

CAPÍTULO 12

TEXTURAS DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

Pablo Diego GONZÁLEZ¹

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET). Av. Julio A. Roca 1242. R 8332 EXZ. General Roca, Río Negro. E-mail: pdgonzalez@unrn.edu.ar

12.1. INTRODUCCIÓN

El mapeo del tamaño, la forma y los contactos de los cuerpos ígneos y sus rocas de caja, vistos en los capítulos precedentes, y el estudio petrográfico de sus texturas son esenciales para comprender la evolución geológica de un distrito ígneo y establecer correctas correlaciones con otras regiones. Las texturas de los cuerpos ígneos aportan información sobre la naturaleza intrusiva o extrusiva de las unidades ígneas, la historia térmica de enfriamiento del magma, la magnitud del contraste térmico entre el magma y las rocas de caja, la dinámica del magma en el interior de los cuerpos, la relación cristales / fundido residual -o fluidos- en etapas póstumas del emplazamiento y la vesiculación y fragmentación del magma, entre otros.

El desarrollo de las texturas depende de la velocidad de enfriamiento del magma, por lo cual no se las puede utilizar directamente para estimar la profundidad de cristalización del magma. Como se verá más adelante en este mismo capítulo, algunos diques riolíticos superficiales de gran espesor exhiben texturas que varían desde porfíricas hasta microgranosas (Llambías *et al.* 2005), típicas de ambientes volcánico y plutónico respectivamente, y también algunas coladas potentes de basaltos tienen texturas porfíricas transicionales con microgranosas (González 1998). En ambos casos, la formación de la textura microgranosa no depende de la profundidad sino de la velocidad de intercambio de calor, de la magnitud del contraste térmico entre los cuerpos ígneos y sus rocas de caja y del tamaño y espesor de los cuerpos.

La literatura geológica referida a la petrografía y sistemática de las rocas ígneas es abundante, con algunos libros clásicos como Teruggi (1950), Harker (1960), Cox *et al.* (1979), Bard (1985), Mac Kenzie *et al.* (1982), Best (1984), Mc Birney (1984), Thorpe y Brown (1985), Castro Dorado (1989, 2015), McPhie *et al.* (1993), Hibbard (1995), Best y Christiansen (2001), Philpotts y Ague (2010), Winter (2012), entre otros. Se remite al lector a estas contribuciones con el fin de consultar detalles descriptivos de las texturas ígneas y sus implicancias genéticas, químicas o petrológico-tectónicas, y además para ampliar la cantidad de especímenes de rocas ígneas vistas en muestra de mano y al microscopio petrográfico, con ejemplos clásicos que provienen de los distritos ígneos más conocidos del mundo.

El objetivo de este capítulo es familiarizar a los alumnos y colegas con las texturas más comunes de los cuerpos ígneos intrusivos y extrusivos, y aquellas que son transicionales entre

unidades plutónicas y volcánicas. Para ello se exponen caracterizaciones concisas, se relacionan con la historia térmica de enfriamiento de los cuerpos ígneos y se ilustran mediante fotografías en muestra de mano o de secciones delgadas, con ejemplos procedentes de los principales cuerpos ígneos de la Argentina. Dado que no es atractivo ni didáctico tratar las texturas como un compendio sistemático, el análisis y la descripción de las mismas está enfocado a su ubicación dentro del contexto geológico de la evolución térmica de los cuerpos ígneos.

Las texturas están organizadas según la yacencia de los cuerpos ígneos en intrusivas, extrusivas y transicionales entre unidades plutónicas y volcánicas. En el caso de las texturas extrusivas se separan las que caracterizan a los cuerpos no fragmentados (lavas) de los fragmentados (ignimbritas, tobas). La reseña de las texturas ígneas producidas por fragmentación del magma complementa a las caracterizaciones ya hechas en los capítulos precedentes. En líneas generales, las texturas de las tobas e ignimbritas están ilustradas con ejemplos de las últimas erupciones actuales de los volcanes andinos.

Adicionalmente se describen en forma sucinta las texturas cumuláticas de los cuerpos intrusivos máfico-ultramáficos, ya que su formación ha sido motivo de debates y discusiones en los últimos años, con lo cual se ha alcanzado cierto grado de comprensión del origen de las mismas.

En el capítulo 11 de la 3ra. Edición del libro de Geología de los Cuerpos Ígneos (González 2008) se exhibe una breve reseña de las texturas magmáticas que cristalizan sincrónicamente con una deformación y que son comunes en varias áreas de basamento ígneo-metamórfico de Argentina. En la presente contribución de las texturas de los cuerpos ígneos, que es una Edición Especial en conmemoración de los 70° años de la creación de la Asociación Geológica Argentina, dicho tema es incorporado y redistribuido en el capítulo 13 de las estructuras magmáticas en granitoides (D'Eramo y Pinotti).

12.2. MÉTODOS Y TÉCNICAS DE ANÁLISIS TEXTURAL

La *petrografía* es la rama de la Geología que se ocupa de la descripción sistemática e interpretación de la mineralogía y textura de las rocas. La petrografía cualitativa clásica ha sido clave en la

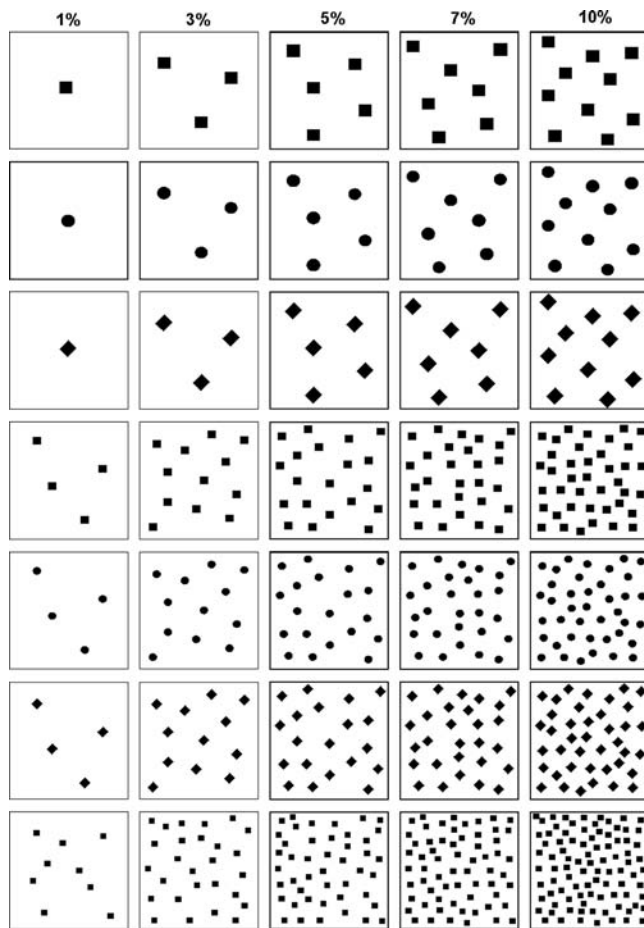


Figura 12.1: Diagramas con porcentajes modales para tres tamaños de granos y hábitos de minerales diferentes.

caracterización bidimensional (2D) de las rocas ígneas, tanto en muestra de mano, a ojo desnudo o con la ayuda de una lupa, como en secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico. Tal caracterización incluye descripciones de los minerales y sus alteraciones, del tamaño, la forma y la distribución de tamaños de los cristales, la disposición espacial, el tipo de agrupamiento de los cristales, etc.

Recientemente se han desarrollado técnicas cuantitativas sofisticadas de análisis petrográfico en tres dimensiones (3D), mediante programas de computación, imágenes tomográficas de rayos-X, etc., con el fin de obtener modelos de distribución estadística de tamaños de cristales en una roca, de simulación del crecimiento textural, reproduciendo texturas virtuales en computadora para compararlas con los casos reales, o de estimación de la permeabilidad primaria en rocas ígneas, midiendo la relación cristales/poros (Jerram y Kent 2006). La combinación de los modelos texturales en 3D y los estudios experimentales de laboratorio resulta útil para comprender mejor el análisis petrográfico clásico en 2D de las texturas, y obtener importante información petrológica del orden de cristalización de los minerales, tiempo y velocidad de la cristalización, la deformación de los cristales, etc.

La distribución estadística de los tamaños de cristales de los minerales o *crystal size distribution* (la sigla en inglés es *CSD*) se define como el número de cristales de un mineral por unidad de volumen, dentro de un conjunto definido de intervalos de tamaño. La distribución estadística de los tamaños de cristales más adoptada por las rocas ígneas es rectilínea, exhibida en un diagrama donde se grafican el \ln de la densidad de población *versus* el tamaño de los cristales (mm), aunque también hay algunos casos de diagramas con distribución de los tamaños de cristales adoptan formas curvas de concavidad hacia arriba (Marsh 1988, 1998). La distribución de tamaños de los cristales de las rocas ígneas puede seguir cualquier función estadística, aunque se aproxima a modelos ideales, como por ejemplo el semi-logarítmico, el log-normal y el fractal (Marsh 1988, Fowler 1990, Higgins 2006). Este último modelo es el menos conocido de los tres y sigue una distribución más o menos regular de tamaños, que es invariable según la escala de observación mesoscópica o microscópica, o sea que puede considerarse como un *fractal*. En el Diccionario de la Lengua Española de la Real Academia (<http://www.rae.es/>) la palabra fractal tiene la siguiente acepción: “*figura plana o espacial, compuesta de infinitos elementos, que tiene la propiedad de que su aspecto y distribución estadística no cambian cualquiera que sea la escala con que se observe*”. Los modelos de distribución estadística de los tamaños de cristales en las rocas ígneas no serán tratados aquí en detalle porque están fuera de los objetivos del capítulo.

La petrografía cualitativa de muestras de mano o al microscopio incluye la identificación de los minerales, el conteo modal de los porcentajes minerales y el análisis de las texturas. A ojo desnudo o con la ayuda de una lupa de mano se pueden distinguir todos los minerales por sus propiedades físicas más comunes (color, forma, hábito, maclas, clivaje, dureza, etc.), incluso los accesorios que son de menor tamaño que los esenciales. En particular, se pueden diferenciar las plagioclasas de los feldespatos alcalinos, por las maclas polisintéticas de albita y la zonación composicional que poseen las primeras, y por las pertinitas de los segundos.

Los porcentajes modales de los minerales se pueden estimar visualmente en las muestras de mano en forma aproximada, o bajo el microscopio el conteo preciso de las modas mineralógicas se practica con un contador de puntos, analógico o digital y adosado a la platina. La estimación visual aproximada (la precisión depende de la experiencia del observador) es útil para la clasificación modal expeditiva de las rocas en el campo. Como apoyo de la estimación se comparan las rocas con gráficos o diagramas con porcentajes modales de minerales pre-establecidos (Fig. 12.1). El tamaño de grano, la forma y orientación y los grumos de los minerales influyen en la comparación visual, ya sea exagerando o atenuando el verdadero porcentaje modal. Por ejemplo en rocas de grano fino hay una predisposición a sobreestimar la moda mineral, y en rocas de grano grueso la tendencia es a subestimarla. También hay una propensión a fijar la atención en los minerales grandes, euédricos y orientados, o a los grumos, que puede conducir a una estimación modal errónea.

Dadas estas frecuentes equivocaciones, los gráficos o diagramas modales deben usarse con cautela y siguiendo una minuciosa rutina de análisis petrográfico.

Las grillas milimetradas, hechas de distintos materiales como por ejemplo acetato indeformable, se utilizan en los trabajos de campo para el conteo modal, ya sea de las rocas plutónicas porfíricas con megacristales y base o matriz de grano muy grueso, donde es dificultoso el análisis petrográfico microscópico, como así también se usan en las rocas volcánicas porfíricas con fenocristales y pasta afanítica. El primer caso es común en los granitos post-orogénicos de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, que tienen megacristales de microclino de hasta 10 cm de largo (ver Fig. 4.18). En estas rocas se cuenta el número de megacristales por unidad de superficie y se estima la razón megacristales / base o matriz en relación al área total.

Para el segundo caso de las rocas volcánicas, el conteo del número de fenocristales de los distintos minerales y la aproximación de la razón fenocristales / pasta afanítica o vítrea se usa para la clasificación modal expeditiva de las mismas en el campo. Sobre la base de la composición de los fenocristales, se usa el prefijo "feno" seguido del nombre de la roca (por ejemplo feno-riolita, fenoandesita, etc.).

La técnica de tinción de minerales ayuda a diferenciar los feldespatos, el cuarzo y la cordierita, especialmente en los granitoides, tanto en muestra de mano como en secciones delgadas, cuando estos minerales no presentan características diagnósticas que permitan diferenciarlos entre sí. Los detalles de la metodología analítica de las tinciones, la preparación previa de la roca, los reactivos químicos, etc., se pueden consultar en Nold y Erickson (1967) y Hutchison (1973). En los granitoides y riolitoides tratados con ácido fluorhídrico y cobaltinitrito de sodio ($\text{Na}_3\text{Co}[\text{NO}_2]_6$), el feldespato alcalino se tiñe de amarillo brillante, la plagioclasa lo hace de blanco calcáreo y el cuarzo, que no se tiñe, aparece opacado o sin brillo, dado el esmerilado producido por el ataque químico del ácido (ver Fig. 12.21).

Otras formas de estudio de los minerales y las texturas ígneas incluyen análisis por difracción de rayos-X, imágenes tomográficas de rayos-X, microanálisis químicos con sonda de electrones y microscopía electrónica, que son técnicas específicas que no se abordarán en este manual.

12.3. DEFINICIONES BÁSICAS

Las rocas ígneas están constituidas por *minerales, vidrio y cavidades primarias*. La disposición u ordenamiento espacial de estos tres componentes se denomina *textura*, la cual nos brinda información sobre la evolución térmica de los cuerpos ígneos y sus rocas de caja, la fragmentación o no del magma, la composición química global y el tamaño y la forma (volumen) de los cuerpos.

Las *propiedades texturales* son un conjunto de atributos que proporcionan el aspecto o los rasgos particulares de las texturas. El

análisis cualitativo 2D de las propiedades texturales incluye los siguientes parámetros fundamentales: (1) el tamaño, la forma y la ubicación espacial de los minerales y las cavidades y (2) la razón minerales/vidrio. A continuación se brinda una caracterización general de los componentes y las propiedades texturales de los cuerpos ígneos.

12.3.1. Componentes de las Rocas Ígneas

1) *Minerales*: son compuestos sólidos útiles para clasificar las rocas ígneas, mediante un sistema admitido por la comunidad geológica internacional (Le Maitre 2002). En la naturaleza existe una amplia variedad de minerales, pero sólo algunas especies son constituyentes de las rocas ígneas. Los minerales ígneos se agrupan en *Esenciales, Accesorios y Secundarios*.

Minerales Esenciales: su abundancia es mayor al 95% y junto con los minerales accesorios se forman durante el enfriamiento y cristalización de un magma. Son minerales clave para la clasificación modal de las rocas ígneas. Los minerales esenciales se dividen en dos grupos: *Félsicos, claros o leucocráticos y Máficos, oscuros o melanocráticos*.

Los *minerales félsicos* incluyen a los grupos de la sílice (cuarzo, tridimita, cristobalita), feldespatos alcalinos o de K-Na (microclino, ortoclasa, pertitas-micropertitas, sanidina, anortoclasa, adularia), feldespatos de bario (celsiana, hyalofano), plagioclasas o feldespatos de Ca-Na (serie de la anortita-albita) y feldespatoides (leucita, nefelina, cancrinita). Son los minerales utilizados para la clasificación modal QAPF de las rocas ígneas que contienen menos del 90% de minerales máficos (Le Maitre 2002).

El cuarzo es un constituyente fundamental de los granitoides (tonalita, granodiorita, granito), así como la tridimita y la cristobalita son conspicuos formadores de las rocas volcánicas ácidas.

Los feldespatos alcalinos también son abundantes en las rocas plutónicas y volcánicas ácidas, y también en sienitas, traquitas y fonolitas. El microclino, la ortoclasa y las pertitas-micropertitas se encuentran principalmente en los granitos y granodioritas, mientras que la sanidina y la anortoclasa son comunes en las riolitas y dacitas y en las ignimbritas y tobas conexas. La adularia aparece como relleno de cavidades o de fisuras, generalmente asociada a tridimita y cristobalita, en estadios posteriores a la etapa ortomagmática. La adularia es un mineral común en la etapa hidrotermal, asociada a cuerpos intrusivos sub-volcánicos.

Los feldespatos de bario son raros formadores de las rocas plutónicas y volcánicas de los complejos alcalinos, especialmente en aquellos que tienen asociados depósitos de manganeso, y también aparecen en algunos lamprófiros. El hyalofano ha sido registrado en fonolitas, teschenitas, traquitas, lamprófiros tipo *minette* y carbonatitas (Deer *et al.* 2001 y referencias

allí citadas). Para Argentina, un feldespato alcalino rico en bario (BaO 1-2%) y una variedad de hyalofano (BaO 3-4%) son constituyentes de monzonitas en el plutón El Molle, del sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis (González y Sato 2000, González 2003).

Las plagioclasas son importantes en las rocas volcánicas básicas a intermedias, formando los fenocristales y los cristales de la pasta en basaltos y andesitas. En general, los fenocristales zonales de los basaltos están constituidos por un núcleo de bitownita y zonas externas estrechas de una plagioclasa más sódica. En las andesitas, los núcleos de los fenocristales son generalmente de oligoclasa-andesina que se torna más ácida hacia los bordes. La composición de las plagioclasas en las pastas de los basaltos y andesitas es más sódica respecto de aquella de los fenocristales.

Las plagioclasas también son comunes formadores de rocas plutónicas básicas, intermedias y ácidas, como los gabros, tonalitas y granodioritas respectivamente. Las anortositas son rocas del Precámbrico constituidas exclusivamente por plagioclasa de composición bitownita, labradorita o andesina. La trondhjemita es una variedad leucocrática de tonalita formada por una plagioclasa ácida (albita-oligoclasa) acompañada por cuarzo y biotita, sin feldespatos alcalinos.

Los *minerales esenciales máficos* incluyen a los grupos de la olivina (serie forsterita-fayalita), clino- y ortopiroxeno, anfíbol y micas (biotita, muscovita, flogopita). La olivina es el constituyente principal de las rocas intrusivas máficas (gabros, diabasas y ferro-dioritas) y las ultramáficas como las dunitas, peridotitas y lherzolitas (King 2009). La fayalita (olivina rica en hierro) asociada a cuarzo puede aparecer en rocas de la suite charnoquítica. En las rocas volcánicas, la olivina aparece como fenocristales y cristales de la pasta en los basaltos alcalinos, basanitas y basanitas fonolíticas. En las rocas volcánicas ultramáficas de alto MgO, como las komatiitas y los basaltos komatiíticos, los fenocristales de olivina son esqueletales o plumosos y de composición magnesiánica (Fo₈₅-Fo₉₄).

Los piroxenos y anfíboles están distribuidos en una amplia variedad de rocas plutónicas y volcánicas, y sus composiciones son muy variadas (Morimoto 1988, Leake *et al.* 1997, 2004). Son los constituyentes principales, junto con la olivina, de las rocas básicas y ultrabásicas de los complejos máfico-ultramáficos estratificados y de las rocas de las ofiolitas en los fondos oceánicos. También aparecen en las dioritas a tonalitas (y sus equivalentes volcánicos) de los grandes batolitos cordilleranos, como por ejemplo en el Batolito Andino Patagónico.

La biotita y la muscovita son componentes fundamentales de los granitoides y dioritoides. En los equivalentes volcánicos de estas rocas, la biotita es común en las andesitas y dacitas, y más raramente en las riolitas. La flogopita es una mica magnesiánica relacionada con gabros y rocas máficas a ultramáficas (Rieder *et al.* 1998).

Las carbonatitas son rocas de origen ígneo, pero poco comunes, conformadas por >50% modal de calcita y dolomita pri-

maria, originados por la cristalización de un magma rico en carbonatos. En este caso particular, la calcita y la dolomita primaria también se consideran como minerales esenciales, ya que intervienen en la clasificación modal de las tres variedades de carbonatitas (Le Maitre 2002).

Los minerales esenciales son útiles también para caracterizar el *Índice Color* (IC) de una roca ígnea, que se define como la sumatoria de los porcentajes modales de los minerales máficos + minerales opacos + minerales accesorios. Los minerales opacos incluyen a los óxidos, sulfuros y elementos nativos, y en los minerales accesorios están incluidos el circón, titanita, epidoto, allanita, granate, melilitas, monticellita y monacita. La muscovita, apatita y carbonatos primarios no intervienen en la caracterización del IC, por lo cual no se deben sumar sus porcentajes modales. En el IC tampoco intervienen los minerales secundarios.

Minerales Accesorios: modalmente no son abundantes, generalmente varían entre 1% y 2%, excepcionalmente hasta 5%. Intervienen en el Índice Color y no participan en la clasificación modal. Los minerales accesorios más comunes son: apatita, titanita, circón, ilmenita, magnetita, monacita, rutilo, allanita, epidoto primario (magmático), granate, espinelas, carbonatos (<50%), topacio y fluorita. Menos comunes son la cordierita, andalucita, baddeleyita y los sulfuros.

