

Libros de **Cátedra**

Manual de levantamiento geológico

Una introducción a la geología de campo

Horacio Echeveste (coordinador)

n
naturales

FACULTAD DE
CIENCIAS NATURALES Y MUSEO


Editorial
de la Universidad
de La Plata



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

MANUAL DE LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DE CAMPO

Horacio Echeveste

(coordinador)

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

CAPÍTULO 13

Mapeo de rocas ígneas

Gerardo N. Páez

Introducción

Durante los trabajos de mapeo de secuencias ígneas, es muy importante poder discriminar entre distintos cuerpos de rocas, para esto es conveniente definir unidades de mapeo basadas en las características texturales y composicionales, sin olvidarse de tener en cuenta los cuerpos ígneos que cada una de ellas conforma. De esta manera, si estamos trabajando con escalas de buen detalle (mayores a 1:20.000), es conveniente utilizar el concepto de facies para la definición de las unidades de mapeo; mientras que si las escalas de trabajo son más bien regionales (menores a 1:20.000), son los conceptos de Formación y/o Complejo los que resultan más útiles a la hora de realizar mapeos de rocas ígneas.

En esta sección realizaremos una breve revisión de las texturas, la mineralogía y los sistemas de clasificación de las rocas ígneas más comunes, con el fin de poder utilizarlas como herramientas para la definición de unidades de mapeo utilizables durante los trabajos de mapeo.

Quizás la clasificación más conocida de las rocas ígneas se basa en su ambiente de emplazamiento, y su consecuente tamaño de grano (Fig. 13-1). De esta manera, cuando un magma se emplaza a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre y su enfriamiento es lento, se originan las denominadas rocas plutónicas, caracterizadas por la presencia de cristales de grandes dimensiones (generalmente visibles a ojo desnudo). Por el contrario, si un magma es derramado sobre la superficie de la tierra y su enfriamiento es rápido, se originan las denominadas rocas volcánicas, dominadas por pastas con cristales de pequeñas dimensiones (la mayoría de las veces invisibles a ojo desnudo). Por último, las condiciones de enfriamiento intermedias, asociadas a niveles altos dentro de la corteza terrestre, dan lugar a rocas con características intermedias, denominadas rocas subvolcánicas o hipabisales.

Además de la subdivisión de las rocas ígneas en función de su tamaño de grano y su ambiente de emplazamiento, también podemos distinguir dos grandes grupos de rocas ígneas en función de sus componentes: las rocas ígneas cristalinas y las rocas ígneas clásticas (Best y Christiansen, 2001; Mc Phie *et al.*, 1993).

Las rocas ígneas cristalinas corresponden a aquellas que han cristalizado directamente partir de un magma, y por lo tanto se caracterizan por la presencia de texturas de intercrecimiento

(Best y Christiansen, 2001), donde los minerales que las componen se presentan formando una trabazón de cristales con variable grado de desarrollo. Este grupo incluye a la totalidad de las rocas plutónicas y a la gran mayoría de las rocas volcánicas lávicas.

