios específicos, como zonas particulares dentro de la plagioclasa, probablemente debido a la relativa inmovilidad del Si y Al.

La caolinitización, formación de caolín ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ) deriva de la alteración de feldespatos alcalinos y micas a partir de fluidos ricos en agua y consiste fundamentalmente en la liberación de Si y Al de la estructura de éstos para conformar los nuevos minerales caoliniticos, de menor temperatura. A diferencia de la sericita, que crece, como se dijo, en sitios específicos, la caolinita se desarrolla cubriendo la mayor parte del mineral reemplazado, precisamente porque el Si y Al necesarios para su formación, está disponible en todo el cuerpo del mineral.

La saussurita es otro producto común de alteración de plagioclasa, donde la adición de agua cambia el componente An a epidoto (clinozoicita o zoicita) y la plagioclasa residual se torna más albítica. La saussurita común ilustra como productos de reacción hidrotermal tienden a crecer primero en sitios localizados; de este modo las zonas ricas en An en plagioclasas, desarrollan selectivamente epidoto. Y también ilustra el comportamiento contrastante de la plagioclasa, la cual cambia su composición a albita de una manera perfectamente coherente (no lo hace en núcleos) mientras el epidoto se nuclea fácilmente y crece sin orientación, dentro de la plagioclasa.

**e) Serpentinización.** Este proceso es la alteración pervasiva más común en olivino. En el caso de una peridotita, la roca completa puede convertirse en serpentinita y la alteración involucra tanto al olivino como al piroxeno. El Fe del olivino es frecuentemente depositado como magnetita y brucita, frecuentemente mezclados con la serpentina producida por la alteración. Esta alteración requiere la adición de agua y con frecuencia Si es adicionada mientras que Mg se pierde en la solución; el proceso involucra un incremento de volumen superior al 50% para una completa alteración. Como consecuencia de esta expansión, en rocas gábricas son comunes fracturas en plagioclasas, rellenas con serpentina, que radian desde el olivino serpentinizado.

## Bibliografía

- Bard, J.P., 1985. *Microtexturas de Rocas Magnéticas y Metamórficas*. Editorial Masson, 181 pp.
- Bowen, N. L. 1913. *Melting phenomena in plagioclase feldspars*, Am. Jour. Sci., 35:577-59.
- Bowen, N. L. y Tuttle, O. F. 1950. *The System Na<sub>2</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O*. Jour. Geology, 58:489-511.
- Castro Dorado, A. 1989. *Petrografía Básica*. Editorial Paraninfo S.A.
- Hibbard, M. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Editorial Prentice Hall. 587 pp.
- Ktze, R. 1983. *Symbols for rock-forming minerals*. American Mineralogist, 68: 277-279.
- MacKenzie, W.; Donaldson, C. y Guilford, C., 1995. *Atlas of Igneous Rocks and their textures*. Editorial Longman. 148 pp.
- MacKenzie, W. y Adams, A., 1996. *A color Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. Editorial J. Wiley and sons. 192 pp.
- Schairer, J. F. and Bowen, N. L. 1947. *The System anorthite-leucite-silica*. Society Geological Finlande Bulletin. 20: 67-87.
- Shelley, D., 1983. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Editorial Chapman and Hall. 445 pp.
- Turner, F y Verhoogen, 1978. *Petrología Ígnea y Metamórfica*. Editorial Omega. 726 pp.
- Williams, H.; Turner, F. y Gilbert, C., 1968. *Petrografía*. Editorial Continental. 430 pp.