Los minerales accesorios combinados con algunos esenciales son diagnósticos para aproximar la clasificación química *ASI* (*Alumina Saturation Index*) de los granitoides (Shand 1927) y para distinguir facies consanguíneas de un mismo cuerpo ígneo. La asociación de titanita, biotita y hornblenda (\pm piroxeno) es característica de los granitoides meta-aluminosos (ASI < 1) y calco-alcalinos. La cordierita asociada a biotita y muscovita (\pm granate \pm andalucita) son diagnósticos de los granitos peraluminosos (ASI > 1). Asimismo, la sociedad de abundante apatita, titanita, calcita, epidoto de tierras raras y aegirina, riebeckita y/o arfvedsonita es típica de los granitoides peralcalinos (ASI << 1).

Los minerales accesorios también son útiles como discriminantes de granitos. Sobre la base de la abundancia modal de magnetita o ilmenita los granitos son clasificados en dos series, una magnetítica y otra ilmenítica respectivamente (Ishihara 1977). La importancia de esta distinción radica en que los granitos magnetíticos se relacionan a mineralizaciones de cobre y metales base, mientras que la variedad ilmenítica está asociada a mineralizaciones de estaño y wolframio.

El circón (ZrSiO₄) y la monacita [(Ce, La, Th) PO₄] de las rocas ígneas ácidas y la baddeleyita (ZrO₂) y zirconolita [(Ca,Ce) Zr(Ti,Nb,Fe³⁺)₂O₇] en las básicas contienen cantidades apreciables de U y Th en sus redes cristalinas, y también de Pb, que es el isótopo hijo del decaimiento radioactivo del U y Th. Las relaciones isotópicas ²³⁸U/²⁰⁶Pb, ²³⁵U/²⁰⁷Pb y ²³²Th/²⁰⁸Pb en estos cuatro minerales accesorios se utilizan para determinar la edad de cristalización magmática de los cuerpos íg-

neos, aplicando el método U-Th-Pb. Asimismo, las relaciones Pb/Pb entre los distintos isótopos de este elemento se usan como indicadores petrogenéticos de las distintas fuentes de los magmas y para caracterizaciones de geoquímica isotópica con el fin de realizar comparaciones regionales de la evolución cortical de terrenos ígneo-metamórficos.

Minerales Secundarios: provienen de la alteración de los minerales ortomagmáticos esenciales y accesorios. La *alteración* se define como los cambios mineralógicos, texturales y químicos de una roca producidos por fluidos, principalmente volátiles y agua. Los principales controles de la alteración son la temperatura, la presión y la composición del fluido químicamente activo que produce la alteración, la magnitud del contraste térmico entre el fluido de alteración y la roca hospedante, la razón de volúmenes fluido/roca, el tiempo de interacción del fluido en la roca y la permeabilidad y composición de la roca hospedante de la alteración. Durante la alteración de una roca ocurren dos cambios mineralógicos; por un lado, los minerales pre-existentes se transforman en otros minerales denominados *secundarios* o *de alteración*, y por otro parte aparecen nuevos minerales. El reemplazo o transformación de los minerales existentes puede ser pseudomórfico, en parches, tangencial, en mantos, halos o coronas, entre otros. El crecimiento de las especies nuevas se produce comúnmente en cavidades y vetillas.

Los minerales secundarios más importantes son los argilominerales (formados a partir de feldespatos), cloritas (modificación de biotita, piroxenos y anfíboles), serpentinas (según olivinas y piroxenos), epidotos (por alteración de plagioclasas y anfíboles), talco (piroxenos y anfíboles), sericita (feldespatos alcalinos y plagioclasas), calcita (plagioclasas y anfíboles cálcicos) y leucóxeno (titanita). La iddingsita y la bowlingita son productos frecuentes de alteración de los minerales esenciales, pero no son especies minerales sino mezclas de varios minerales secundarios. La iddingsita es una sustancia castaño rojiza, producto de la alteración de olivinas y piroxenos, que consiste en una mezcla de esmectita, clorita y goethita-hematita. La bowlingita es un producto verde a castaño verdoso de alteración de las olivinas, compuesto esencialmente por esmectita, clorita y serpentina, y en menor proporción por talco, mica y cuarzo.

La formación de los minerales secundarios se produce por diversos procesos endógenos o exógenos. Entre los primeros se encuentra la *alteración hidrotermal* y la *deutérica*. En la alteración hidrotermal intervienen soluciones acuosas, cargadas con o sin metales, que circulan desde una fuente externa (generalmente un cuerpo ígneo intrusivo) en dirección de una roca hospedante o que contiene a los minerales secundarios, que puede ser de cualquier tipo. En la *alteración deutérica* los volátiles, principalmente agua, pertenecen al cuerpo ígneo, circulan en su interior y no escapan a la roca de caja (que generalmente es impermeable) afectando a los minerales ortomagmáticos. La alteración deutérica se produce en etapas póstumas de la

cristalización de un cuerpo ígneo, durante la separación de los volátiles y el vapor de agua que no pasan a formar parte de las redes cristalinas de los silicatos y se concentran en los estadios finales de la evolución magmática, especialmente después de la cristalización del cuarzo y los feldespatos. La interacción de los fluidos deutéricos con los minerales primarios y accesorios ortomagmáticos produce reacciones sub-sólidas con formación de minerales secundarios. Algunos ejemplos de alteración deutérica son la transformación de feldespatos a albita o sericita-muscovita, de hornblenda a biotita secundaria y de biotita primaria a clorita. También se producen otros procesos, que no necesariamente son coetáneos con los anteriores, como la hidratación y transformación pseudomórfica de piroxeno en anfíbol, la formación de coronas de minerales hidratados sobre minerales previamente formados, generalmente anhidros (p. ej. coronas de escamas de biotita sobre anfíbol o piroxeno), el crecimiento de quistes de prehnita a lo largo del clivaje de la biotita o la sublimación y precipitación de las soluciones deutéricas en cavidades miarolíticas o en microvetillas. Los minerales secundarios también se forman por procesos exógenos de *meteorización química* de los minerales primarios, en los cuerpos ígneos expuestos a la intemperie (plutones exhumados, coladas, etc.). La *alteración meteórica* depende del clima, se produce a temperatura ambiente y los agentes son el agua (de lluvia y el agua superficial y subterránea) y los sólidos y gases disueltos en ella. La acción del agua depende de su pH y Eh, favoreciendo la disolución química de los minerales primarios a través de reacciones complejas tales como hidratación, hidrólisis (de los feldespatos en climas cálidos), oxidación y reducción, carbonatación, etc., y la formación de minerales secundarios. Así, los minerales máficos se descomponen con más rapidez que los félsicos, dando distintos productos o minerales secundarios como los argilominerales, los óxidos e hidróxidos de hierro ("*tacurú*" o tierras coloradas de la provincia de Misiones) y los hidróxidos de aluminio (bauxitas) y sus derivados.

2) *Vidrio Volcánico:* el enfriamiento rápido de un magma produce vidrio que es un compuesto amorfo, dado que los tetraedros de $(\text{SiO}_4)^{-4}$ no tienen tiempo suficiente de organizarse con otros elementos (ver Fig. 4.1), para formar sistemas cristalinos regulares (minerales).

El vidrio es un componente esencial de la pasta de las rocas volcánicas, de los vitroclastos o piroclastos (trizas y pómez, Fig. 12.2) y de la pasta de las rocas porfíricas en bordes congelados de diques, filones capa y lacolitos superficiales. Además, el vidrio es un constituyente de algunas rocas raras, no ígneas, como las *impactitas* (generadas por impactos de meteoritos), las *fulguritas* (por caída de rayos en playas de arenas silíceas), las *pseudotaquilitas* (en zonas de cizalla frágil-dúctil) y las *buchitas* (causadas por fusión parcial de la roca de caja o de enclaves incluidos dentro de intrusivos).

El brillo lustroso y la fractura concoide en muestra de mano y la naturaleza isótropa al microscopio con nicoles cruzados,

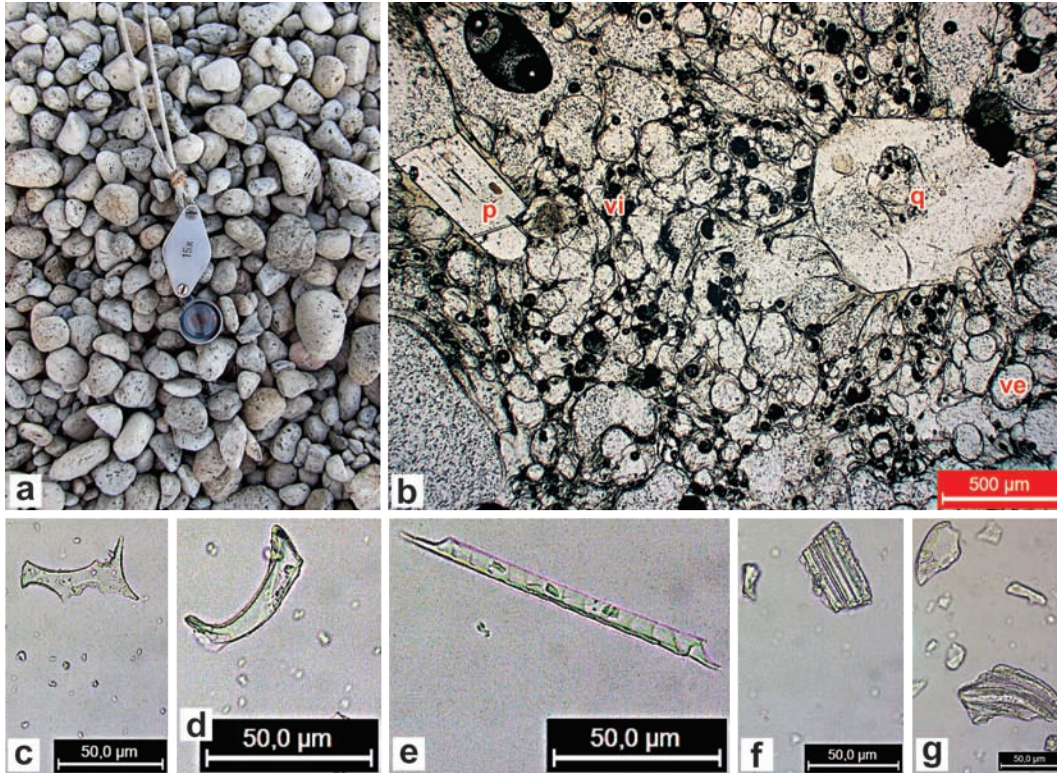


Figura 12.2: Piroclastos emitidos por la erupción del Volcán Puyehue-Cordón Caulle, Chile, iniciada el 4 de junio de 2011. (a) Piedra pómez acumulada en las costas del Lago Nahuel Huapi, Bariloche (Río Negro), Argentina. Está compuesta por un vidrio intermedio-ácido con gran cantidad de vesículas. (b) Fotomicrografía con nicols paralelos de una pómez de la foto anterior. Además de los tabiques de vidrio incoloro (vi) y las vesículas (ve), tiene cristaloclastos de plagioclasa (p) y cuarzo (q) que ya existían en el magma. (c) – (g) Preparación en grano suelto de la ceniza recolectada en la ciudad de General Roca (Río Negro, Argentina), con posterioridad a la erupción y después de la lluvia de caída de la misma desde la nube que alcanzó la ciudad. La ceniza está compuesta esencialmente por trizas vítreas (c-d-e) de variadas formas (estrellas, pared de burbuja, bastones, entre otras) y pómez (f-g) con canales de escape de gases, y en menor proporción por cristales de minerales.

son caracteres diagnósticos para la identificación del vidrio. La forma más eficaz para determinar la composición de un vidrio natural es a través de un análisis químico, aunque durante los trabajos de campo el color puede orientarnos sobre la misma. En general, los vidrios incoloros son ácidos (riolíticos) y los castaños son vidrios básicos (basálticos), como el *sideromelano* y la *taquilita*. Algunos vidrios negros, castaños o rojos, como las *obsidianas*, son de composición intermedia a ácida, y su pigmentación se debe a la presencia de pequeñas inclusiones de minerales máficos, óxidos, elementos traza y partículas coloidales. Por ejemplo, la presencia en un vidrio de cationes de los metales de transición como el Cr^{3+} le proporciona un color verde, el Cr^{2+} provee una pigmentación azul, el Co^{2+} da rosa, el Mn^{2+} naranja, el Fe^{2+} azul-verdoso, entre otros. Otra forma de determinar la composición química de un vidrio es mediante métodos ópticos, por su índice de refracción. Church y Johnson (1980, en Best 1984: 611) establecieron que el índice de refracción de un vidrio disminuye con el aumento del contenido en SiO_2 y que las variaciones extremas en el índice dependen de la presencia de otros óxidos (FeO , MgO). Los vidrios riolíticos tienen un índice de refracción promedio de alrededor de 1,50, y el índice promedio de los vidrios basálticos es de aproximadamente 1,5865. La obsidiana, el sideromelano y las trizas y pómez contienen *cristalitos* y *microlitos* micrométricos, cuya presencia es casi imperceptible, aun bajo el microscopio petrográfico. Los *cristalitos* son gérmenes o embriones de cristales isótopos, que no alcanzaron a desarrollarse, no presentan caras definidas ni colores de polarización. Podrían ser amorfos al igual que el

vidrio. Sobre la base de la forma de los cristalitos (estrellada, bastones, etc.) se ha elaborado una extensa clasificación sistemática, cuyos detalles pueden consultarse en Harker (1960) y Mac Kenzie *et al.* (1982).

Los *microlitos* son diminutos cristales birrefringentes con un tamaño inferior a 0,01 mm (Mac Kenzie *et al.* 1982), aunque en ocasiones alcanzan hasta 0,04 mm (Teruggi y Leguizamón 1982). Los microlitos tienen caras bien desarrolladas y formas tabulares, prismáticos o aciculares, o pueden ser individuos sin desarrollo de caras, como los microlitos esqueletales, dendríticos y celulares.

La *desvitrificación* es un proceso espontáneo, a temperatura ambiente, por el cual el vidrio se hidrata por adsorción de agua (humedad ambiente o lluvia), aumentando el volumen de la roca. La hidratación continua y repetida de una obsidiana produce la expansión de cáscaras con vidrio hidratado que se separan de una porción de vidrio no hidratado a través de fracturas concéntricas denominadas *grietas perlíticas*. Estas grietas forman una intrincada red interconectada y caracterizan a la textura *perlítica*, cuya descripción petrográfica se verá más adelante. La desvitrificación comienza en la superficie del vidrio como una opacidad de aspecto lechoso, y puede alcanzar las zonas internas formando capas de cáscaras, sin que ellas se separen de la roca. Las grietas perlíticas son más comunes en los vidrios ácidos, aunque también pueden aparecer en vidrios de composición máfica a intermedia. El contenido de agua magmática primaria de una obsidiana es de aproximadamente 1 %, mientras que la perlita contiene alrededor de 5 % de agua. Durante la desvitrificación, además del aumento de volumen

de la roca por hidratación, se produce la cristalización del vidrio. Los vidrios ácidos cristalizan en agregados de cristales, generalmente de cuarzo y feldespatos, con dos tipos de texturas distintas; por un lado la *felsítica*, caracterizada por cristales granulares microcristalinos. Y por otro la textura *esferulítica*, conformada por cristales fibroso-radiados a partir de un centro. Ambas texturas son secundarias y casi indistinguibles de aquellas texturas primarias de las pastas volcánicas con características petrográficas análogas, pero formadas por el enfriamiento rápido de un magma ácido (ver más adelante en este mismo capítulo).

La *palagonita* es un producto amorfo, tipo gel, isótropo y de color amarillento a castaño, de la alteración de un vidrio máfico basáltico. La *palagonitización* es un proceso continuo que incluye la disolución del vidrio, la formación de palagonita y la cristalización final de este producto de alteración para formar esmectitas (Stronck y Schmincke 2001). Todos estos cambios involucran una gran movilidad de elementos químicos, con pérdidas y ganancias de los mismos, hasta la formación de esmectitas, que es el producto final de la cristalización de un vidrio basáltico.

Por otra parte, el vidrio volcánico tiene una amplia variedad de usos en la vida cotidiana. En particular las perlitas se usan como aislantes térmicos y acústicos, para carga en pinturas y extendedor de plásticos, como filtro natural de efluentes industriales, azúcar, jugos de fruta, vinos y aceites. La perlita calentada a 870° C y triturada también se usa con fines agrícolas, como sustrato blando para el enraizado temprano de platines, ya que facilita el drenaje de agua y la retención de humedad, aire y nutrientes, favoreciendo el adecuado crecimiento de las plantas en sus primeras etapas de desarrollo.

3) *Cavidades Primarias*: son unidades físicas que tienen un tamaño y forma definidos, son huecas o están rellenas con minerales de sublimación de volátiles o de cristalización de fluidos ricos en agua y ocupan un volumen determinado, como los cristales y el vidrio, tanto en los plutones intrusivos como en las coladas extrusivas. Tienen una disposición 3D irregular, al azar, o siguen un patrón más o menos regular y ordenado. Dado que las cavidades son componentes minoritarios de las rocas ígneas, por lo general no son tenidas en cuenta en las descripciones petrográficas. Sin embargo, brindan importante información sobre la historia térmica y los fluidos, la desgasificación y el desplazamiento del magma.

La formación de burbujas o *vesiculación* del magma ácido en reservorios magmáticos superficiales se produce por la sobresaturación en agua del magma, con el consecutivo incremento de la presión interna del reservorio y la descompresión casi instantánea del mismo, al conectarse con la superficie (ver los detalles de la vesiculación en el Capítulo 10, Fig. 10.15). La fragmentación y extrusión de un magma ácido da lugar a la formación de piroclastos vesiculados como la *pedra pómez*, que es un vidrio volcánico con gran cantidad de huecos o cavida-

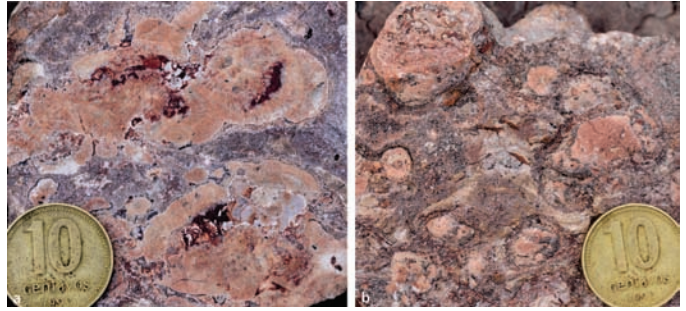


Figura 12.3: Litofisitas en un domo riolítico pérmico tardío del Grupo Choiyoi en el Bloque de San Rafael, Mendoza. (a) Corte de las litofisitas donde se observa la textura drusoide y radial del relleno, mayormente cuarzo. (b) Vista de la cara externa de las litofisitas.

des llamados *vesículas*, que además puede tener o no partículas sólidas (cristales y fragmentos líticos), que ya existían en el magma. La *escoria* es una piedra pómez formada por vesiculación de un magma básico a intermedio, y donde la fragmentación es menos explosiva porque no alcanza una gran sobresaturación en volátiles. La gran cantidad de vesículas de la piedra pómez y la escoria reduce drásticamente su densidad, que suele ser menor que la del agua ($1,0 \text{ g cm}^{-3}$), por lo cual estos piroclastos pueden flotar en el agua y ser transportados a grandes distancias desde el centro eruptivo, por ríos y arroyos o por corrientes marinas (Fig. 12.2).

Las *litofisitas* son un tipo de esferulitas que tienen una cavidad central rodeada por bandas concéntricas de cristales fibrosos radiales, de cuarzo y feldespatos (ver más adelante en este mismo capítulo). La cavidad es hueca o está rellena con cuarzo microcristalino, ópalo o ágatas (variedades de calcedonias). El tamaño de la cavidad varía entre algunos pocos y varios centímetros de diámetro (por lo general de 20-30 cm) y las formas son redondeadas, fusiformes, estrelladas o irregulares (Fig. 12.3). Las litofisitas que están tapizadas con alguna variedad de sílice, son de forma estrellada y su tamaño es considerable (5-10 cm de diámetro) se denominan *thundereggs*. La formación de litofisitas en los magmas ácidos se inicia a una temperatura superior a la de transición del vidrio (ver Capítulo 10), cuando este tiene capacidad de fluir dúctilmente (Mc Phie *et al.* 1993). La vesiculación acompaña el desplazamiento del magma y la nucleación y el crecimiento de las burbujas se produce a lo largo de los filetes o bandas de flujo, durante el enfriamiento del magma que aumenta progresivamente su saturación en volátiles, principalmente agua, durante la pérdida de calor con las rocas de caja.