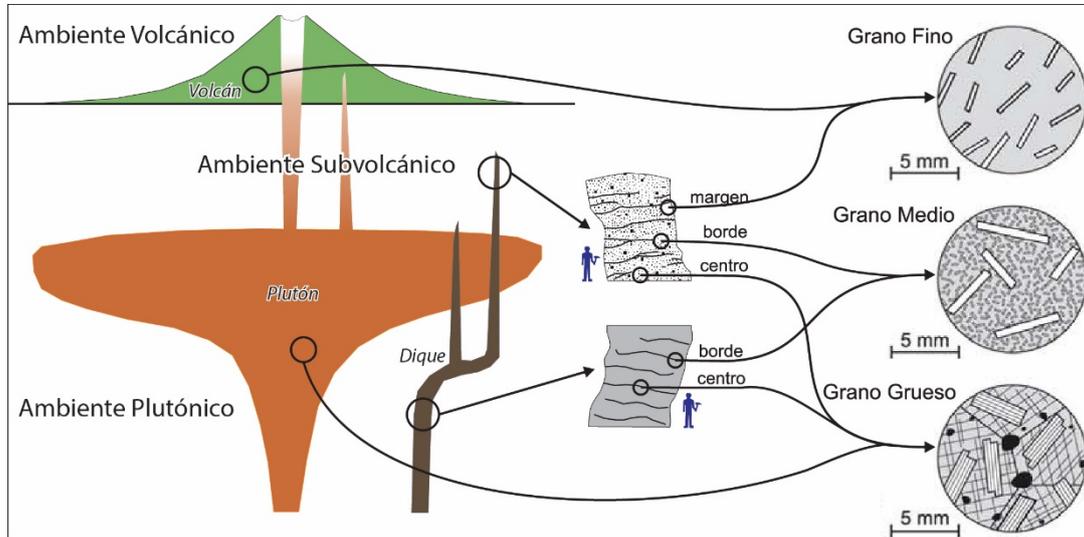


Figura 13-1. Esquema simplificado mostrando la relación entre el ambiente de emplazamiento y el tamaño de grano de las rocas ígneas. Modificado de Motoki y Sichel (2006).

A diferencia de las anteriores, las rocas ígneas clásticas resultan de la fragmentación mecánica o térmica, explosiva o no, de un magma bajo la acción de distintos procesos físicos (Mc Phie *et al.*, 1993). En este caso, la roca ígnea resultante está compuesta por partículas o granos denominados clastos, que pueden presentarse con distintos tipos de ordenamientos. Este grupo incluye rocas tanto intrusivas como extrusivas, y como ejemplos podemos mencionar las rocas volcánicas piroclásticas, las autobrechas, las hialoclastitas, algunas kimberlitas, etc.

Distintos mecanismos de fragmentación caracterizan a cada uno de los tipos de rocas clásticas; sin embargo, la discusión sobre estos procesos escapa a la idea del presente trabajo, por lo que aquí solo se analizarán los rasgos de las rocas piroclásticas, es decir aquellas originadas por la fragmentación del magma como consecuencia de la separación explosiva de la fase volátil del magma (Best y Christiansen, 2001). Para una discusión más profunda sobre los mecanismos de fragmentación y los distintos tipos de rocas ígneas clásticas se recomienda recurrir a los trabajos de Mc Phie *et al.* (1993).

La descripción de campo de las rocas ígneas

La descripción a muestra de mano es fundamental para el trabajo del geólogo, ya que durante las tareas de campo no se cuenta con el apoyo de un microscopio, y es allí cuando debemos discriminar las distintas litologías, sus relaciones estratigráficas y estructurales, realizar un mapeo adecuado del área y acompañarlo con un muestreo acorde con los objetivos del estudio. Luego de las tareas de campo, ya en el gabinete, y con la ayuda del microscopio pe-

trográfico, podremos ampliar la descripción de las rocas incorporando los detalles que escapan a la escala de observación mesoscópica.

Texturas de las Rocas Ígneas

Las rocas ígneas cristalinas están compuestas por cristales, cavidades y/o vidrio volcánico en distintas proporciones; mientras que las rocas ígneas clásticas están compuestas por clas- tos y/o matriz, representados por litoclastos, cristaloclastos y vitroclastos en el caso de las ro- cas piroclásticas, por autoclastos en el caso de las autobrechas, por hialoclastos en el caso de las hialoclastitas, etc. La disposición u ordenamiento espacial de estos componentes se deno- mina textura y nos brinda información sobre la evolución térmica de los cuerpos ígneos, la fragmentación o no del magma, la composición química global del magma, su evolución en el tiempo y el tamaño y forma de los cuerpos ígneos.

Parámetros texturales

Las propiedades texturales son un conjunto de atributos que definen en gran medida el as- pecto general de cada roca, suelen ser lo primero que llama nuestra atención al enfrentarnos con una roca ígnea cristalina, y por lo tanto constituyen una herramienta fundamental para el mapeo a la hora de diferenciar distintos cuerpos de roca en el campo. Los parámetros textura- les fundamentales son tres: (1) Cristalinidad, (2) Granularidad y (3) Morfología cristalina (Best y Christiansen, 2001; Vernon, 2004; González, 2008). La correcta descripción de estos paráme- tros nos va a permitir determinar si una roca es plutónica o volcánica, sentando además la base para la definición de facies y/o unidades de mapeo.

La *cristalinidad* expresa la abundancia relativa de cristales y de vidrio de una roca ígnea. Cuando una roca está compuesta enteramente por cristales se dice que es holocristalina (Fig. 13-2a y 2b) y cuando está formada exclusivamente por vidrio se llama holohialinas, vítrea o hialina (Fig. 13-2d). Para rocas con proporciones variables de cristales y vidrio se utiliza el tér- mino hipocristalinas.