Las litofisitas aparecen, por lo general, con mayor frecuencia en los cuerpos sub-volcánicos ácidos con características transicionales entre intrusivos y extrusivos, y donde los procesos de vesiculación precedieron al enfriamiento rápido del magma. Este tipo de cuerpos son habituales en el Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. Aquí hay domos sub-volcánicos globosos compuestos por vitrófros riolíticos y riolitas foliadas, y con una marcada estructura interna zonada y flui-

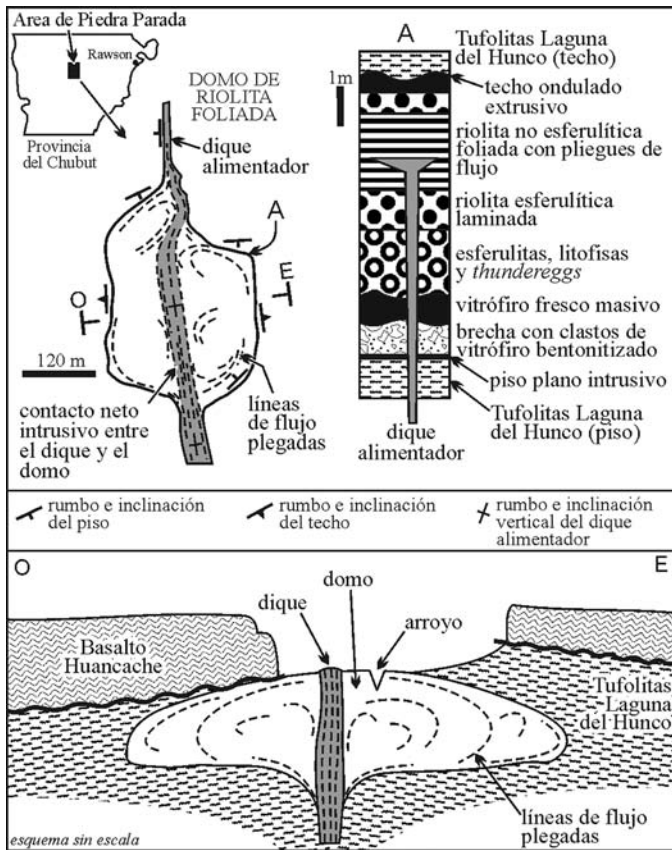


Figura 12.4: Domo sub-volcánico de riolita foliada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (modificado de Aragón *et al.* 2002).



Figura 12.5: Miarola rica en anfíbol y alteración deutérica (en rosa-anaranjado) del entorno granodiorítico de la cavidad. Plutón Agua Negra (Granodiorita Las Piedritas, Batolito de Colangüil), Cordillera Frontal de San Juan.

dal (Aragón *et al.* 2002). La base y los costados de los domos tienen relaciones intrusivas mutuas con el dique alimentador, y el techo en parte fluyó sobre las rocas de caja. Las litofisas se ubican, junto con esferulitas y *thundereggs* (Aragón *et al.* 2006),

en una banda intermedia entre el anillo externo o caperuzas, en contacto con la roca de caja, y el núcleo de vidrio masivo del domo (Fig. 12.4, Aragón *et al.* 2002). La zonación textural del domo posiblemente se debe a la vesiculación (nucleación y crecimiento de cavidades) que es sincrónica con el movimiento de emplazamiento del cuerpo y enfriamiento del magma.

Los cuerpos intrusivos plutónicos también exhiben cavidades como las *miarolas* de los granitos, que son huecas o están rellenas con minerales. Las miarolas se forman en reservorios magmáticos superficiales donde la presión interna del reservorio es mayor que la litostática, debido a que durante los estadios póstumos de la etapa ortomagmática la fase residual se enriquece en volátiles y agua que aumentan la presión. La formación de una miarola requiere: (1) la sobresaturación del magma con agua para la nucleación y crecimiento de las cavidades miarolíticas, (2) la permeabilidad del entorno granítico de la cavidad que sea pequeña y no permita el escape de la parcela acuosa, (3) una roca de caja impermeable, que no permita el escape de los fluidos y (4) que no haya fragmentación y extrusión del magma. Si la presión interna del reservorio magmático supera la resistencia de las rocas de caja, y el magma no alcanza a extruirse, se produce fracturación hidráulica y formación de diques o venas aplograníticas y pegmatíticas en la cúpula del cuerpo intrusivo superficial. En estos casos la formación de las miarolas está limitada por el escape de los volátiles. Sin embargo, las miarolas y los diques graníticos pueden coexistir en un mismo plutón superficial, si la formación de ambos es diacrónica. Por ejemplo la facies principal granodiorítica del plutón de Agua Negra, en la Cordillera Frontal de San Juan, tiene miarolas ricas en anfíbol fibroso (Fig. 12.5), y la roca está atravesada por diques aplíticos y pegmatíticos verticales, formados por fracturación hidráulica, y también horizontales, formados durante la contracción térmica por enfriamiento del cuerpo. Esto indica que las miarolas se formaron previamente a los diques, en estadios póstumos de la etapa ortomagmática, antes que el porcentaje de cristales del cuerpo alcanzara la fracción crítica de fundido o fundido de Arzi. En este estado el magma se comporta como un líquido y no exhibe resistencia a la deformación. Por debajo de la fracción crítica de fundido, el cuerpo, que ofrece resistencia a la ruptura ante el incremento final de su presión interna y a la contracción por enfriamiento, se fracturó y se formaron los diques y venas aplograníticas y pegmatíticas.

Las unidades volcánicas extrusivas no fragmentadas, especialmente las coladas de lavas básicas, también exhiben cavidades como las *vesículas* y *amígdalas*. Esto se debe a que el magma basáltico, que generalmente proviene de reservorios magmáticos profundos, retiene los volátiles disueltos hasta el momento mismo de la extrusión volcánica, y no se produce la sobresaturación, vesiculación y fragmentación explosiva como en el magma ácido. El desarrollo de las vesículas y amígdalas se produce por *cavitación*, que se define como la formación de burbujas (cavidades) de vapor o de gas en el seno de un

líquido, causada por las variaciones que este experimenta en su presión (Fig. 12.6).

La cavitación involucra la nucleación, el crecimiento y la implosión de las cavidades, depende de la viscosidad del magma y se produce a lo largo de las líneas o bandas de flujo, en la dirección de máxima extensión (Joseph 1998). La cavitación de las lavas básicas se produce en el conducto que transporta al magma hasta la superficie, posiblemente cuando la presión es menor a 0,3 MPa (= 3 atmósferas; Archer *et al.* 1997) y también durante la extrusión del magma. Además, la cavitación acompaña el desplazamiento del magma (movimiento de flujo de la colada sobre el sustrato) y es sincrónica con el enfriamiento del mismo (Fig. 12.7).

La cavitación de una colada de basalto está favorecida por: (1) la vaporización, que se define como la transformación de un líquido en gas por la acción del calor, y se produce cuando la colada se pone en contacto con un cuerpo de agua o se desplaza sobre un sustrato húmedo o saturado con agua, (2) la ingestión de aire, que ocurre principalmente en el frente de la colada, (3) la recirculación interna de fluidos y (4) la turbulencia interna debido al flujo magmático.

12.3.2. Propiedades texturales

Las *propiedades texturales* son un conjunto de atributos que proporcionan el aspecto o los rasgos particulares de las texturas. Los parámetros fundamentales que intervienen en el análisis y la descripción petrográfica de las texturas son: (1) *Cristalinidad*, (2) *Granularidad* y (3) *Morfología cristalina*. También se deben describir las *cavidades* exhibidas en los cuerpos ígneos básicos ácidos, sean intrusivos, extrusivos o en los que comparten características transicionales entre ambos. La caracterización petrográfica de las cavidades incluye la descripción del tamaño, forma, disposición espacial y minerales de relleno.

Cristalinidad: expresa la abundancia relativa de cristales y de vidrio de un cuerpo ígneo. Cuando sus rocas están compuestas enteramente por cristales se denominan holocristalinas y cuando están formadas exclusivamente por vidrio se llaman *holohialinas*, *vítreas* o *hialinas*. Para rocas con proporciones variables de cristales y vidrio se utiliza el término *hipocristalinas*.

Las rocas holocristalinas se asocian esencialmente con los cuerpos ígneos intrusivos, aunque también aparecen en el sector interno de los flujos lávicos. Las rocas hipocristalinas son típicas de las coladas de rocas volcánicas y de los bordes congelados o costados y techo de cuerpos sub-volcánicos, bordes enfriados de diques y cuerpos de pequeño tamaño. Las rocas vítreas prácticamente no existen como tales porque, como se expuso precedentemente, los vidrios naturales siempre contienen cristalitos y/o microlitos. Las rocas vítreas participan esencialmente de las unidades volcánicas extrusivas, tanto no fragmentadas (coladas de lava y domos) como fragmentadas (flujos piroclásticos).



Figura 12.6: Vesículas oblongas estiradas por el flujo magmático en una andesita basáltica del Volcán Casablanca, Complejo Volcánico Antillanca (Pleistoceno), Chile.

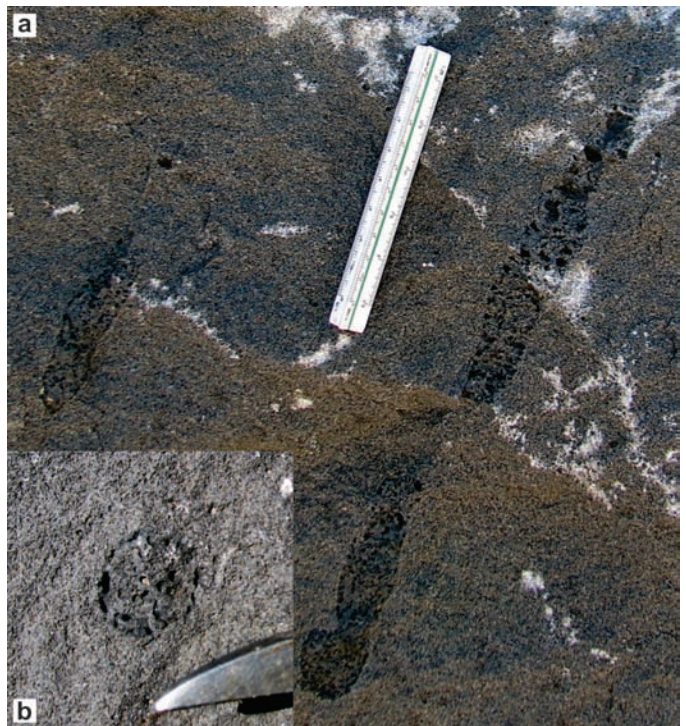


Figura 12.7: Pipas de desgasificación en un basalto olivínico de la Formación El Cuy (Plioceno Inferior), Río Negro. Se trata de canales verticales (a) de sección transversal cilíndrica (b) que transportan los gases más insolubles, que no forman parte de las estructuras cristalinas de los minerales del basalto, en un sector poco potente de la colada (< 2m), y posiblemente con el flujo detenido.

La relación entre los cristales y el vidrio en las rocas hipocristalinas y vítreas se adjetiva con el nombre de la roca seguido de un sufijo, por ejemplo riolita vítrea. Este último debe indicar claramente el porcentaje relativo o absoluto de cristales y vidrio. En la literatura geológica existen muchos ejemplos sobre los térmi-

CUADRO 12.1: Sufijos recomendados por la IUGS y usados para las rocas volcánicas que contienen vidrio (Le Maitre 2002).

% Vidrio	% Cristales	Sufijo
0-20	100-80	(nombre de la roca) + -con vidrio
20-50	80-50	(nombre de la roca) + -rica en vidrio
50-80	50-20	(nombre de la roca) + -vítrea
80-100	20-0	obsidiana, vitrófiro

nos que deberían utilizarse para tal fin, pero la mayoría son arbitrarios y tan personales como la experiencia del autor que los propone. Para evitar confusiones y manejar un lenguaje petrográfico universalmente aceptado, se recomienda usar los sufijos de las rocas volcánicas con vidrio recomendados por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la IUGS (Le Maitre 2002), que están expuestos en el Cuadro 12.1. Por ejemplo, una andesita con 30 % de vidrio en la pasta se sugiere denominarla *andesita rica en vidrio*. Para las rocas que contienen más del 80% de vidrio se utilizan nombres especiales como *obsidiana*, *vitrófiro*, *pitchstone*, etc.

Granularidad: esta propiedad se refiere al tamaño de los cristales de una roca ígnea, que pueden ser evaluados según los siguientes criterios: (1) cristales visibles o no a ojo desnudo, (2) tamaño absoluto de los cristales y (3) tamaño relativo de los cristales.

1) *Cristales visibles o no a ojo desnudo:* trata a los cristales según se puedan o no identificar a desnudo o con la ayuda de una lupa de mano. Los autores ingleses acuñaron el término *fanero-cristalino*, que es equivalente a *fanerítico* de los geólogos americanos, para los cristales que pueden reconocerse a ojo desnudo o con una lupa. El término *pegmatítico* se aplica a los cristales extremadamente grandes, >1 cm y que en ocasiones alcanzan algunos metros de longitud. Se utiliza únicamente para las pegmatitas. Para los cristales que no se pueden identificar a ojo desnudo se utiliza el término *afanítico*, que tiene dos subtipos: (1) *microcristalino* y (2) *criptocristalino*. En el primero, los cristales se identifican en una sección delgada con el microscopio petrográfico, mientras que los cristales criptocristalinos son muy pequeños y no se pueden identificar con el microscopio. En este caso hay que recurrir a otras técnicas, como por ejemplo la microscopía electrónica o la sonda de electrones.

Las rocas plutónicas tienen cristales fanero-cristalinos, dada la pérdida lenta de calor de los cuerpos que favorece el desarrollo de cristales visibles a ojo desnudo. Las rocas volcánicas tienen dos tamaños de cristales: (1) fenocristales fanero-cristalinos y (2) pasta afanítica, que reflejan su doble historia térmica, una previa (fenocristales) y otra posterior (pasta) a la extrusión del magma. Cuando la pasta es vítrea no se tiene en cuenta el concepto afanítico. Una roca volcánica *afírica* no tiene fenocristales y por lo tanto está constituida enteramente por una pasta afanítica.

2) *Tamaño absoluto de los cristales:* es el tamaño de grano de una roca dado en milímetros o centímetros. En la literatura geo-

lógica tampoco existe un criterio unificado sobre los límites utilizados para identificar los distintos tamaños de grano. Sin embargo, los rangos del diámetro de los cristales que aparecen con más frecuencia, y que por lo tanto adoptaremos en este manual, son los siguientes:

- Grueso: >5 mm.
- Mediano: 1 y 5 mm.
- Fino: 1 y 0,5 mm.
- Muy fino: < 0,5 mm.

3) *Tamaño relativo de los cristales:* es la comparación de los tamaños de grano de todos los minerales de una roca, que pueden ser: (1) *equigranulares*, cuando todos los cristales tienen aproximadamente el mismo tamaño, o (2) *inequigranulares*: los cristales son de diferentes tamaños.

Las rocas equigranulares con *textura granosa* (ver más adelante en este mismo capítulo) tienen una distribución unimodal de tamaños, que refleja una única historia de enfriamiento, con bajo contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la roca de caja. Es común en los cuerpos ígneos intrusivos que tienen una historia de enfriamiento prolongada.

Las rocas inequigranulares pueden ser *seriadas* o *hiatales* y reflejan un alto contraste térmico. En el primer caso, los cristales aparecen con todos los rangos de tamaño posibles, y disminuyen en forma gradual y progresiva. Las rocas hiatales tienen una interrupción brusca o "hiato" en los tamaños de los cristales, y la distribución de los mismos es generalmente bimodal. La textura seriada es transicional entre aquella de una roca plutónica y una volcánica, y predomina en los cuerpos ígneos superficiales o sub-volcánicos. La textura inequigranular hiatal más común es la *porfírica* de las rocas volcánicas, caracterizada por *fenocristales* fanero-cristalinos o microcristalinos, rodeados por una *pasta* afanítica. Los microfeno-cristales tienen un tamaño variable entre 0,05 y 0,50 mm.

Otras rocas con textura porfírica son los pórfidos, donde los fenocristales están combinados con una pasta microgranosa o seriada. Esta textura se encuentra en cuerpos intrusivos de emplazamiento superficial y de composiciones, generalmente, andesítica a dacítica y son menos comunes en los riolíticos. Estos pórfidos tienen fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol, con o sin cuarzo (dacíticos y andesíticos respectivamente), y la pasta es de la misma composición, pero con cristales de menor tamaño.

En Argentina, se utiliza el término *mega-cristales* para los cristales de microclino inusualmente grandes (hasta 10 cm de largo) de los granitos y monzonitas post-orogénicos de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y San Luis, como los batolitos Cerro Aspero-Alpa Corral (Pinotti *et al.* 2002), Las Charcas-Piedras Coloradas (Brogioni 1997) y el Complejo Plutónico Río del Molle (González *et al.* 2006).

Una variedad de textura porfírica, con fenocristales fanero-cristalinos y pasta vítrea, es la *vitrófirica*, que caracteriza a los *vitrófirios*. En este caso no se puede aplicar el concepto del ta-

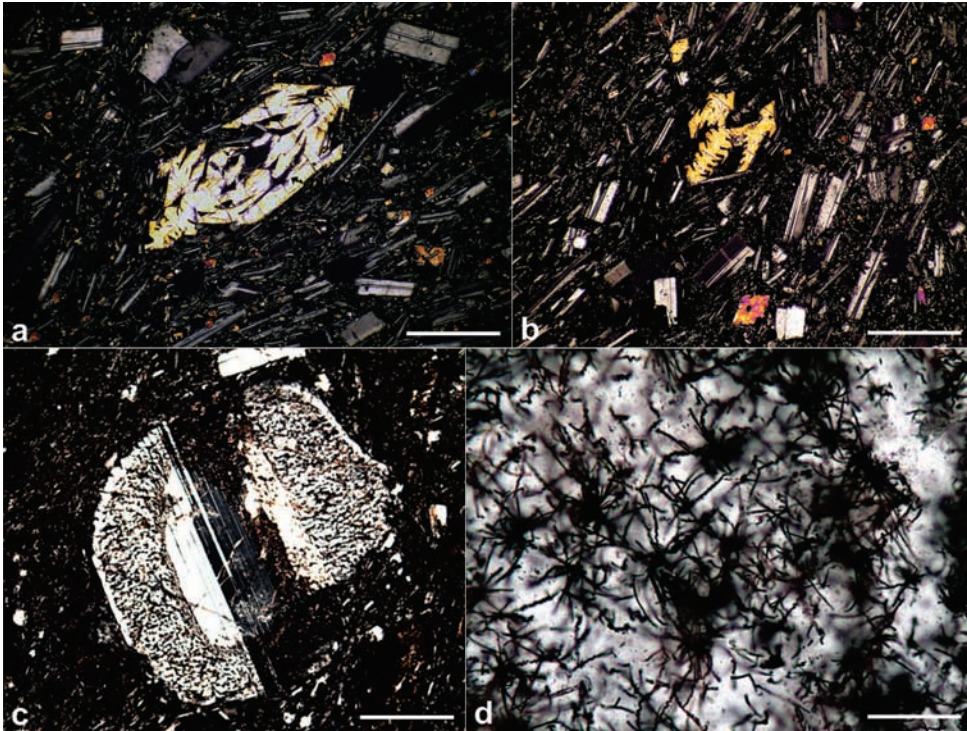


Figura 12.8: Fotomicrografías de microfenocristales de olivina esqueletal (a) y de olivina dendrítica (b); en ambos casos están acompañados por microfenocristales de plagioclasa. Basaltos olivínicos alcalinos del Volcán Payún Matrú, Mendoza. Barra de escala: 50 μ . (c) Fotomicrografía de un microfenocristal de plagioclasa con una estructura interna compleja, compuesta por un núcleo límpido, seguido de un sector interno con textura cribada o en tamiz y un borde fino, también límpido y no cribado. Andesita jurásica de la Formación Ibáñez, sur de Chile. Barra de escala: 100 μ . (d) Fotomicrografía de la pasta vítrea de una riolita jurásica de la Formación Ibáñez, sur de Chile, que exhibe microlitos dendríticos de hábito plumoso y radicular, que corresponden a un mineral félsico birrefringente, posiblemente un feldespato. Barra de escala: 25 μ .

maño relativo de los cristales, dado que el vidrio es un líquido sobre-enfriado y por lo tanto amorfo.

Morfología cristalina: es la descripción de la forma de los cristales, según los siguientes criterios: (1) calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas, y (2) hábito de los cristales.

1) **Calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas:** en el Cuadro 12.2 están agrupados los términos usados para caracterizar el mayor o menor desarrollo de las caras cristalinas.

2) **Hábito de los cristales:** es la forma en 3D que tienen los cristales, que puede ser *equidimensional* o *inequidimensional*. Los cristales equidimensionales o *ecuanes* tienen las tres dimensiones (alto, ancho, largo) de la misma longitud, clasificándose en *poliédricos* (granate, pirita), *anhédricos* (cuarzo de plutonitas) o *esféricos*. Los cristales inequidimensionales tienen tres dimensiones de distinta longitud. Las combinaciones posibles son:

a) Cristales con dos direcciones iguales y otra más pequeña. A este grupo pertenecen los cristales con hábito *tabular* (feldespatos), *lamellar*, *laminar* u *bojoso* (micas), *columnar* o *prismático* (piroxenos y anfíboles) y *acicular* o *fibroso* (apatita de las rocas volcánicas).

b) **Cristales esqueletales:** tienen huecos, engolfamientos e interrupciones, posiblemente desarrolladas en forma regular según una dirección cristalográfica definida. Son comunes en las rocas volcánicas, donde se forman por la reabsorción de un fenocristal que reacciona con el líquido que lo rodea, o el

CUADRO 12.2: Grados de desarrollo de las caras de los cristales.

Cristales con caras bien desarrolladas	<i>euهدral</i> o <i>idionomorfo</i> o <i>automórfico</i>
Cristales con caras parcialmente desarrolladas	<i>subهدral</i> o <i>hipidionomorfo</i> o <i>hipautomórfico</i>
Cristales sin desarrollo de caras	<i>anhedral</i> o <i>alotriomorfo</i> o <i>xenomórfico</i>

fenocristal directamente creció desde el inicio con los huecos, que pueden rellenarse con otros cristales o con vidrio de la pasta. Los fenocristales esqueletales de olivina son comunes en algunos basaltos alcalinos (Fig. 12.8a).

c) **Cristales dendríticos:** es un arreglo regular de fibras siguiendo una dirección cristalográfica determinada. Los patrones de ramificación son semejantes a las plumas de las aves, a las raíces de los árboles y a las venas humanas (Fig. 12.8b, d). Los fenocristales dendríticos de olivina se desarrollan durante el sobre-enfriamiento extremadamente rápido de un líquido basáltico o komatiítico, extruido a temperatura supercrítica ($1650^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$ para algunas komatiitas del Arqueano, Green 1975).

d) **Cristales de crecimiento paralelo:** agregado de cristales de la misma composición cuyos ejes cristalográficos son paralelos o sub-paralelos entre sí. Por lo común aparecen aislados, pero quizá están interconectados a través de una red tridimensional. Este hábito cristalino es común en fenocristales de olivina de los basaltos y en las olivinas de algunas peridotitas.

e) **Cristales cribados o en tamiz:** están atravesados por diminutos huecos o cribas que forman una trama o tamiz semejante

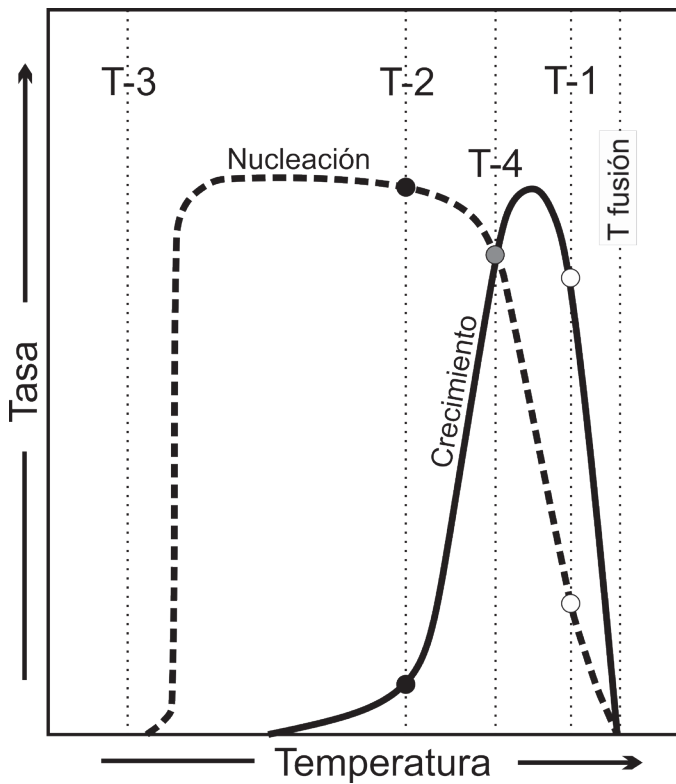


Figura 12.9: Tasas de nucleación y crecimiento de cristales durante el enfriamiento de un magma. Se ilustran cuatro situaciones de contraste térmico (T-1 a T-4) por debajo de la temperatura de fusión. Modificada y adaptada de Winter (2012). Ver detalles en el texto.

a un colador. Generalmente se presenta en el núcleo de los fenocristales de feldespato de las rocas volcánicas. Los huecos están ocupados por vidrio entremezclado con el cuerpo del cristal (Fig. 12.8c).

f) *Cristales elongados curvo-ramificados*: están doblados, con una curvatura producida por el desarrollo de ramificaciones a lo largo de la elongación del cristal. Las ramificaciones tienen pequeñas variaciones en su orientación cristalográfica respecto de las ramas vecinas. Este hábito es común en la augita magnesiánica de las komatiitas y más raro en la plagioclasa de algunas diabasas.

g) *Pseudomorfos*: crecen reemplazando a minerales previamente formados y adoptan el hábito de los minerales que sustituyen. Todos los minerales pueden tener reemplazos pseudomórficos. Un caso común es la transformación del piroxeno en anfíbol.

12.4. ARQUITECTURA DE LAS TEXTURAS ÍGNEAS

La *arquitectura ígnea* es el arte natural de los magmas de edificar una textura con sus tres componentes, los minerales, el vidrio y

las cavidades, que se organizan convenientemente según distintos esquemas tales como la combinación de minerales, con distintas formas, tamaños y disposición espacial, la asociación de minerales y vidrio y/o cavidades primarias o la combinación de minerales o vidrio y cavidades.

La formación de las texturas en la etapa ortomagmática de los distintos cuerpos ígneos depende de la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre el magma y la caja o sustrato, según se trate de cuerpos intrusivos o extrusivos respectivamente), vinculada con la forma y la relación superficie/volumen del cuerpo ígneo (ver capítulo 6). Además, obedece a la magnitud del contraste térmico (ver capítulo 1) y a la vesiculación del magma, relacionada con la sobresaturación en volátiles (fases acuosas y gaseosas). Existen otros procesos, también importantes como los mencionados precedentemente que controlan el desarrollo de algunas texturas ortomagmáticas, como son la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas, la acumulación de cristales en la cámara magmática y la intrusión de un cuerpo en forma contemporánea con una deformación.

El enfriamiento del magma influye en la nucleación y crecimiento de los cristales, y por lo tanto en el desarrollo final de las texturas ortomagmáticas. En la figura 12.9 están representadas las tasas de nucleación y crecimiento de cristales por debajo de la temperatura de fusión. Si el de enfriamiento del magma es lento (T_1 , Fig. 12.9), la tasa de nucleación es escasa y habrá un crecimiento rápido alrededor de esos núcleos. Como resultado, la textura tendrá pocos cristales y el tamaño de los mismos será grueso (textura equigranular). En este caso con bajo contraste térmico se desarrollan la mayoría de las texturas de las rocas plutónicas intrusivas. El caso opuesto es un enfriamiento rápido (T_2) donde habrá abundante y rápida nucleación, pero el crecimiento será lento y la textura resultante tendrá muchos cristales pero pequeños (textura afanítica). Aquí la tasa de nucleación supera ampliamente a la de crecimiento cristalino y se desarrollan las texturas de las pastas de las rocas volcánicas extrusivas, no fragmentadas. Si el enfriamiento es extremadamente rápido (T_3) habrá, no sólo escasa nucleación, sino también exiguo crecimiento de los cristales, o directamente no habrá formación de cristales y por lo tanto habrá aparición de vidrio (textura vitrofírica).

Las rocas volcánicas tienen un alto contraste térmico y dos estadios de enfriamiento. La textura porfírica refleja una distribución bimodal en los tamaños de grano, por un lado los fenocristales y por el otro la pasta (cristales o vidrio o combinaciones de ambos). La secuencia de cristalización de la textura porfírica incluye una tasa de enfriamiento baja seguida por una tasa alta. La cristalización comienza en la cámara magmática (formación de los fenocristales) y culmina entre el conducto, que permite la migración del magma hacia la superficie, y esta última (formación de la pasta volcánica). Si el magma no alcanza a extruirse en superficie y queda atrapado en un nivel superficial (subvolcánico), la razón entre las tasas de nucleación y de crecimiento es 1 y por lo tanto son iguales (T_4). La roca también tendrá una distribución bimodal de tamaños de grano entre los fenocristales y la pasta,

pero esta última estará compuesta por abundantes núcleos, con cristales bien crecidos pero que serán de menor tamaño respecto de aquellos de las rocas plutónicas. En este caso se forman las texturas de los pórfidos que son rocas porfíricas con pasta equigranular a aplítica y seriada (ver abajo en este mismo capítulo).

Las texturas ortomagmáticas pueden modificarse total o parcialmente en estadios magmáticos póstumos, como por ejemplo suele ocurrir en las etapas pneumatolítica y deutérica, a través de reacciones sub-sólidas, de exsolución, greisenización, etc., dando lugar a la formación de texturas producidas por *autometasomatismo*.

La profundidad de una intrusión interviene en el desarrollo de las texturas ortomagmáticas, pero no es un factor preponderante en el control del tamaño de grano de una textura. Por este motivo, se pueden hallar en un mismo cuerpo ígneo rocas de la misma composición pero con texturas contrastantes desde el punto de vista de su historia térmica. En este sentido, Llambías *et al.* (2005) describen un dique de riolita-granito con textura variable entre porfírica y microgranosa (Fig. 12.10). La textura porfírica indica un alto contraste térmico con la roca de caja y por lo tanto un enfriamiento rápido, por lo cual aparece en la riolita de las paredes y los sectores más estrechos del dique. La textura microgranosa indica un bajo contraste térmico y una tasa de enfriamiento lenta, por lo cual se la encuentra en el interior del dique, coincidente con la parte más potente, donde aparece el granito. Las texturas en el dique dependen de la tasa de enfriamiento del magma ácido y no de la profundidad de emplazamiento, ya que la intrusión del dique fue a un mismo nivel superficial.

La formación de texturas en las unidades volcánicas extrusivas (coladas de lava y flujos de ignimbrita) depende de: (1) la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre el cuerpo ígneo y el aire o el sustrato), (2) la vesiculación y fragmentación de los magmas ácidos, (3) la cavitación de los magmas máficos y (4) la viscosidad del magma, que depende de la composición. En las unidades volcánicas no fragmentadas, como una colada espesa de basalto, también pueden coexistir las texturas porfírica y microgranosa, que indican historias térmicas contrastantes según la ubicación de la parcela de basalto considerada. En este caso, el basalto exhibe textura porfírica en el techo y piso de la colada, donde la tasa de enfriamiento es rápida y el contraste térmico es alto, por el contacto con el aire y el sustrato respectivamente. La textura microgranosa (microgábrica) predomina en la parte media (central) de la colada, donde el contraste térmico es bajo y la tasa de enfriamiento es lenta.

En síntesis, los ejemplos enunciados anteriormente indican que la generalización de que las texturas finas y afaníticas pertenecen a unidades volcánicas extrusivas y las gruesas son plutónicas, no se puede aplicar en forma directa sin un previo análisis exhaustivo de la historia térmica del cuerpo ígneo y su caja.

La descripción de las texturas que se presenta a continuación está organizada de la siguiente forma: (1) Texturas de los cuerpos ígneos intrusivos, (2) Texturas de las unidades volcánicas extrusivas fragmentadas y no fragmentadas y (3) Texturas transicionales entre rocas plutónicas y volcánicas. El esquema está

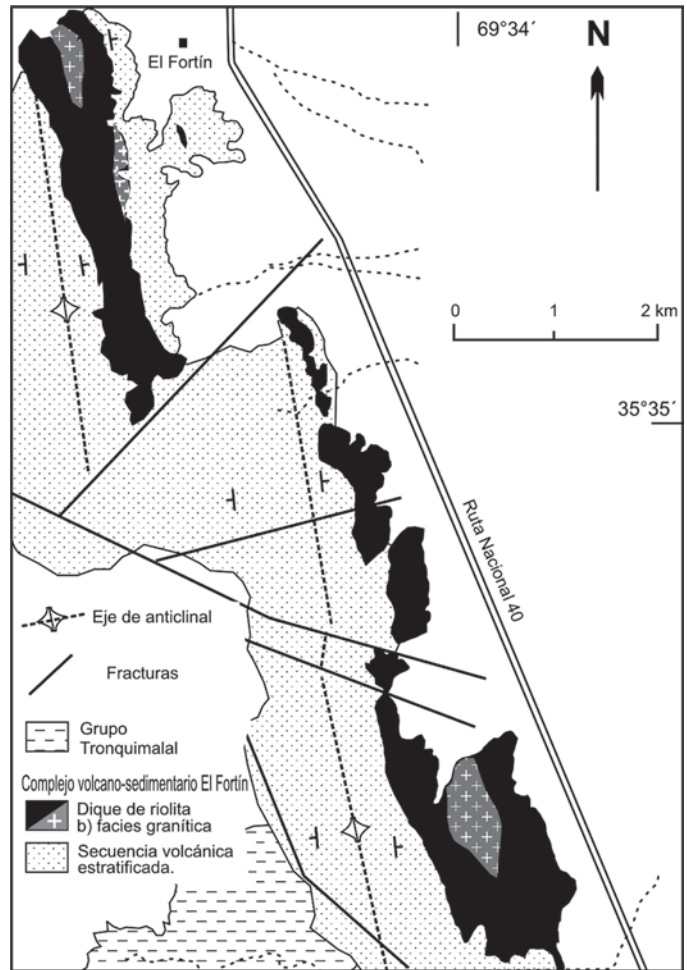


Figura 12.10: Mapa geológico simplificado de Llambías *et al.* (2005) de la zona del Anticlinal Chihuido (Malargüe, Mendoza), donde se aprecia el dique ácido (en negro) con la riolita porfírica en las paredes y el granito equigranular en el sector central más potente.

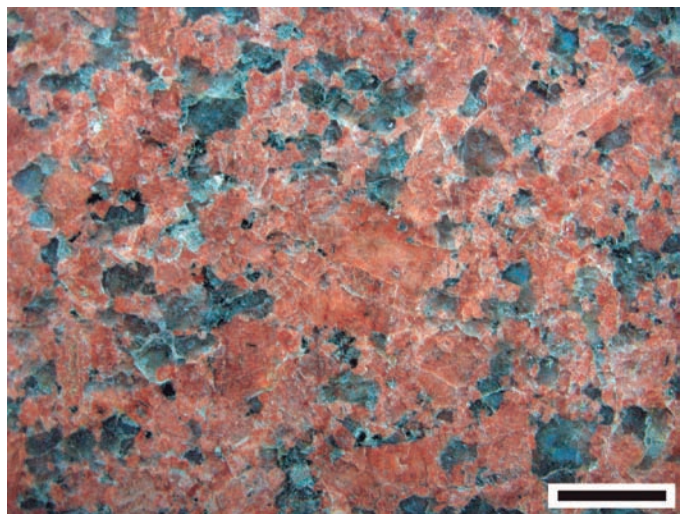


Figura 12.11: Textura granosa subhedral en granito. Mesada pulida. Barra de escala: 1 cm.

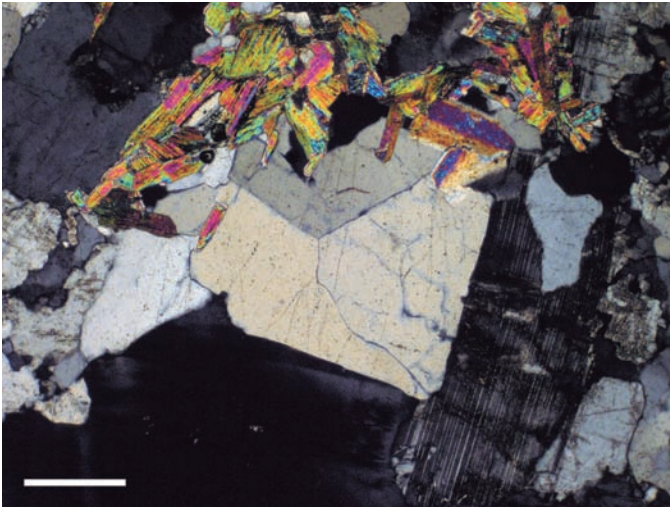


Figura 12.12: Cuarzo euhedral en un pórfiro granítico de la Formación Lipetrén, Cerro Los Baguales, Río Negro, al SSE de Piedra del Águila. Nótese la gran cantidad de inclusiones fluidas del cuarzo. Barra de escala: 300 μ .

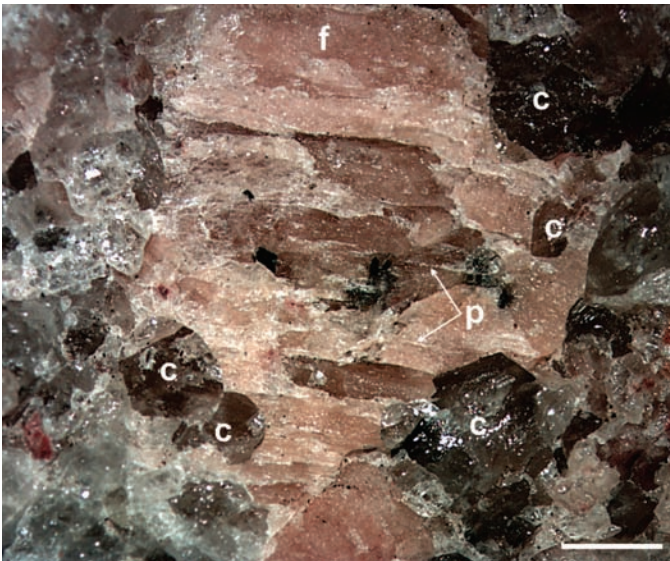


Figura 12.13: Foto tomada bajo lupa binocular de varios cristales de cuarzo euhedral hexagonal (c) que están parcial a totalmente incluidos en microclino rosado (f) micropertítico (p), en un granito sub-volcánico del Complejo plutónico-volcánico Curaco del Triásico Superior, El Cuy, Río Negro. Barra de escala: 0,5 cm.

ordenado según el tipo de emplazamiento intrusivo o extrusivo de los cuerpos ígneos expuesto en los capítulos precedentes.

12.4.1. Texturas de cuerpos ígneos intrusivos

Textura granosa: también denominada *granuda*, *granular* o *equigranular*, está constituida por minerales fanerocristalinos y equigranulares (Fig. 12.11). Tiene tres variedades, según el grado de desarrollo de las caras cristalinas de los minerales: (1) *euhedral* (o *panidiomorfa*), con cristales de caras bien desarrolladas,

(2) *subhedral* (o *hipidiomorfa*), con cristales parcialmente desarrollados y (3) *anhedral* (o *alotriomorfa*), donde los cristales no exhiben caras cristalinas desarrolladas. Los límites entre las tres variedades no son exactos, y la aplicación de uno u otro nombre para adjetivar la textura granosa puede, en ocasiones, ser subjetivo. Los minerales accesorios en la textura granosa son, por lo general, más pequeños que los esenciales que definen la textura, dado que cristalizan en estadios tempranos de la etapa ortomagmática.

El cuarzo de la textura granosa en los granitoides casi siempre es anhedral, dado que es el último mineral en cristalizar y, por lo general, no tiene suficiente espacio para desarrollar caras cristalinas. Sin embargo, algunos granitos de cuerpos ígneos intrusivos de emplazamiento superficial -subvolcánico- tienen cuarzo euhedral (Fig. 12.12), e incluso esqueletal (Paz *et al.* 2013).

La forma del cuarzo en los granitoides está controlada por varios factores, como la tasa de enfriamiento del magma en etapas tempranas de la cristalización, la duración de la cristalización, el contenido de agua y la composición química del magma, en especial la sobresaturación en SiO₂, entre los más destacados (Vogt 1921, Swanson 1977, Swanson y Fenn 1986, MacLellan y Trembath 1991, Baker y Freda 2001). El cuarzo euhedral en bi-pirámides hexagonales se forma tempranamente en la cristalización magmática si la tasa de sobre-enfriamiento es pequeña (~ 55°C, Swanson y Fenn 1986) y si existe una ligera sobresaturación en SiO₂ respecto al mínimo granítico (Bonin 1990). Cuando la tasa de sobre-enfriamiento es de mayor magnitud y la composición química global es cercana al mínimo granítico, el cuarzo cristaliza con formas esqueletal, gráfica, granofírica, fibrosa y hasta esferulítica (Paz *et al.* 2013 y referencias aquí citadas). Estas texturas aparecen en los estadios finales de la cristalización cuando un cuerpo sub-volcánico alcanza la sobresaturación en agua, y la fase acuosa separada del sólido contiene sílice, álcalis y alúmina en solución. Por ello este cuarzo tiene gran cantidad de inclusiones fluidas y es de aspecto lechoso.