La *granularidad* hace referencia al tamaño de los cristales que componen una roca íg- nea, y puede ser analizada desde tres puntos de vista: (1) visibilidad a ojo desnudo, (2) ta- maño absoluto y (3) tamaño relativo. En el primer caso, se denomina a los cristales según se puedan o no identificar a ojo desnudo o bien con la ayuda de una lupa de mano, de esta manera se pueden definir dos categorías: cristales faneríticos en el caso que sean obser- vables a ojo desnudo (Fig. 13-2a, 2b y 2c), y afaníticos para el caso que no san distingui- bles ni siquiera empleando una lupa de mano (Fig. 13-2c y 2d). En líneas generales las rocas plutónicas se caracterizan por texturas faneríticas, mientras que las rocas volcánicas lo hacen por la presencia de pastas afaníticas.

En cuanto al tamaño absoluto de los cristales, no existe un criterio unificado sobre los lími- tes utilizados para distinguir los distintos tamaños de grano. Sin embargo, los más frecuente-

mente utilizados corresponden a: (a) Grueso: >5 mm, (b) Mediano: 1 y 5 mm, (c) Fino: 1 y 0,5 mm, (d) Muy fino: < 0,5 mm.

Por último, el tamaño relativo de los cristales hace referencia a la comparación de los tamaños de grano entre los minerales que componen una roca, de manera que pueden ser equigranulares, cuando todos los cristales tienen tamaños aproximadamente iguales (Fig. 13-2a); o bien inequigranulares (Fig. 13-2b y 2c) cuando los cristales tienen diferencias de tamaño mayores a un orden de magnitud (1:10).

La *morfología cristalina* aplica a la descripción de la forma de los cristales que componen las rocas ígneas, e incluye los siguientes criterios: (1) calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas, (2) hábito de los cristales, y (3) la integridad cristalina, es decir el grado de desarrollo de cristal como un todo. En el primer caso, la calidad de las caras cristalinas de los minerales permite definir cristales euhedrales, cuando todas sus caras cristalinas presentan un buen desarrollo; cristales subhedrales, cuando solo algunas caras de los cristales están bien desarrolladas; y cristales anhedrales cuando no se observa desarrollo de caras cristalinas en un mineral (Fig. 13-3).



Figura 13-2. Muestras de mano ilustrando distintos parámetros texturales. a) Granito holocrystalino fanerítico equigranular de grano grueso (textura granuda). b) Tonalita holocrystalina fanerítica inequigranular de grano medio a fino (textura porfiroide). c) Fenoandesita inequigranular con pasta afanítica y fenocristales faneríticos de grano grueso (textura porfírica), la cristalinidad de la pasta no se puede determinar a ojo desnudo. d) Riolita afanítica holohialina (textura vítrea).

El hábito es un concepto que hace referencia a la forma en tres dimensiones que tienen los cristales, que bien pueden ser equidimensionales o inequidimensionales. Los cristales equidimensionales (o ecuantos) tienen las tres dimensiones (alto, largo y ancho) de la misma longitud, y pueden ser a su vez clasificados en poliédricos (e.g. granate, pirita), anhédricos (e.g. cuarzo en rocas plutónicas). Por otra parte, los cristales inequidimensionales tienen sus tres dimensiones de distinta longitud, y pueden ser subdivididos en cristales con hábito tabular (e.g. feldespatos), laminar u hojoso (e.g. muscovita, biotita), prismático (e.g. piroxenos y anfíboles), acicular o fibroso (e.g. algunas apatitas en rocas volcánicas) y esqueletal.

La integridad cristalina es un concepto que aplica a aquellos cristales que pueden presentarse con “huecos” en su interior producto de un crecimiento incompleto (Fig. 13-3). Existen numerosos términos para hacer referencia a este aspecto: esqueletal, dendrítico, engolfado, celular, cribado, etc. De esta manera, los cristales completos poseen una elevada integridad cristalina, en tanto que los cristales con “huecos”, ya sean producto de un crecimiento incompleto o el resultado de reabsorciones, poseen una baja integridad cristalina.