Los granitos y granodioritas del Complejo plutónico-volcánico Curaco (Hugo y Leanza 2001) de la zona de El Cuy, en Río Negro, exhiben cristales de cuarzo euhedral y esqueletal (Fig. 12.13). Los variados tipos morfológicos del cuarzo en estas rocas están acomodados en texturas equigranulares complejas, que sugieren una cristalización secuencial del mismo, posiblemente en condiciones de un continuo desequilibrio térmico (Paz *et al.* 2013). La aparición de cuarzo euhedral, esqueletal y anhedral, todos juntos en un mismo granito del Complejo Curaco, sugiere variaciones en la tasa de enfriamiento del magma, quizá asociadas a cambios en el nivel de emplazamiento, durante el ascenso cortical del magma desde condiciones plutónicas hasta niveles sub-volcánicos.

La textura granosa subhedral y la anhedral caracterizan típicamente a los cuerpos ígneos globosos de granitoides, aunque no son exclusivas de ellos, ya que como vimos anteriormente también aparecen en los sectores más potentes de los cuerpos laminares, como algunos diques, y en las coladas de lavas. Los la-

colitos de mayor volumen y/o más profundos también exhiben texturas granosas, como en el distrito de Collipilli (Llambías y Malvicini 1978) y al sur del Domuyo (Llambías *et al.* 1979), en la provincia del Neuquén (ver Capítulo 8).

El tamaño de grano de la textura granosa en un cuerpo ígneo globoso de composición más o menos homogénea, puede variar según la ubicación de esta en el cuerpo (ver Capítulo 9, Fig. 9.13). Las variedades granosas finas se ubican en los bordes laterales del plutón, en contacto con la roca de caja, y se forman por enfriamiento rápido dado el alto contraste térmico. Las texturas granosas gruesas se exhiben en el sector interno del plutón, donde el enfriamiento es lento y la magnitud del contraste térmico es pequeña.

La textura granosa también es común en los gabros, dunitas, hornblenditas y piroxenitas. En estas últimas rocas ultramáficas, algunos minerales máficos son, en general, euhedrales y están acompañados por una gran cantidad de cristales subhedrales.

Textura aplítica: variedad de grano fino, transicional entre fanerocristalina y afanítica, de la textura granosa anhedral de los granitoides, que indica un alto contraste térmico, por lo cual se la encuentra en bordes enfriados de cuerpos graníticos globosos y diques pegmatíticos, en las aplitas del techo y en diques horizontales de la cúpula y en algunos diques sinmagmáticos (Fig. 12.14).

La textura aplítica tiene una implicancia composicional, ya que está constituida por granos anhedral de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa. La *textura sacaroide* es petrográficamente análoga a la aplítica y es un término descriptivo (los cristales se asemejan a los granos de azúcar) que no tiene una implicancia composicional como la aplítica. Por ello el término sacaroide se aplica para la textura de algunos microgabros y microdioritas de grano fino, transicional entre fanerocristalino y afanítico, con cristales anhedral.

En síntesis, una roca ígnea de cualquier composición puede exhibir textura sacaroide, siempre y cuando el tamaño de grano sea fino, transicional entre fanerocristalino y afanítico, y todos sus minerales sean anhedral.

Textura agpaítica: es inequigranular, compuesta por cristales mayores euhedrales, tabulares y desordenados de feldespato alcalino o plagioclasa, entre los cuales quedan huecos triangulares a trapezoidales ocupados por cristales granulares o prismáticos de menor tamaño, subhedrales a anhedral de piroxeno, anfíbol, biotita, cuarzo o feldespatoideos (Fig. 12.15). Los mafitos intersticiales se acomodan a la forma del hueco dejado por los feldespatos.

La textura agpaítica es típica de magmas alcalinos y peralcalinos anhidros, donde los feldespatos, que no tienen agua, cristalizan tempranamente dada la sobresaturación en álcalis, y los mafitos ferromagnesianos, tanto anhidros como hidratados, son tardíos. La textura es inequigranular pero no refleja dos historias térmicas distintas, sino que la diferencia de tamaños entre los minerales depende del orden de cristalización y de la compo-

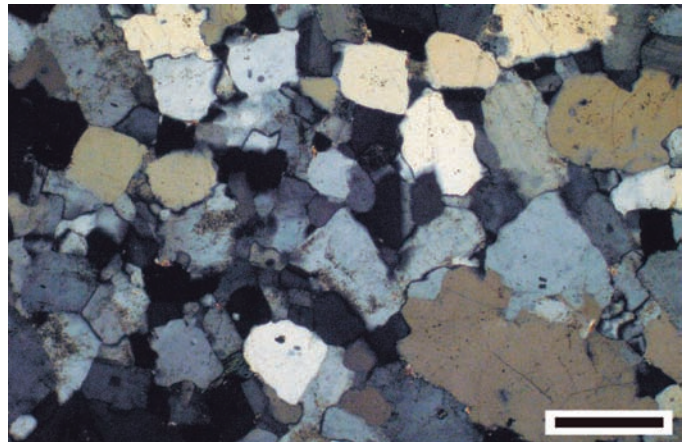


Figura 12.14: Textura aplítica de un dique horizontal de aplita del plutón granodiorítico de Agua Negra, Cordillera Frontal de San Juan. Barra de escala: 300 μ .

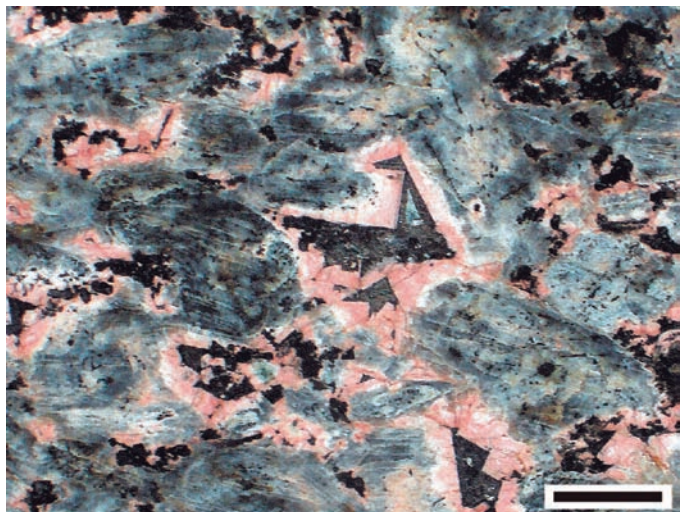


Figura 12.15: Textura agpaítica en sienita (frente pulido) con diópsido (Piriápolis, Uruguay). El cambio de color del feldespato, desde el sector interno gris hasta el borde rosado, se debe a su alteración caolínica. Barra de escala: 1 cm.

sición del magma original.

La textura agpaítica es común en plutones de sienitas y sus variedades con feldespatoideos, de monzonitas suavemente alcalinas (González *et al.* 2006) y de granitos peralcalinos con mafitos sódicos, como la aegirina, adfersonita y barkeviquita.

Textura traquitoide: se compone de minerales fanerocristalinos, tabulares o prismáticos, euhedrales a subhedrales de cualquier mineral, aunque comúnmente son de feldespatos, alineados en forma paralela a sub-paralela y sin deformación dúctil intracristalina (Fig. 12.16). La orientación preferencial de los minerales en la textura traquitoide se puede interpretar según dos posibilidades alternativas: (1) es acumulación por flujo magmático, por lo cual se forma con un porcentaje de magma superior al del fundido crítico de Arzi, o (2) es por compactación de los minerales posterior a la cristalización. De ambas, la primera parece ser más adecuada para explicar la orientación de minerales sin deforma-



Figura 12.16: Textura traquitoide en larvikita (frente pulido). Esta roca es una sienita nefelínica rica en anortoclasa, que proviene de la localidad de Laurvik, región de los Fiordos (Skagerrak, 100 km al sur de Oslo, Noruega). El feldespato tiene iridiscencia azulada, de allí que también se la conozca como “piedra de luna”, producida por la estructura *Schiller* de los feldespatos (inclusiones de diminutos cristales a lo largo de los planos de clivaje). La moneda tiene 2,5 mm de diámetro.

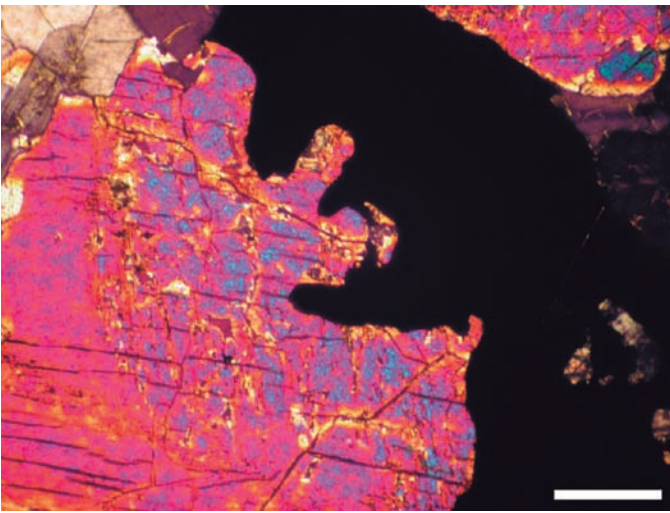


Figura 12.17: Fotomicrografía de una textura consertal. Interdigitación de clinopiroxeno y un mineral opaco en un filón capa de diabasa ordovícica de la Formación Sierra de la Invernada, en la sierra homónima, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 100 μ .

ción por el desplazamiento del magma. La compactación ígnea supone, en algunos casos, la deformación de los minerales.

Textura consertal: interdigitación del borde de dos cristales con formas dentadas, lobuladas o aserradas. En los granitoides es común entre cristales de cuarzo o entre el cuarzo, microclino

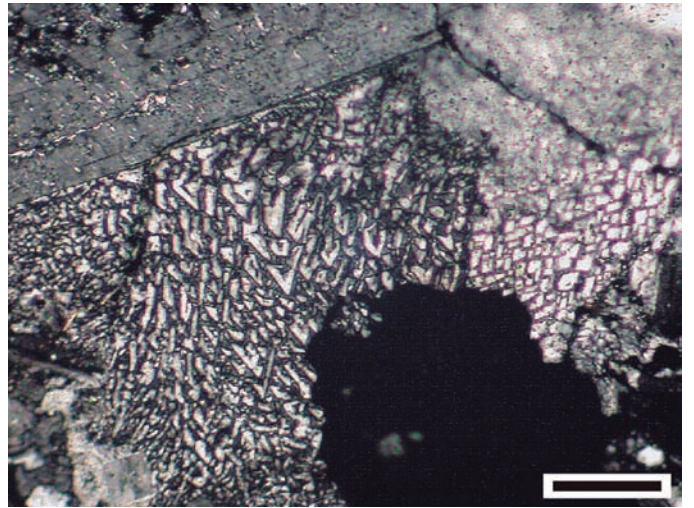


Figura 12.18: Textura micrográfica en un dique de granito pegmatítico asociado al plutón pre-orogénico de Pantanos Negros, Sierras Pampeanas de San Luis. Barra de escala: 75 μ .

y plagioclasa. También es frecuente en gabros y diabasas, entre cristales de piroxeno o entre éste y la plagioclasa o los minerales opacos (Fig. 12.17).

Las texturas de deformación desarrolladas por recristalización dinámica de los bordes de grano (ver Passchier y Trouw 2005) son petrográficamente semejantes a la consertal, pero no son de origen ígneo, los minerales están deformados y la formación de las mismas depende de otros mecanismos microtectónicos ajenos al enfriamiento de un magma.

Textura gráfica: intercrecimiento regular de dos minerales con la apariencia de una escritura rúnica o cuneiforme. La variedad más conocida es el intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino, donde el primero aparece como cuñas o bastones aislados dentro de un cristal de feldespato alcalino, siendo característica de granitos, granodioritas y pegmatitas (Fig. 12.18). También se cita intercrecimiento gráfico entre augita y nefelina o leucita, en rocas básicas alcalinas (Mac Kenzie *et al.* 1982). Si el intercrecimiento gráfico sólo es visible a escala microscópica, la textura se denomina *micrográfica*.

Textura granofírica: variedad de textura micrográfica, donde el intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino tiene formas fibrosas, aciculares o plumosas, además de cuneiforme, que se disponen sobre los bordes y en forma radial a un cristal euhedral a subhedral de feldespato alcalino o plagioclasa ubicado en el centro (Fig. 12.19). La textura granofírica es típica de los granitos, granodioritas y pegmatitas. También se mencionan en los microgabros y diabasas del haz de filones básicos del Terreno Piedra Alta, Uruguay (Bossi *et al.* 1993) y en el enjambre de diques longitudinales de rumbo E-O de Tandilia (Teruggi *et al.* 1974), como diferenciados tardíos ubicados en huecos de la textura microgranosa.

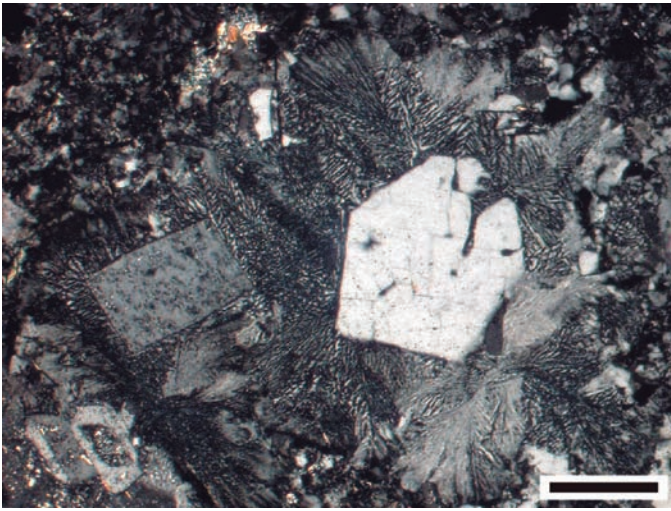


Figura 12.19: Textura granofírica. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 150 μ .

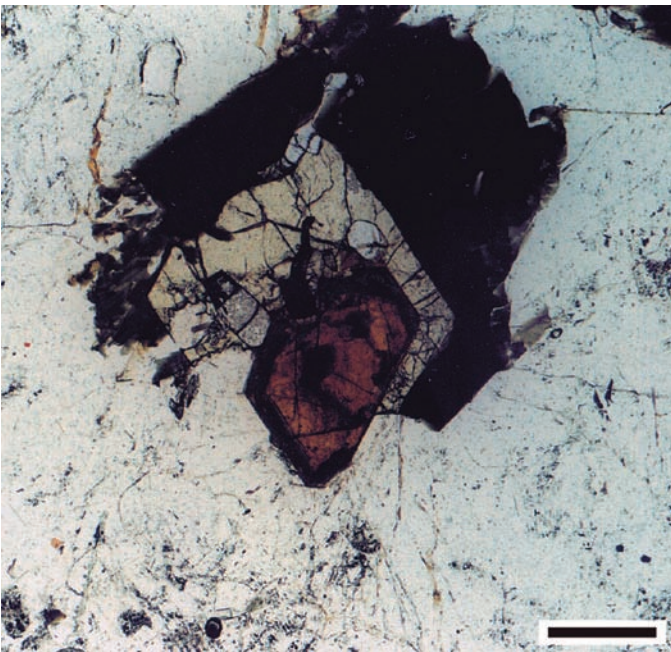


Figura 12.20: Textura manteada según un cristal de allanita rodeado por un anillo interno de epidoto magmático y otro anillo externo de anfíbol. Monzonita devónica del Plutón El Molle, Sierras Pampeanas de San Luis. Barra de escala: 500 μ .

Textura vermicular: intercrecimiento íntimo entre dos minerales, uno de ellos con hábito de vermes o gusanos. La textura vermicular más conocida es la *mirmequítica*, en donde parches de plagioclasa que contienen a cuarzo vermicular invaden a un cristal de feldespato alcalino. En general el cuarzo se ubica sobre el borde del cristal de plagioclasa y el arreglo que pueden tener los vermes son muy variados, pero las formas más comunes son de verruga, coliflor, pino o daga.

La textura del intercrecimiento íntimo entre dos minerales de cualquier especie, que no sean la plagioclasa y el cuarzo, se deno-

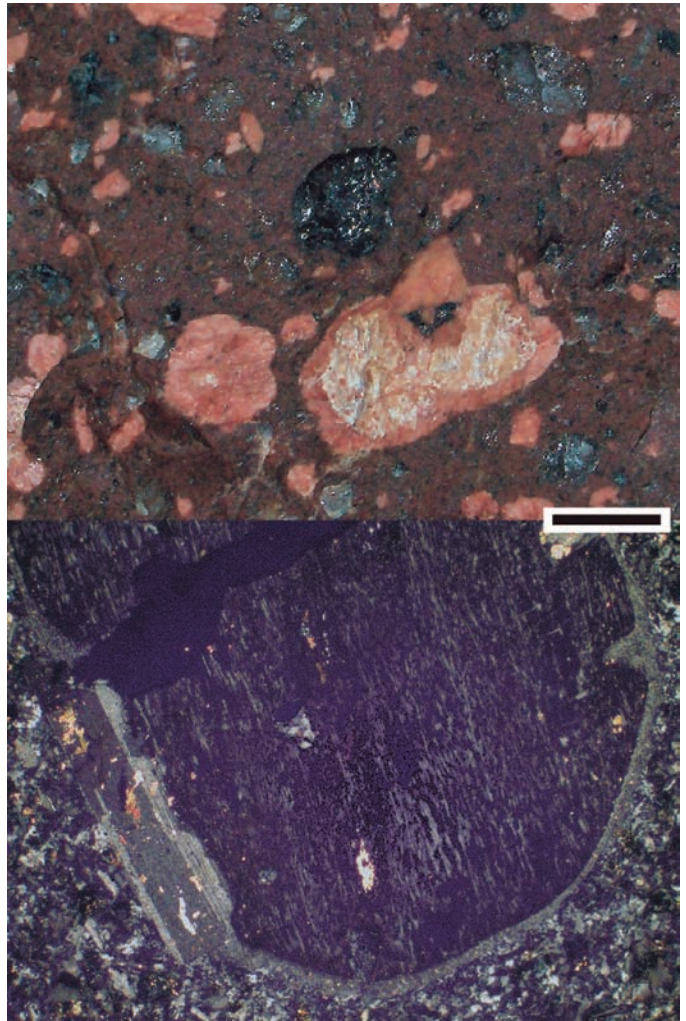


Figura 12.21: Textura rapakivi en fenocristales de una volcanita ácida, en muestra de mano y fotomicrografía al microscopio petrográfico. En el primer caso, el feldespato alcalino se exhibe amarillo, porque está teñido con cobaltinitrito de sodio, y la plagioclasa conserva su color rosa. Al microscopio ambos feldespatos se pueden diferenciar claramente por la macla de albita del anillo de plagioclasa y la textura pertítica del feldespato alcalino. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 1 cm.

crystal único hospedante de otro mineral. Los ejemplos mejor conocidos son los feldespatos alcalinos con *textura pertítica* y *antipertítica* (Fig. 12.21). En la primera un grupo de cristales de feldespato rico en sodio está incluido dentro de un cristal hospedante de un feldespato rico en potasio, y viceversa en la textura antipertítica. Las pertitas se clasifican en nueve tipos diferentes, sobre la base del tamaño y la forma de las mismas. El lector interesado puede consultar las variedades de la textura pertítica de los feldespatos en Deer *et al.* (1992: 428).

También las plagioclasas tienen un fino intercrecimiento lamelar de dos fases, una de las cuales es más rica en calcio que la otra. Cuando el intercrecimiento se encuentra en el rango composicional de la albita-oligoclasa se llama *peristerita* y la superficie de estos cristales aparecen con cierta iridiscencia. En el rango composicional de la andesina-labradorita, la iridiscencia se de-



Figura 12.22: Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa zonal y pasta afanítica. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 1 cm.

mina *simplectítica*. Los ejemplos más comunes de la textura simplectítica son vermes de ilmenita dentro de ortopiroxeno, de ulvöspinel dentro de olivina y de fayalita en cuarzo.

Texturas manteadas: definida por un mineral que está rodeado de un anillo o "manto" de uno o más cristales de otros minerales (Fig. 12.20). Cuando el sobrecrecimiento se produce entre minerales máficos, los arreglos se denominan en sentido amplio *texturas coroníticas*. Los ejemplos más comunes son: olivina rodeada por ortopiroxeno, clinopiroxeno rodeado por anfíbol o biotita que rodea a anfíbol. El término genético que es equivalente de la textura coronítica es el de *anillo* o *corona de reacción*.

La textura *rapakivi* es un tipo de manteado caracterizado por un sobrecrecimiento de plagioclasa sódica (oligoclasa) sobre un cristal usualmente grande y redondeado de feldespato alcalino (Fig. 12.21). La *textura antirapakivi* se caracteriza por un sobrecrecimiento de feldespato alcalino alrededor de plagioclasa. Una completa descripción e interpretación genética de las texturas rapakivi y antirapakivi y del resto de las texturas manteadas se pueden consultar en Hibbard (1995).