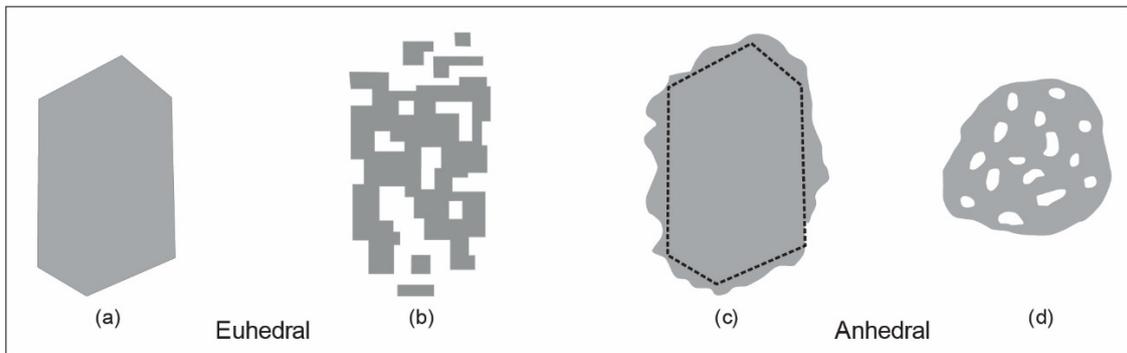


Figura 13-3. Esquema ilustrando las diferencias entre el grado de desarrollo y la integridad de los cristales.
a) Cristal euhedral con elevada integridad. b) Cristal euhedral con baja integridad. c) Cristal anhedral con elevada integridad. d) Cristal anhedral con baja integridad.

Texturas generales de las rocas ígneas

La combinación de diferentes patrones de cristales, y de estos con el vidrio volcánico y las cavidades, origina una gran variedad de texturas en las rocas ígneas. En esta sección trataremos solamente los aspectos descriptivos de las texturas más comunes de las rocas ígneas, incluyendo además solo aquellas observables a escala de muestra de mano. Para una revisión detallada del conjunto de las texturas ígneas se sugiere revisar los trabajos de González (2008), Vernon (2004) y Best y Christiansen, (2001).

Texturas de las Rocas Plutónicas

Probablemente la textura más común de las rocas plutónicas es la denominada textura granuda o granular, que está constituida por minerales fanocristalinos y equigranulares (Fig. 13-2a y 4a). Tiene tres variedades de acuerdo al grado de desarrollo de las caras cristalinas de los minerales presentes: (1) euhedral, con cristales de caras bien desarrolladas, (2) subhedral, con cristales parcialmente desarrollados y (3) anhedral, donde los cristales no exhiben caras crist-

linas desarrolladas. Los límites entre las tres variedades no son exactos, por lo que la aplicación de uno u otro nombre para adjetivar la textura granosa puede, en ocasiones, ser subjetivo.

La textura aplítica corresponde a una variedad de grano fino, transicional entre fanerocristalina y afanítica, de la textura granosa anhedral de los granitoides (Fig. 13-4b), por lo que esta denominación tiene una implicancia composicional. 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.

La textura porfiroide corresponde a una textura fanerítica e inequigranular, caracterizada por la presencia cristales mayores denominados “megacristales” que están rodeados por una base equigranular de cristales de menores dimensiones (Fig. 13-2b y 13-4c). Es una textura muy común en los granitoides, donde los megacristales son en general de feldespato alcalino y en algunos casos excepcionales pueden superar los 10 cm de largo. El término porfiroide es de uso generalizado en la Argentina, sin embargo los autores de habla inglesa prefieren utilizar el término porfírico para hacer referencia a esta textura.

La textura pegmatítica es una textura fanerítica, fuertemente inequigranular, caracterizada por megacristales de tamaño excepcionalmente grande, de hasta varios metros (Fig. 13-4d). La base en general presenta un tamaño de grano grueso a muy grueso y en general es de composición granítica.

Por último, si la roca plutónica presenta cavidades primarias, producto de la separación de la fase volátil, recibe el nombre de textura miarolítica y las cavidades en si misma se denominan miarolas. En general tienen geometrías irregulares y poligonadas, y es muy común que se encuentren parcial o totalmente rellenas con minerales tardíos, deutéricos y/o hidrotermales.



Figura 13-4. Texturas comunes de las rocas plutónicas. a) Textura granuda anhedral en un granitoide equigranular. b) Textura aplítica en un granitoide de grano fino. c) Textura porfiroide en granitoide inequigranular. d) Textura pegmatítica.

Texturas de las Rocas Volcánicas Lávicas

La textura más común de las rocas volcánicas lávicas es sin dudas la textura porfírica, en la cual podemos observar la presencia de cristales faneríticos, denominados “fenocristales”, que están rodeados por una pasta en general afanítica (Fig. 13-2c y 13-5a), compuesta por cristales de menor tamaño, vidrio volcánico o por una combinación de ambos. La textura vitrofírica es una variedad de la porfírica en la cual los fenocristales están rodeados por una pasta vítrea.

La textura seriada se caracteriza por una transición gradual y progresiva del tamaño de grano de los fenocristales, desde fanerocristalinos hasta afaníticos, lo que da como resultado una roca con una gran variedad del tamaño de sus fenocristales (Fig. 13-5b).

En el caso de que una roca volcánica no presente fenocristales, es decir que esté formada en su totalidad por una pasta afanítica, la textura recibe la denominación de afírica (Fig. 13-5c y d); mientras que, si la pasta está compuesta por vidrio volcánico, se denomina textura vítrea (Fig. 13-2d).

Por último, es muy común la presencia de cavidades en las rocas volcánicas, estas se denominan vesículas y la textura recibe el nombre de textura vesicular (Fig. 13-5d). En el caso de que las mismas se encuentren rellenas por minerales post-magmáticos (e.g. calcita, cuarzo, ceolitas, etc.) reciben el nombre de amígdalas.

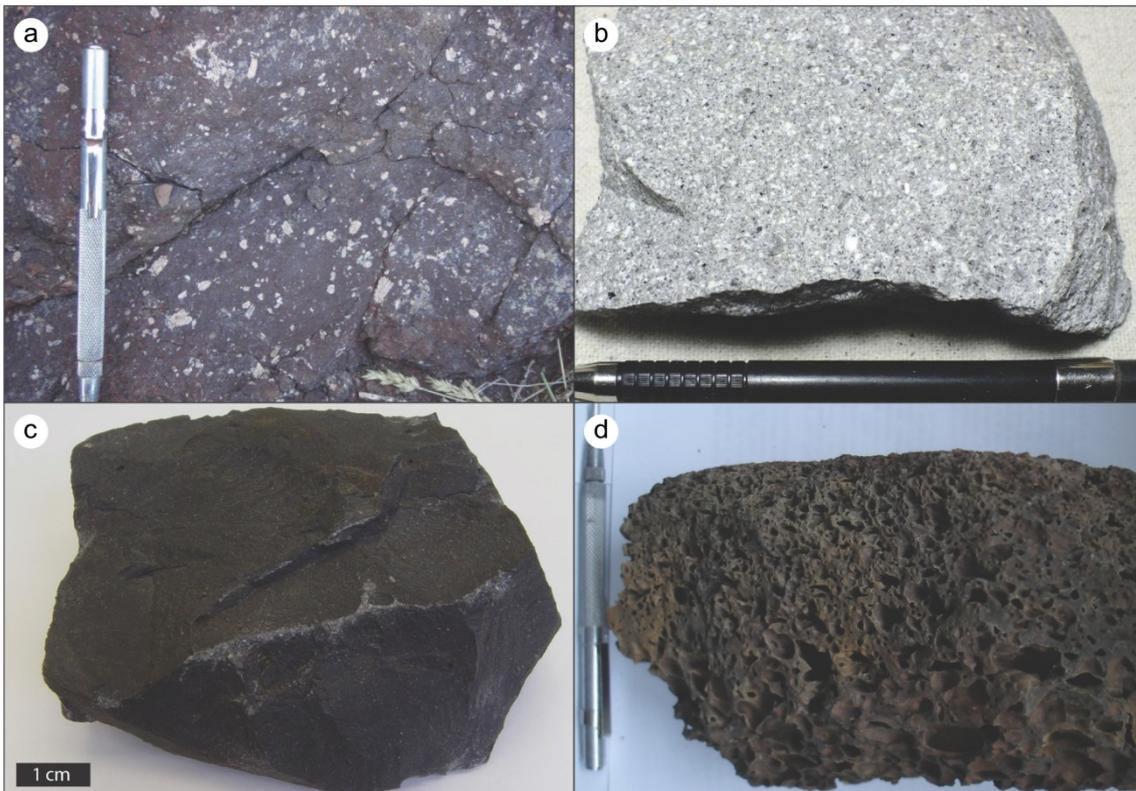


Figura 13-5. Texturas comunes de las rocas volcánicas lávicas. a) Textura porfírica en una andesita. b) Textura seriada en una dacita. c) Textura afírica en un basalto. d) Textura vesicular en un basalto afírico.

Texturas de las Rocas Volcánicas Piroclásticas

Al conjunto de las texturas típicas de las rocas ígneas clásticas se las denomina texturas fragmentales, haciendo referencia al hecho de que están constituidas en su mayoría por fragmentos de magma enfriados de manera más o menos súbita. Este grupo de texturas es típico de las rocas piroclásticas (e.g. ignimbritas y depósitos de caída, Fig. 13-6a, b y c), de algunas lavas (e.g. autobrechas, Fig. 13-6d), y otros depósitos clásticos primarios (e.g. hialoclastitas, brechas de diatrema, etc.).