La *textura kelifítica* es otro tipo de textura manteada definida por el sobrecrecimiento de fibras de piroxeno o de anfíbol microcristalino sobre olivina o granate. En las rocas metamórficas también se ha utilizado el término de "textura kelifítica" o "kelifita" para definir a los anillos o coronas de una mezcla de minerales (cloritas, sericita, etc.) micro- a criptocristalinos sobre cristales de granate.

Las texturas coroníticas son comunes en las rocas plutónicas básicas a ácidas, mientras que las texturas rapakivi y antirapakivi son características de algunos granitos porfíricos y de volcánicas ácidas.

Texturas lamelares y arrosariadas: intercrecimiento de láminas, lamelas o trenes arrosariados de un mineral (todos los cristales tienen la misma orientación óptica) en el interior de un

nomina *labradorescencia* y no debe confundirse con la iridiscencia de los feldespatos alcalinos, ocasionada por la estructura Schiller. Las texturas pertítica, antipertítica y peristerítica son comunes en los granitoides.

Otros ejemplos de texturas lamelares y ampolladas se presentan en los piroxenos (clinopiroxeno dentro de ortopiroxeno y viceversa), ilmenita dentro de cristales con soluciones sólidas (ulvöspinel-magnetita), plagioclasa dentro de piroxeno, anfíbol dentro de piroxeno y magnetita cromífera dentro de olivina. Las texturas lamelares donde intervienen mafitos u óxidos son comunes en las rocas gabroides y máfica-ultramáficas.

Las texturas lamelares y ampolladas también se conocen con el nombre de *texturas de exsolución* o *desmezcla*, pero se recomienda no utilizar estos términos porque contienen una connotación genética muy amplia.

Textura orbicular: está caracterizada por capas o bandas concéntricas de composición granítica, que forman cuerpos esferoidales denominados *orbículas*. La textura interna de cada capa puede ser granosa o fibrosa radial con respecto a los bordes de la capa. Las orbículas tienen unos pocos centímetros de diámetro y en su composición granítica alternan capas ricas en feldespato, plagioclasa y biotita. En la Figura 45 de López y Bello (2006: 54) se exhibe un ejemplo espectacular de un corte pulido de una orbícula.

Textura miarolítica: son cavidades de forma irregular y tamaños variables, llamadas *miarolas*, que en general no superan los 3 cm de diámetro. Pueden estar completamente rellenas por los mismos minerales de la roca que las hospeda o pueden tener un hueco en el centro. Sus paredes están tapizadas por cristales euhedrales de cuarzo bipiramidal hexagonal, feldespato alcalino (microclino o adularia) y albita, a los que pueden acompañar algunos mafitos, como anfíbol o biotita, minerales accesorios (turmalina) y/o de alteración deutérica. Algunas miarolas pueden estar rellenas por soles o haces ramificados de turmalina o anfíbol, entre los que se disponen escaso cuarzo y feldespatos. La textura miarolítica es común en las rocas graníticas y granodioríticas de los plutones de emplazamiento superficial (ver Fig. 12.5).

12.4.2. Texturas de unidades volcánicas extrusivas

Las texturas de los cuerpos volcánicos extrusivos se han separado, para su mejor identificación, en no fragmentadas (lavas), que se describen en primer término, y en fragmentadas (ignimbritas y tobas) que se exhiben a continuación de las primeras.

Texturas de coladas de lava

Textura porfírica: se caracteriza por la presencia de cristales mayores o *fenocristales* que están rodeados por una pasta volcánica compuesta por cristales de menor tamaño (fanero-cristalinos o afaníticos) o por vidrio volcánico o por una combinación de cris-

tales y vidrio (Fig. 12.22). Si predominan los microfenocristales, la textura se denomina *microporfírica*. La *textura vitrofírica* es una variedad de la porfírica compuesta por fenocristales y pasta vítrea.

La textura porfírica es característica de todas las rocas volcánicas básicas a ácidas que no son afíricas (no tienen fenocristales) y la textura vitrofírica es típica de los vitrófros, que son rocas volcánicas cuyo componente fundamental es un vidrio de composición intermedia a ácida (obsidiana).

Textura glomeroporfírica: variedad de textura porfírica, con fenocristales agrupados en agregados llamados grumos o *glomerocristales* (Fig. 12.23). Los grumos están constituidos por cristales de la misma especie mineral o de especies diferentes. La textura glomeroporfírica es común en las rocas volcánicas básicas a intermedias, desde los basaltos hasta las andesitas y traquitas.

La textura *sinensis* (o cristales que "nadan juntos") describe a un tipo de grumo compuesto exclusivamente por cristales de feldespato alcalino. Es una textura común en los granitos post-orogénicos de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.

Textura lamprofírica: es otra variedad de textura porfírica donde los fenocristales están constituidos exclusivamente por minerales máficos, como la olivina, piroxeno, anfíbol o biotita. Es la textura que caracteriza al grupo de rocas alcalinas llamadas *lamprófiros* (La Maitre 2002).

Textura felsítica: es afanítica microcristalina a criptocristalina. Está compuesta por un agregado de microlitos equidimensionales y anhedrales de minerales claros (generalmente cuarzo y feldespatos). Es una textura característica de la pasta de las volcanitas ácidas, como las dacitas y riolitas, aunque también aparece con frecuencia como un producto de la cristalización del vidrio.

Textura pilotáxica: es holocristalina y afanítica de tipo microcristalina. Está caracterizada por microlitos o tablillas euhedrales a subhedrales de feldespatos (generalmente de plagioclasa) dispuestos sin una orientación definida. Los huecos entre las tablillas no están ocupados por vidrio volcánico. La distribución irregular de los microlitos es semejante a un fieltro, hecho por el cual también se conoce a este arreglo con el nombre de textura *afieltrada* (= *felty* en inglés).

La textura pilotáxica es común en la pasta de las volcanitas mesosilíceas, como las andesitas, aunque no es exclusiva de este tipo de rocas. Suele gradar en transición a la textura traquítica orientada, especialmente en aquellas rocas volcánicas donde se ha conservado el flujo magmático por enfriamiento rápido de la colada.

Textura intergranular: es holocristalina y afanítica microcristalina. Está compuesta por una red de microlitos o tablillas de plagioclasa euhedral, con huecos ocupados por pequeños cristales equidimensionales de piroxeno (en general augita) \pm olivina \pm minerales opacos (Fig. 12.24). Los cristales de los huecos contiguos no están en continuidad óptica. La red de ta-

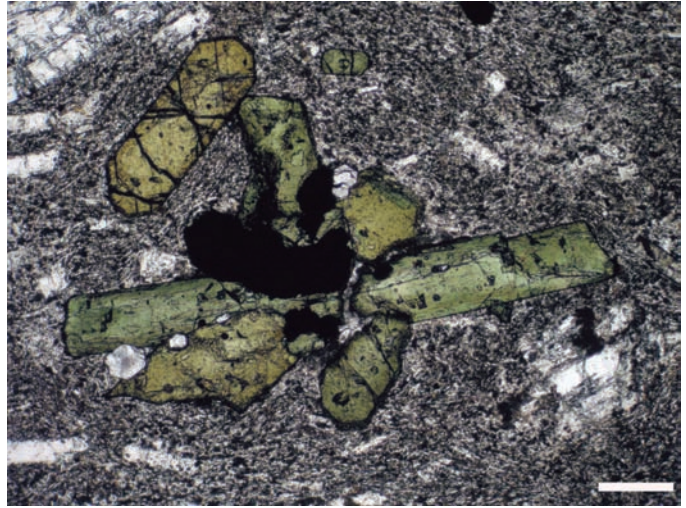


Figura 12.23: Fotomicrografía de la textura glomeroporfírica. Los glomérulos son de minerales opacos, clinopiroxeno y apatita. Traquiandesita de un domo sub-volcánico del interior de la caldera de la Sierra de El Morro, San Luis. Barra de escala: 50 μ .

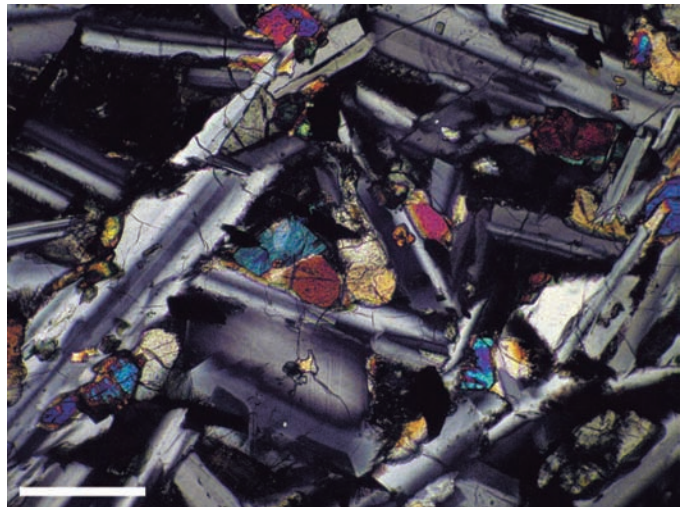


Figura 12.24: Fotomicrografía de la textura intergranular. Los huecos están ocupados por clinopiroxeno y minerales opacos. Basalto olivínico de la Meseta Carri-Laufquen, al norte de Ingeniero Jacobacci, Río Negro. Barra de escala: 50 μ .

blillas de plagioclasa puede tener un arreglo sub-radial o sub-paralelo alrededor de estos huecos. La textura intergranular es característica de la pasta de los basaltos.

Textura intersertal: es hipocristalina y está caracterizada por un conjunto desordenado de microlitos o tablillas de plagioclasa subhedral a euhedral, entre los cuales quedan huecos ocupados por vidrio volcánico ($< 30\%$) o una combinación de este y microlitos-cristalitos de olivina, piroxeno o minerales opacos. Los bordes de las tablillas de plagioclasa se tocan entre sí y el vidrio puede estar fresco, desvitrificado o alterado a clorita, palagonita, analcima o argilominerales. Esta textura también se exhibe en la pasta de los basaltos.



Figura 12.25: Obsidiana con fractura concoide e inclusiones gaseosas (puntos blancos dentro del vidrio translúcido). Ladera sur del volcán Quévar Azufre, Puna salteña. Barra de escala: 1 cm.



Figura 12.26: Fotomicrografía de grietas perlíticas en un domo de vitrófiro del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. El diámetro de la perlita mayor es alrededor de 1 mm. La sección delgada fue cedida por cortesía de E. Aragón.

Las texturas *hialoofítica* y *hialopilítica* son variedades de la textura intersertal y por lo tanto también son hipocristalinas, aunque tienen una mayor cantidad de vidrio respecto de la intersertal.

Textura hialoofítica: la cantidad de vidrio es mayor a 30% y menor de 80%, por lo cual se pierde la identidad de los huecos. Las tablillas de plagioclasa no se tocan entre sí y flotan más o menos libres en la pasta rica en vidrio. Las tablillas pueden estar desordenadas, al azar, o están orientadas en forma paralela a las líneas de flujo. La textura hialoofítica es común en la pasta de los basaltos, andesitas basálticas y andesitas.

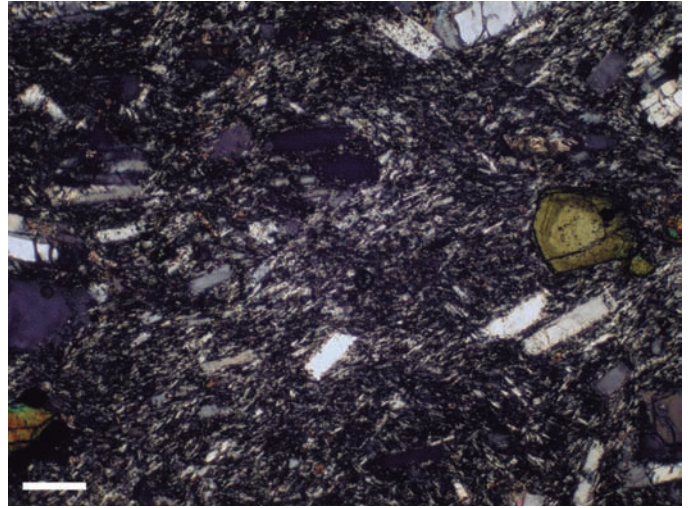


Figura 12.27: Fotomicrografía de la textura traquítica en una traquiandesita de un domo sub-volcánico del interior de la caldera de la Sierra de El Morro, San Luis. Los fenocristales y la pasta traquítica están orientados por flujo magmático. Barra de escala: 75µ.

Textura hialopilítica o vítrea: la cantidad de vidrio es mayor a 80% (Fig. 12.25). Los microlitos son escasos y flotan en el vidrio, totalmente libres de interferencias mutuas con los individuos vecinos. Es típica de la pasta de la textura vitrofírica y, por lo tanto, de los vitrófros y obsidianas.

Textura perlítica: es vítrea y está caracterizada por un sistema interconectado de fracturas concéntricas denominadas grietas perlíticas, que separan cáscaras semi-lunares o concoides de vidrio hidratado de una porción fresca o menos hidratada del mismo vidrio. El tamaño de las grietas varía entre algunos milímetros y varios centímetros de diámetro (Fig. 12.26). La textura perlítica es típica de los vitrófros, obsidianas y de las pastas ricas en vidrio de otras rocas volcánicas que han sido sometidas a grados variables de hidratación.

Textura traquítica: es una textura holocristalina o hipocristalina, afanítica y microcristalina. Está compuesta por microlitos y tablillas de feldespato alcalino y/o plagioclasa orientados con el eje mayor en forma paralela a sub-paralela a las líneas de flujo magmático (Fig. 12.27). La pasta de una misma roca volcánica puede tener pasajes graduales y transicionales entre la textura traquítica y las variedades pilotáxica, intergranular, intersertal, hialoofítica y hialopilítica. La *textura microlítica fluidal* o *de fluxión* se ha usado como sinónimo de la textura traquítica.

La textura traquítica es común en las traquitas pero no es exclusiva de estas rocas, ya que también se exhibe en otras composiciones mesosilícicas a ácidas como las andesitas y dacitas.

Textura spinifex: se caracteriza por el ordenamiento paralelo a sub-paralelo o radial de fenocristales esqueléticos, dendríticos, elongados curvo-ramificados o aciculares de olivina o piroxeno, entre los cuales quedan huecos ocupados por vidrio o

cristales de menor tamaño (Fig. 12.28). Las olivinas, y menos frecuentes los piroxenos, pueden alcanzar hasta 10 cm de largo. La spinifex es la textura característica de las komatiitas, que son rocas volcánicas ultramáficas, casi exclusivas del Arqueano, con un contenido de MgO mayor al 18 % (Le Bas 2000).

Textura esferulítica: son cuerpos más o menos esferoidales, denominados *esferulitas*, constituidos por un conjunto de cristales fibrosos de feldespato alcalino que irradian desde un núcleo micro- a microcristalino. Entre las fibras se ubica vidrio, cristales de feldespato alcalino de menor tamaño, cuarzo o tridimita.

Las esferulitas pueden ser *simples* (un solo cuerpo), *compuestas* (dos cuerpos) o *racimos* o *anidadas* (varias esferulitas coalescentes lateralmente). El diámetro varía desde unos pocos micrones hasta varios centímetros. Las esferulitas de un domo de vitrófiro riolítico del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (Fig. 12.29) tienen hasta 12 cm de diámetro. El núcleo puede ser hueco (litofisa) o pueden exhibir un fenocristal de feldespato alcalino o plagioclasa.

Las esferulitas pueden ser *primarias* o *secundarias*. Ambos tipos tienen las mismas características petrográficas citadas precedentemente y sólo se pueden diferenciar por criterios genéticos relacionados con su formación. Las esferulitas primarias cristalizan directamente desde un magma dacítico-riolítico, durante la desgasificación y enfriamiento sincrónicos con el desplazamiento del magma, ya sea durante el emplazamiento de cuerpos intrusivos sub-volcánicos o el flujo de coladas lávicas (Figs. 12.29 y 12.30a-b). Lofgren (1971, 1974) demostró mediante experimentos de laboratorio que la morfología de las esferulitas en un magma riolítico varía de acuerdo con su temperatura de formación, indicando que las globosas y plumosas son de alta (~700°C) y baja (< 400°C) temperatura respectivamente (McPhie *et al.* 1993).

Las esferulitas secundarias se forman por la desvitrificación de un vidrio rígido, ya consolidado, como las obsidiana y vitrófros, y también de aquel de las trizas y pómez de las ignimbritas y tobas. Es común en estas últimas rocas que la textura eutaxítica (ver abajo en este mismo capítulo) este parcial o totalmente reemplazada por parches o racimos de esferulitas secundarias. Para reconocer el carácter primario o secundario de las esferulitas se pueden considerar los siguientes criterios:

CUADRO 12.3: Criterios geológicos simples para distinguir esferulitas primarias y secundarias.

Primarias	Secundarias
No reemplazan texturas previas	Reemplazan texturas previas, como la eutaxítica. Parches, racimos o nidos de esferulitas. Racimos de esferulitas crecidos a lo largo de fracturas perlíticas
Laminación-bandeamiento por flujo: intercala láminas o bandas con esferulitas porosas y de obsidiana compacta sin esferulitas	Obliteran y emparchan la laminación por flujo previamente desarrollada en una obsidiana
Huecos y microfenocristales o microlitos ubicados en el núcleo	Sin huecos ni cristales en el núcleo



Figura 12.28: Fenocristales esqueletales (gris) de olivina y pasta afanítica vítrea (gris-verdosa) de la textura spinifex de una komatiita del Precámbrico. Localidad tipo mundial, Río Komati, Sudáfrica. Barra de escala: 1 cm.

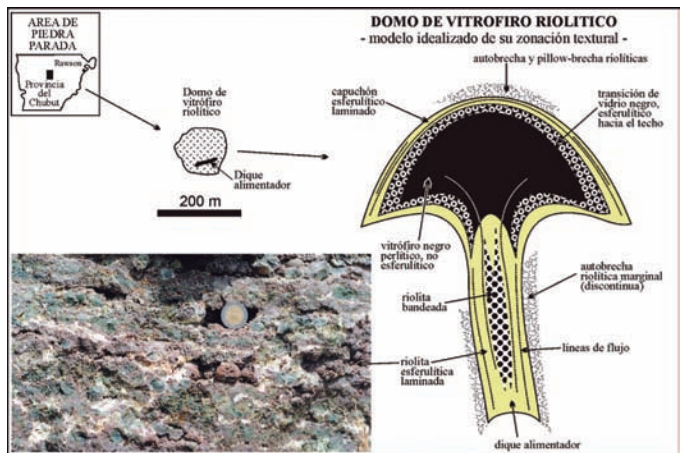


Figura 12.29: Domo sub-volcánico de vitrófiro riolítico del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (modificado de Aragón *et al.* 2002). Las esferulitas son primarias porque se ubican en bandas que alternan con vitrófiro riolítico compacto sin esferulitas. La moneda tiene 2,3 mm de diámetro.

Textura axiolítica: se compone de cristales fibrosos de feldespato alcalino y cuarzo, denominados *axiolitas*, que irradian desde la terminación de un pequeño cristal acicular (axiolitas primarias). Las axiolitas también pueden desprenderse desde un eje, como por ejemplo la traza de una grieta perlítica o reemplazar texturas vítreas previamente formadas (axiolitas secundarias), tanto en coladas de lavas ácidas como en flujos de ignimbritas o mantos de tobas (Fig. 12.30c). La formación de las axiolitas primarias y secundarias es similar a las esferulitas.

Textura litofísica: variedad de textura esferulítica donde el fino agregado de fibras radiadas de feldespato alcalino y cuarzo (\pm vidrio) se dispone en capas concéntricas desde un hueco central, y además las capas también pueden estar parcialmente ahuecadas (Figs. 12.3 y 12.30d). La formación de las litofisas se relaciona con la expansión "plástica", a la temperatura de extrusión, de una obsidiana riolítica que las hospeda. Se forman durante los períodos de desgasificación del vidrio que alternan con los de cristalización del magma riolítico expuesto a condiciones de sobreenfriamiento rápido.

Textura variolítica: se compone de fibras divergentes, sim-

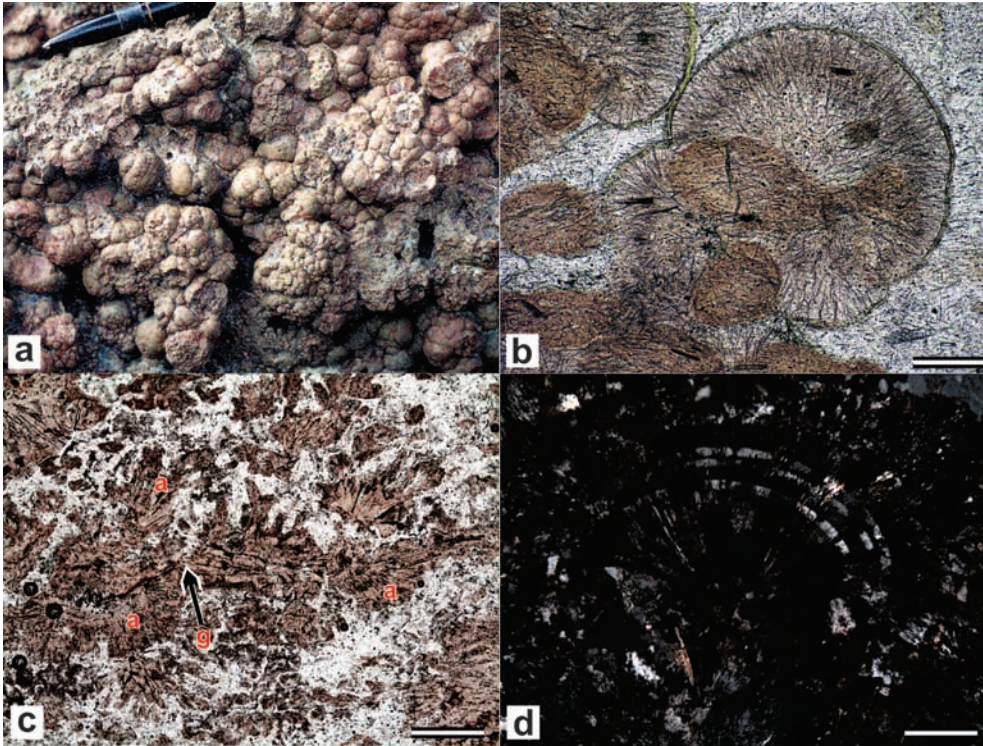


Figura 12.30: a) Racimos de esferulitas en un domo sub-volcánico de riolita foliada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. b) Fotomicrografía de los racimos de esferulitas de la foto anterior. La pasta de vidrio riolítico ubicada entre las esferulitas tiene abundantes microlitos. Barra de escala: 250 μ . c) Fotomicrografía de la pasta vítrea y laminada, con líneas de flujo preservadas en forma relictica, de un vitrófiro riolítico jurásico de la Formación Ibáñez, sur de Chile. La roca está desvitrificada a un agregado de esferulitas plumosas y abanicadas. También a lo largo de una línea de flujo relictica o grieta (g) en el vitrófiro se asocian algunas axiolitas (a) aciculares y cuneiformes. En este caso, tanto las esferulitas como las axiolitas son secundarias, ya que reemplazan a texturas magmáticas primarias. Barra de escala: 100 μ . d) Fotomicrografía de una litofisa de la matriz de una ignimbrita riolítica jurásica de la Formación Ibáñez, sur de Chile. Se aprecia la disposición concéntrica en capas de las fibras cuarzo-feldespáticas. Barra de escala: 100 μ .

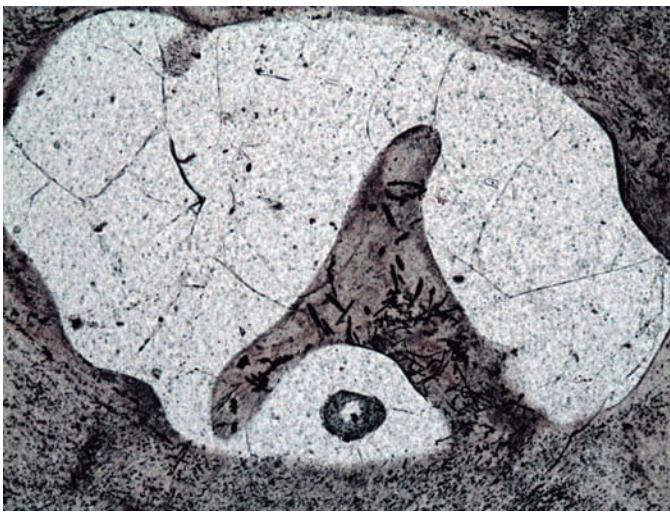


Figura 12.31: Fotomicrografía de un fenocristal de cuarzo y de la pasta vítrea laminada de un vitrófiro riolítico jurásico de la Formación Ibáñez, sur de Chile. La pasta está conectada por un canal con el interior del fenocristal, que tiene puntos de anclaje para la nucleación de microlitos dendríticos y plumosos. El fenocristal tiene entre 1 y 1,5 mm de diámetro.

ples o ramificadas, formando un atado o haz cónico de cristales aciculares que parten desde un centro en común. Las fibras son de plagioclasa y los espacios entre las mismas están ocupados por vidrio o granos equidimensionales de piroxeno, olivina o minerales opacos. En una sección delgada (2D) la forma es la de un abanico de fibras de plagioclasa. La textura variolítica es común en las rocas volcánicas básicas a intermedias.

Textura esquelética y dendrítica: sobrecrecimiento delicado de cristales fibrosos, esqueléticos o dendríticos o de tablillas desde las esquinas y/o bordes de los fenocristales tabulares, en las rocas volcánicas ricas en vidrio y vítreas, que han pasado por dos historias térmicas distintas. Por un lado, aquella vinculada con la formación de los fenocristales, antes de la extrusión del magma. Por otra parte, la historia térmica que indica un enfriamiento rápido, después de la extrusión, para formar los cristales sobrecrecidos. Los fenocristales son aprovechados como soporte o anclaje para la fijación de los gérmenes de los cristales esqueléticos o dendríticos (Fig. 12.31).

Textura ocelar: está definida por parches de minerales leucocráticos llamados *ocelos*, que tienen forma esférica o elipsoidal y un diámetro variable entre 0,5 y 2 cm. Los ocelos se alojan dentro de un sector más máfico de la misma roca que actúa como hospedante.

Los minerales de los ocelos son nefelina, leucita, calcita, analcima, ceolitas, feldespatos alcalinos, cuarzo, clorita, biotita, anfíbol o piroxeno y, eventualmente, también aparece vidrio. Estos minerales también se encuentran en el sector máfico hospedante, pero diseminados entre los minerales esenciales. En los ocelos, los minerales tienen una disposición zonal formando un relleno centrípeto desde las paredes hacia el centro. Por fuera de los ocelos, tangencial a los bordes de los mismos, se disponen agregados de cristales fibrosos o escamosos pequeños, que ocasionalmente se proyectan hacia el interior de los ocelos.

La textura ocelar es rara y caracteriza a las rocas volcánicas básicas a mesosilíceas alcalinas, sub-saturadas en sílice y que tienen feldespatoideos.

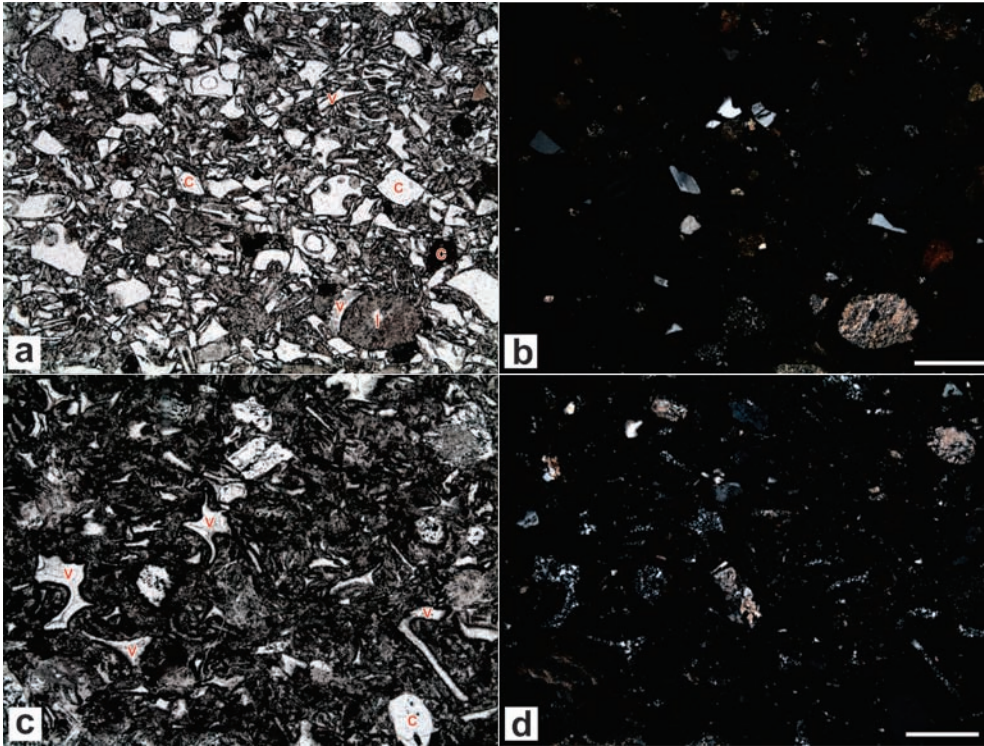


Figura 12.32: Fotomicrografías con nicoles paralelos (a-c) y cruzados (b-d) de texturas fragmentosas en tobas dacítico-riolíticas jurásicas de la Formación Ibáñez, sur de Chile. Ambas rocas se componen de vitroclastos (v) que aún preservan su forma de bastones, estrella y pared de burbuja (a-c), de litoclastos (l) reemplazados por sericita y de cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita. Algunos fragmentos de vidrio están aún conservados como tales (b), mientras que otros ya se encuentran desvitrificados a un fino agregado cuarzo feldespático felsítico (d). Además, los fragmentos de vidrio tienen algo de compactación diagenética, marcada por un ligero aplanamiento de los mismos. Barras de escala: 50 μ .

Textura vesicular: se compone de cavidades redondeadas, ovoideas o irregulares llamadas *vesículas*, formadas por cavitación de un magma basáltico durante la extrusión en superficie de una colada (ver punto 12.3.1). El diámetro de las vesículas varía entre pocos milímetros y alrededor de 1 centímetro y son huecas (Fig. 12.6).

La preservación de las vesículas después de la cavitación depende de la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre la colada y el aire o el sustrato), de la viscosidad del mismo y del espesor del manto basáltico. En el techo y piso de una colada las vesículas quedan conservadas porque el magma caliente se congela rápidamente, por el alto contraste térmico que tiene con el aire y el sustrato fríos respectivamente, atrapando las burbujas de gas. Por el contrario, la parte media de una colada no retiene fácilmente las vesículas, dado que la tasa de enfriamiento del magma es más lenta respecto del techo y piso, y se conserva por más tiempo el calor que favorece la disipación o migración de las burbujas de gas hacia otros sectores. Esta zonación de la textura vesicular entre el techo y el piso es común en las coladas basálticas de gran espesor. En aquellos cuerpos lávicos poco potentes o en el frente de las coladas espesas la textura vesicular presenta una distribución más o menos homogénea entre el techo y piso.

Las vesículas se estiran durante el desplazamiento del magma sobre el sustrato y adquieren formas fusiformes, con su eje mayor ubicado paralelo a las líneas de flujo magmático (Fig. 12.6). El estiramiento ocurre durante y después de la cavitación y antes del congelamiento de la colada. Las vesículas estiradas son útiles para aproximar la dirección del flujo magmático y con ello inferir el sitio posible de emplazamiento del centro eruptivo, en aquellas

sucesiones volcánicas que fueron desmanteladas por la erosión.

Textura amigdaloides: es una variedad de textura vesicular donde las cavidades llamadas *amígdalas* están parcial o totalmente rellenas con minerales tardío- o post-magmáticos, como los carbonatos, ceolitas, cuarzo, calcedonia, analcima, clorita, etc.

Texturas de flujos de ignimbritas y de tobas

Textura eutaxítica: es la textura típica de las ignimbritas y está compuesta por vitroclastos de pómez deformados y compactados denominados "*fiammes*" (ver Figs. 10.21 y 10.25). Además tiene cristaloclastos, que son fragmentos de fenocristales formados en la cámara magmática antes de la erupción, y litoclastos que casi siempre provienen del edificio volcánico. Para mayores detalles de las ignimbritas y los flujos piroclásticos que las producen, ver el Capítulo 10 (ítem 10.5).

Textura fragmentosa: también llamada *fragmentada*, o inclusive también se la denomina *textura piroclástica*, porque es típica de las tobas e ignimbritas con matriz no soldada. Está compuesta por una asociación de vitroclastos de trizas y pómez no deformados ni compactados y de litoclastos y cristaloclastos (Fig. 12.32). Las rocas piroclásticas no soldados son diferentes de sus homólogas soldados, tanto en la apariencia de los afloramientos como en la textura microscópica. Están bien conservadas las trizas vítreas derivadas de la fragmentación de los tabiques de magma que separan las burbujas de la fase vapor, por ello las trizas se denominan de tipo "pared de burbuja" (Fig. 12.32). Hay también formas estrelladas que marcan el sitio de reunión de tres o más burbujas contiguas de la fase vapor. En muchos ca-

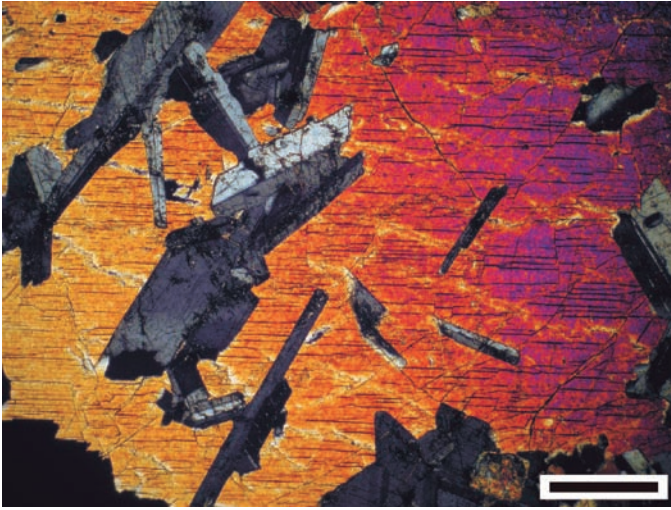


Figura 12.33: Fotomicrografía de una textura ofítica en un filón capa de diabasa del Cordón de la Invernada, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 250 μ .

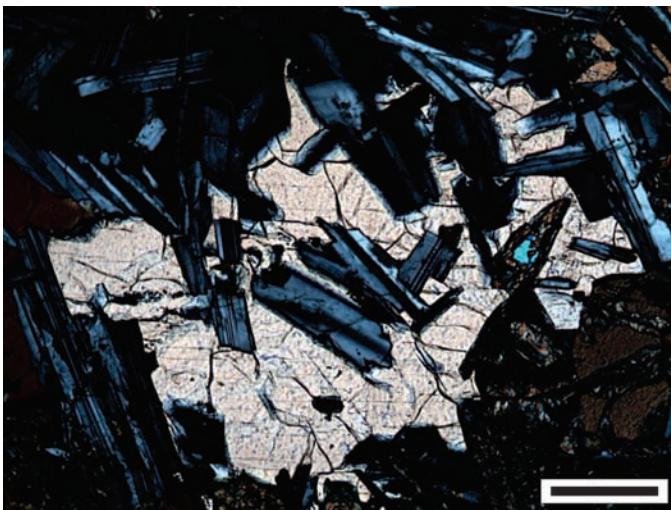


Figura 12.34: Fotomicrografía de una textura sub-ofítica en el sector medio, interno, de una colada basáltica de la Meseta de Cari-Laufquen, Ingeniero Jacobacci, Río Negro. Barra de escala: 250 μ .

tos, las burbujas están enteras, bien conservadas y separadas por tabiques de magma no fragmentado.

Si bien los vitroclastos de la textura fragmentosa no están soldados térmicamente, los fragmentos de vidrio comúnmente muestran algún grado de compactación diagenética, marcada por un ligero alineamiento y/o aplanamiento de los tabiques que es concordante con la estratificación / laminación de la roca.

12.4.3. Texturas transicionales entre rocas plutónicas y volcánicas

Estas texturas caracterizan a los cuerpos ígneos superficiales o sub-volcánicos, emplazados a profundidades transicionales entre los cuerpos intrusivos plutónicos y las unidades volcánicas

extrusivas (ver Fig. 12.9).

Textura de pórfidos: los pórfidos son rocas sub-volcánicas con un alto contraste térmico, porque exhiben textura *porfírica* compuesta por fenocristales fanerocristalinos y pasta microgranaosa o seriada. La composición más común de los pórfidos es andesítica a dacítica, y en menor proporción riolítica. Los pórfidos andesíticos-dacíticos exhiben fenocristales euhedrales de plagioclasa, biotita y anfíbol y una pasta de la misma composición, pero con cristales subhedrales de menor tamaño, y con o sin cuarzo.

Textura seriada: se caracteriza por una transición gradual del tamaño de grano de los cristales, desde fanerocristalinos hasta afaníticos (microcristalinos), sin un hiato o interrupción de tamaños. Los cristales son subhedrales a euhedrales y pueden o no estar orientados por flujo magmático.

La textura seriada es característica de la pasta volcánica de la parte central de las coladas de lavas mesosilícicas y de los pórfidos de algunos diques, filones capa, domos y plutones de pequeño tamaño y emplazamiento superficial.

Textura poiquilítica: un mineral fanerocristalino, por lo general subhedral, engloba o incluye a uno o a más cristales más pequeños, subhedrales o euhedrales y que son de la misma o de diferentes especies. El cristal hospedante se denomina *oikocristal* y el/los cristales englobados se llaman *cadacristales*. Los cadacristales pueden aparecer orientados según alguna dirección cristalográfica del oikocristal o pueden estar desordenados.

Textura ofítica: es una variedad de la textura poiquilítica caracterizada por cadacristales desordenados de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, que están incluidos por completo en un oikocristal, en general sub-ecuante, de clinopiroxeno (Fig. 12.33). La textura ofítica es común en las *diabasas* o *doleritas* (son equivalentes sub-volcánico del basalto y el gabro) por lo cual también se la denomina textura *dolerítica*. Estas rocas se encuentran en diques, filones capa y sectores centrales de coladas basálticas.

Textura subofítica: variedad de la ofítica donde los cadacristales de plagioclasa están parcialmente incluidos por el oikocristal de clinopiroxeno. Sólo un sector de la plagioclasa está rodeado por el piroxeno y la otra parte está afuera del mismo (Fig. 12.34). La textura subofítica también aparece en diabasas y gabros de diques y filones capa y sectores centrales de coladas basálticas.

Textura intrafasicular: es un intercrecimiento decusado de cristales tabulares de plagioclasa euhedral, con huecos ocupados por clinopiroxeno u ortopiroxeno que se acomodan a la forma del hueco (Fig. 12.35). Es una textura que se exhibe en algunos gabros de cuerpos plutónicos, diques y filones capa, y también en las diabasas.

12.5. TEXTURAS CUMULÁTICAS

En los párrafos precedentes destacamos que la formación de las texturas ortomagmáticas depende esencialmente de la magnitud del enfriamiento del magma. En algunos cuerpos ígneos intrusivos máficos-ultramáficos, como los lopolitos, en los *sills* o filones capa de espesor potente y en las partes más anchas de los diques estratificados, el desarrollo textural depende, además de la velocidad lenta de enfriamiento del magma, de la cristalización fraccionada de minerales y de la acumulación mecánica de cristales o “*sedimentación ígnea*” gravitatoria, siguiendo la ley de Stokes. Según esta ley, la velocidad de decantación de un mineral depende directamente del tamaño y la forma del mismo (radio de los individuos), de la magnitud del contraste de densidades entre el mineral formado y el magma circundante y de la viscosidad del magma. Los cristales densos de los minerales ferromagnesianos se hunden en el magma, acumulándose en el piso del cuerpo ígneo con distintos patrones de *texturas cumuláticas* o *cumulares*. Los cristales félsicos, livianos, por lo general flotan en el magma, pero si son pequeños y tabulares, sea cual fuere su densidad, también tienden a hundirse en el magma.

Las *texturas cumuláticas* o *cumulares* formadas por acumulación de cristales fueron propuestas por Wager *et al.* (1960) para las rocas máficas-ultramáficas y sus diferenciados, en los complejos estratificados de Skaergaard (Groenlandia) y Bushveld (Sudáfrica). Según estos autores, las texturas cumuláticas se componen de: (1) una pila de *cristales cumuláticos* o *primocristales*, precipitados directamente desde el magma, antes de cualquier modificación textural producida por cristalización posterior, y (2) *material intercumular* o *intercumulus*, o cristales que ocupan los intersticios o huecos entre los cumulatos. Asimismo Wager *et al.* (1960) precisaron que el *líquido intercumular* es la parcela de magma alojada en los huecos de los cumulatos, que por cristalización posterior da el material intercumular (Fig. 12.36).

En la formación de los cumulatos por acumulación *mecánica* también intervienen, además de la sedimentación gravitatoria y el alzamiento por flotación, celdas convectivas que recirculan el material ígneo, el filtrado por presión y otros procesos dinámicos no convectivos, como la segregación por flujo magmático. Otros procesos ígneos que también producen la acumulación de cristales y operan en forma sincrónica o independiente de la acumulación mecánica son la infiltración de nuevos pulsos de magmas dentro de las emulsiones de cristales y líquido preexistentes, la difusión química, la segregación vinculada con la inmiscibilidad de magmas y la mezcla de magmas.

Las texturas cumuláticas son raras en las rocas félsicas porque es poco importante el contraste de densidades entre los minerales que se forman y el líquido circundante, por lo cual no se activa el mecanismo de acumulación mecánica gravitatoria de los cumulatos. Además, la viscosidad del magma félsico aumenta drásticamente con la cantidad de cristales en suspensión, inhibiendo el movimiento del magma y la circulación interna de cristales. Sin embargo, en las rocas félsicas operan otros meca-

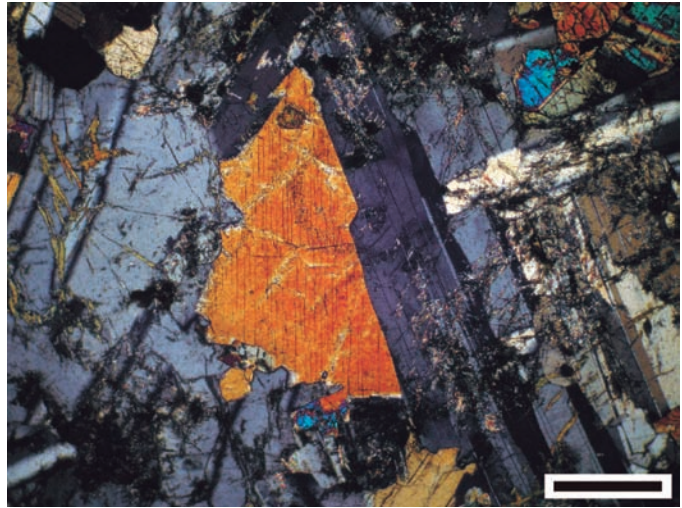


Figura 12.35: Fotomicrografía de una textura intrafasicular en un filón capa de diabasa del Cordón de la Invernada, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 250 μ .

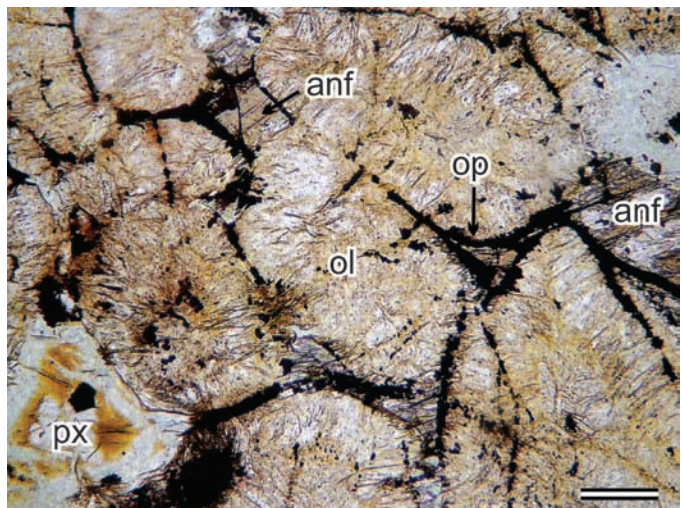


Figura 12.36: Fotomicrografía de una textura cumulática compuesta por un cumulato de olivina euhedral (ol) y escaso piroxeno (px), e inter-cumulus de un mineral opaco (op) y anfíbol (anf). La olivina está reemplazada pseudomórficamente por serpentina, clorita y un anfíbol metamórfico de la serie tremolita-actinolita, el piroxeno está substituido por clorita y el anfíbol ígneo por el mismo anfíbol metamórfico que reemplaza a la olivina. La roca es una peridotita afectada por metamorfismo regional en facies esquistos verdes, que aún conserva en forma relicta la textura cumulática. Sill diferenciado intercalado en filitas y metagrauvasas cámblicas de la Formación Nahuel Niyeu en Aguada Cecilio, Macizo Norpatagónico Oriental, Río Negro. La sección delgada fue cedida por cortesía de Gerson Greco. Barra de escala: 250 μ .

nismos dinámicos no gravitatorios que pueden producir acumulación mecánica de cristales y formar texturas cumuláticas. Como consecuencia del flujo o desplazamiento de un magma granítico en un cuerpo ígneo globoso o tabular, se pueden acumular cristales de feldespato potásico (ver Fig. 4.18), siempre y cuando éstos tengan un tamaño excepcionalmente grande y forma tabular (ver también Capítulo 13). El efecto Bagnold, por el flujo de un magma en un dique (ver Fig. 7.6), también puede pro-

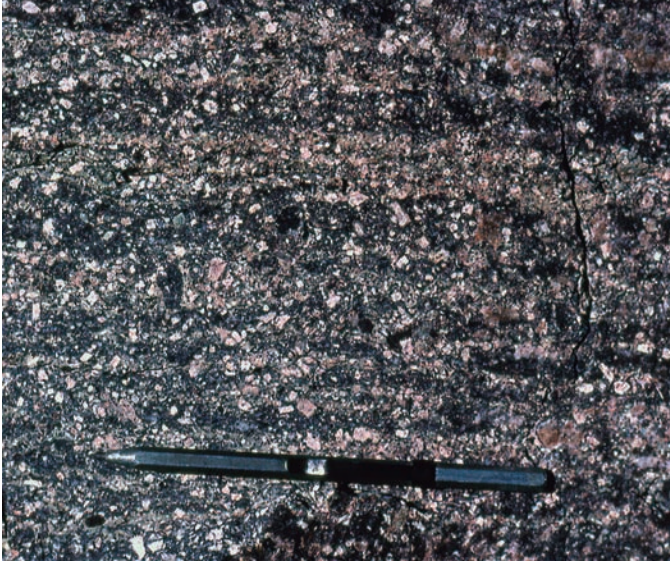


Figura 12.37: Bandeamiento por flujo en una lava mesosilícica de la región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan. Las bandas negras son ricas en vidrio y las castañas en cristales de feldespatos.



Figura 12.38: Pliegues del bandeamiento por flujo en una lava mesosilícica de la Formación Las Vizcachas (Triásico Superior), región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan.

ducir acumulación de fenocristales o inclusiones en el núcleo de algunos diques félsicos.

La formación de las texturas cumuláticas en los cuerpos máficos-ultramáficos incluye tres etapas generales que son: 1° Etapa: nucleación, crecimiento y acumulación de primocristales. Involucra la formación del cumulado y el atrapamiento del líquido intercumular. Los primocristales son los primeros individuos que cristalizan desde el magma, tienen espacio suficiente dentro del líquido circundante para seguir creciendo libres de interferencias, por lo cual alcanzan un cierto tamaño y son bastante euhedrales (Wager *et al.* 1960). En general los primocristales son de olivinas (en las dunitas) o de piroxenos (piroxenitas). 2° Etapa: continúa el crecimiento de los primocristales por distintos mecanismos, como ejemplo la difusión iónica. 3° Etapa: solidifica-

ción total de la roca. Las texturas resultantes de estas tres etapas son al menos de tres tipos distintos y se describen a continuación.

Ortocumulado: después de la acumulación de uno o más primocristales del cumulado, la cristalización fraccionada del líquido intercumulus produce la zonación composicional de los primocristales, la nucleación de nuevos minerales y la reacción con los minerales previamente formados (transformación de olivina a ortopiroxeno, olivina a clinopiroxeno u ortopiroxeno a clinopiroxeno). La cristalización del intercumulus no tiene conexión física o química con el magma circundante, por lo cual no tiene aporte de magma fresco desde parcelas externas al intercumulus. La asociación mineral del intercumulus final puede ser muy diferente a la composición del cumulado previamente formado. La textura final está compuesta por un cumulado de primocristales zonados, en su mayoría euhedrales, y por minerales intercumulares subhedrales a anhedrales, algunos con coronas de reacción.

Adcumulado: el cumulado se nutre de componentes externos aportados por la entrada directa de nuevos pulsos de magma o por la difusión química desde las parcelas de magma fresco que son circundantes al cumulado. La cristalización fraccionada a escala local del líquido intercumular es reducida o está ausente, y los primocristales siguen creciendo a expensas del líquido intersticial, tomando los elementos que le son útiles y expulsando el resto que no utiliza. La textura final es un cumulado con primocristales no zonales (o con zonación muy subordinada) y sin minerales intercumulares.

Mesocumulado: tiene características intermedias entre los ortocumulados y los adcumulados, de manera que no es eliminado todo el líquido intercumular original.

Heteradcumulado: el sistema magmático es abierto, sin atrapamiento de líquido intercumular. Esta textura está compuesta por cristales adcumulares rodeados por grandes oiocristales no zonados, lo que sugiere un aporte continuo de parcelas de magma fresco desde el exterior.

Crescumulado o Harrístico: cumulado de cristales dendríticos, aciculares o fibrosos, no zonados y a veces huecos, de crecimiento orientado y paralelo entre sí, pero anclados en forma perpendicular a un sustrato, que generalmente corresponde al piso de la cámara magmática. Están rodeados de oiocristales semejantes a los heteradcumulado.

12.6. FÁBRICAS MAGMÁTICAS ORIENTADAS

Las evidencias de flujo magmático en los cuerpos ígneos intrusivos y en las unidades volcánicas extrusivas quedan preservadas como fábricas (textura y estructura) orientadas en una dirección determinada. Las texturas traquítica y traquitoide son

claras evidencias de flujo magmático en una roca volcánica y en una plutónica respectivamente. Las líneas de flujo en las rocas volcánicas están marcadas por la orientación paralela a sub-paralela de los fenocristales y cristales de la pasta, y la concentración selectiva de cristallitos, microlitos, esferulitas y/o minerales de desvitrificación. También son evidencias de flujo magmático los cambios de color de la pasta (bandeamiento), asociados a variaciones en la relación vidrio/cristales (Fig. 12.37), las ondulaciones y pliegues de flujo (Fig. 12.38) y las vesículas y amígdalas elipsoidales con sus ejes mayores orientados en forma sub-paralela (Fig. 12.6).

El *flujo magmático* se define como la deformación que se produce durante el desplazamiento del magma y la rotación de cristales como cuerpos rígidos en el seno del magma, sin la suficiente interacción entre los cristales para causar su deformación plástica intracristalina (Paterson *et al.* 1989). Durante el flujo, el magma cambia de forma sincrónicamente con su enfriamiento, y los cristales que se van formando rotan libremente, lubricados por el magma, sin tocarse y sin deformarse internamente. En el extremo opuesto se encuentran las fábricas de las rocas ígneas deformadas por *flujo sub-sólido*, desarrolladas durante y/o después de la cristalización completa del magma (sin presencia de líquido), que involucran la deformación intracristalina de los minerales. Las fábricas sub-sólidas en las rocas ígneas han sido ampliamente descritas y pueden distinguirse con cierta facilidad de aquellas formadas por flujo magmático (p. ej. ver Paterson *et al.* 1989, Vernon 2000, 2004, Blenkinsop 2000, Passchier y Trouw 2005 y la bibliografía citada en estos trabajos). Las texturas formadas por flujo sub-sólido son características de las rocas metamórficas.

Entre los dos extremos del flujo magmático y sub-sólido, se forman fábricas con características propias, especialmente en los cuerpos ígneos intruidos sincrónicamente con una deformación regional, como en el Complejo Plutónico Río del Molle (González *et al.* 2006, González 2008). La característica primordial de estos cuerpos intrusivos es la orientación de sus minerales magmáticos en una dirección determinada, por el movimiento o flujo del magma, y además estos minerales tienen deformación plástica intracristalina. Estas texturas orientadas son formadas por *flujo sub-magmático* (Paterson *et al.* 1989) o *flujo grano-soportado* (Paterson *et al.* 1998), que se define como la deformación producida por el desplazamiento en forma conjunta del magma y los cristales, con deformación intracristalina de éstos últimos. Las texturas de flujo sub-magmático son más difíciles de reconocer dado que exhiben características transicionales entre las texturas de flujo magmático y las sub-sólidas.

En el próximo capítulo 13 de D'Eramo y Pinotti, se presentan algunos aspectos sobresalientes sobre la reología de los magmas graníticos, que complementan el texto del capítulo 2. Además, se describen e ilustran las fábricas magmáticas orientadas más importantes y significativas de los granitoides a escala mesoscópica, se discuten sus aspectos genéticos y se destaca la importancia que tiene realizar una correcta interpretación de las mismas. Se analizan las estructuras magmáticas que se pueden formar en

las distintas etapas de la cristalización de un granitoide, desde aquellas tempranas relacionadas con el emplazamiento del magma y la construcción de la cámara magmática, hasta otras tardías y formadas en una trama cristalina con bajo porcentaje de fundido (fundido crítico de Arzi). Las fábricas magmáticas orientadas descritas en el punto 11.6 de González (2008) están incorporadas en este capítulo 13 de D'Eramo y Pinotti.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer de manera muy especial al Dr. Eduardo J. Llambías por la nueva invitación a participar del libro. Nuestras discusiones sobre la relación entre las texturas y la historia térmica de los cuerpos fueron fructíferas para enriquecer el contenido del capítulo.

También agradezco el apoyo institucional de la Asociación Geológica Argentina, que alentó la concreción de esta nueva edición del libro, y gestionó los recursos económicos para la publicación del mismo. Asimismo, expreso un especial agradecimiento al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET) que proporcionó la infraestructura y otros recursos para la redacción de este capítulo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E., González, P., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Bagalciaga, M., D'elia, L., Jovic, S. y Muravchik, M. 2002. Los domos de vitrófiros y de riolitas foliadas del foso de la caldera Paleógena de Piedra Parada, río Chubut medio. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 64-68. El Calafate, Santa Cruz.
- Aragón, E., Saadi, J., Ubaldón, M., Kuck, A., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Ribot, A. y González, S. 2006. Petrogénesis de los thunderegs en domos riolíticos del centro del Chubut, Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(3): 347-354.
- Archer, L., Ternet, D. y Larson, R. 1997. Fracture phenomena in shearing flow of viscous liquids. Rheology Acta 36: 579-584.
- Baker, D. y Freda, C. 2001. Eutectic crystallization in the undercooled Orthoclase-Quartz-H₂O system: experiments and simulations. European Journal of Mineralogy 13: 453-466.
- Bard, J. P. 1985. Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas. Masson S.A., Barcelona.
- Best, M. 1984. Igneous and Metamorphic Petrology. W.H. Freeman and Company. 630 p. San Francisco.
- Best, M. y Christiansen, E. 2001. Igneous Petrology. Blackwell Science. 458 p. Malden, Massachusetts.
- Blenkinsop, T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, 150 p. Dordrecht.
- Bonin, B. 1990. Les granites des complexes annulaires. Manuels et méthodes BRGM 4, 183p. París, Francia.
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Frago Cesar, A., Sinigoi, S., Teixei-

- ra, W., Piccirilo, A. y Molesini, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology* 106: 263-277.
- Brogioni, N. 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(4): 515-538.
- Castro Dorado, A. 1989. Petrografía básica. Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas. Paraninfo. 143 p. Madrid.
- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Ediciones Paraninfo S.A. 260 p. Madrid.
- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R. 1979. *The interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, 347 p. Londres.
- Deer, W., Howie, R. y Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Scientific and Technical. 696 p. Hong Kong.
- Deer, W., Howie, R. y Zussman, J. 2001. *Framework silicates: Feldspars*. Volume 4 A, 972 p. The Geological Society of London. Londres.
- Fowler, A. 1990. Self-organized mineral textures of igneous rocks: the fractal approach. *Earth Science Reviews* 29 (1-4): 47-55.
- González, P.D. 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico de la Comarca Norpatagónica, entre Comallo y Añecón Grande, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 1: 78-83. Buenos Aires.
- González, P.D. 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis Doctoral Inédita N° 817. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 446 p. La Plata.
- González, P.D. 2008. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E. J.: "Geología de los cuerpos ígneos". Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y complementaria N° 29 (ISSN 0328-2759) e INSUGEO, Serie Correlación Geológica N° 15 (ISSN 1514-4186). Capítulo 11: 171-197. Buenos Aires.
- González, P., y Sato, A. 2000. Los plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos pos-orogénicos en el oeste de la Sierra de San Luis, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (sesión temática 4): 621-625. Puerto Varas, Chile.
- González, P., Sato, A., Llambías, E. y Basei, M. 2006. Deformación y edad de plutones y diques monzonítico-graníticos post-orogénicos tempranos del oeste de la Sierra de San Luis. En: Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. (Eds.): *Temas de la Geología Argentina I*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 21: 105-132. San Miguel de Tucumán.
- Green, D. 1975. Genesis of Archean Peridotitic Magmas and Constraints on Archean Geothermal Gradients and Tectonics. *Geology* 3(1): 15-18.
- Harker, A. 1960. *Petrology for students*. Cambridge University Press. 283 p. Londres.
- Hibbard, M. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587 p. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Higgins, M. 2006. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distribution from 2D datasets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154: 8-16.
- Hugo, C., y Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65. Buenos Aires.
- Hutchison, Ch. 1973. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley and Sons, 527 p. New York.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Jerram, D. y Kent, A. 2006. An overview of modern trends in petrography: textural and microanálisis of igneous rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154: vii-ix.
- Joseph, D. 1998. Cavitation and the state of stress in a flowing liquid. CAV 2001. 4° International Symposium on Cavitation, 1-13.
- King, R. 2009. Minerals explained 50. Olivine Group. *Geology Today* 25 (5): 193-197.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J. Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker E. y Youzih, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037.
- Leake, B., Woolley, A., Birch, W., Burke, E., Ferraris, G., Grice, J., Hawthorne, F., Kisch, H., Krivovichev, V., Schumacher, J., Stephenson N. y Whittaker, E. 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89: 883-887.
- Le Bas, M. 2000. IUGS reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology* 41: 1467-1470.
- Le Maitre, R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition. Cambridge University Press, 236 p. Cambridge.
- Lofgren, G. 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science* 274: 243-273.
- López, J. y Bello, L. 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *INSUGEO, Miscelánea* 15: 7-57. San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 257-276.
- Llambías, E., Palacios, M., Danderfer, J. y Brogioni, N., 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 569-584.
- Llambías, E., Sato, A. y Basei, M. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 567-578.
- Mac Kenzie, W., Donaldson C. y Guilford, C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and their textures*. Addison Wesley Longman Limited. 148 p. Essex.
- MacLellan, H. y Trembath, L. 1991. The role of quartz crystallization in the development and preservation of igneous texture in granitic rocks: Experimental evidence at 1 kbar. *American Mineralogist* 76: 1291-1305.
- Marsh, B. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 277-291.
- Marsh, B. 1998. On the interpretation of crystal size distributions in mag-

- matic systems. *Journal of Petrology* 39: 553-599.
- Mc Birney, A. 1984. *Igneous Petrology*. Freeman, Cooper and Company. 504 p. San Francisco.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 198 p. Australia.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Nold, J. y Ericksson, K. 1967. Changes in K-felspar staining methods and adaptations for field use. *American Mineralogist* 52: 1575-1576.
- Passchier, C. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 p. Berlín.
- Paterson S., Vernon R. y Tobisch, O. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11: 349-363.
- Paterson, S., Fowler, T., Schmidt, K., Yoshinobu, A. y Yuan, S. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44: 53-82.
- Paz, M., Báez, A., Pino, D. y González, P. D. 2013. Petrografía del cuarzo en granitos sub-volcánicos del Complejo Alessandrini (Triásico Superior), Río Negro. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas, 327-328. San Juan.
- Philpotts, A. y Ague, J. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, UK. 645p. Londres.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 251-265.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yaconov, Y., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Müller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J-L., Sassi, F., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist* 36: 41-48.
- Shand, S. 1927. *The Eruptive Rock*, John Wiley, 360 p. New York.
- Stroncik, N. y Schmincke, H. 2001. Evolution of palagonite: crystallization, chemical changes and element budget. *American Geophysical Union. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2 (7), Paper number 2000GC000102, doi:10.1029/2000GC000102.
- Swanson, S. 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist* 62: 966-978.
- Swanson, S. y Fenn, P. 1986. Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist* 71: 331-342.
- Teruggi, M. 1950. Las rocas eruptivas al microscopio. Su sistemática y nomenclatura. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Publicación de Extensión Cultural y Didáctica N° 5, 401p. Buenos Aires.
- Teruggi, M., y Leguizamón, A. 1982. *Fábrica de Rocas Igneas*. Ediciones Argentinea, Serie Geociencias N° 2. 81 p. Buenos Aires.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C. y Dalla Salda, L. 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(1): 41-60.
- Thorpe, R. y Brown, G. 1985. *The field description of Igneous Rocks*. Geological Society of London, Handbook Series. 154 p. Londres.
- Vernon, R. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences* 5(2): 1-23.
- Vernon, R. 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p. Cambridge.
- Vogt, J. 1921. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. *The Journal of Geology* 29(6): 515-539.
- Wager, L., Brown, G. y Wadsworth, W. 1960. Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology* 1(1): 73-85.
- Winter, J. 2012. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 702p. New Jersey.