Al tratarse de material clástico, se pueden reconocer dos grandes grupos de texturas en función de las proporciones relativas de clastos vs. matriz. Los depósitos con texturas clasto sostenidas, típicas de los depósitos piroclásticos de caída (Fig. 13-6a), donde no hay presencia de una matriz clástica, se observa una buena selección y los clastos se tocan entre sí; y los depósitos con texturas matriz sostenidas, típica de ignimbritas (Fig. 13-6a y b), donde la proporción de matriz es abundante y la selección es mala.

Por último, la textura eutaxítica está caracterizada por el desarrollo de una foliación planar dada por la presencia de fiammes que resultan del soldamiento y compactación de algunos depósitos piroclásticos (Fig. 12-6d). La palabra fiamme se aplica a las lentes vítreas (vitroclastos) con forma de "llamarada" que pueden reconocerse en los depósitos de las ignimbritas soldadas, y que se originaron por compactación de los fragmentos pumíceos originados durante la erupción.

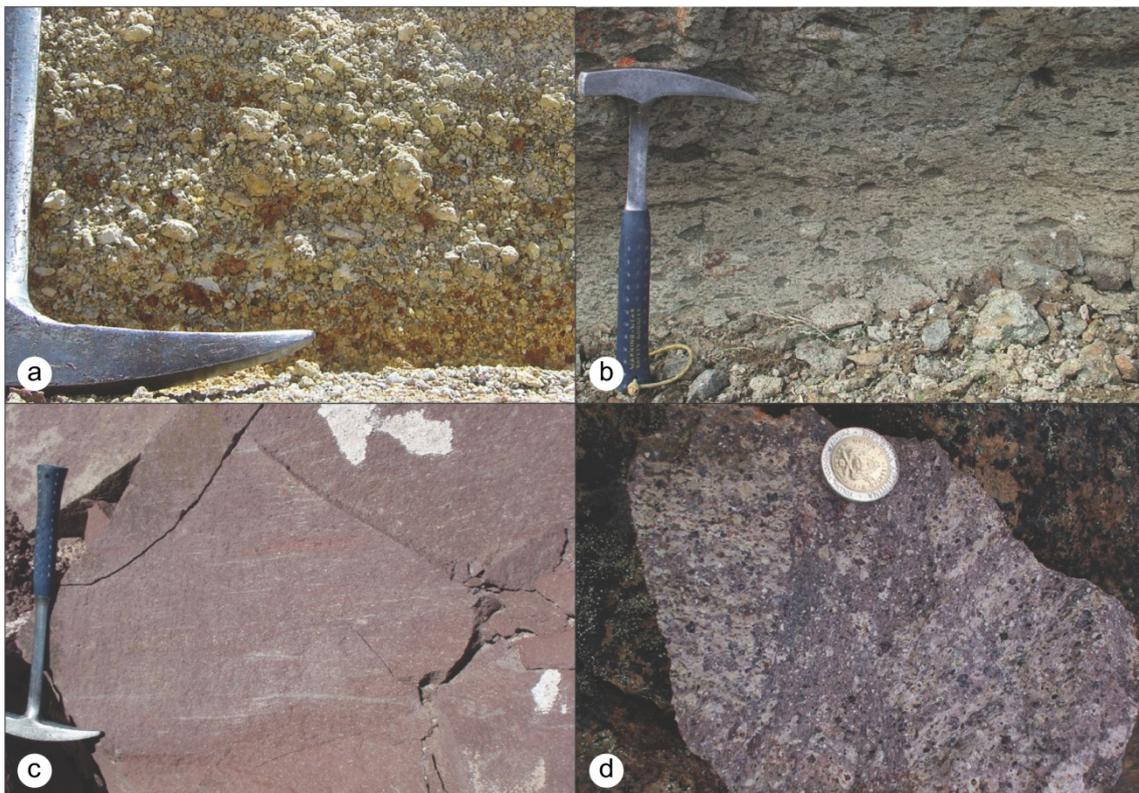


Figura 13-6. Texturas comunes de las rocas volcánicas piroclásticas. a) Textura clasto sostenida de un depósito de caída. b) Textura matriz sostenida en una Ignimbrita. c) Textura eutaxítica matriz sostenida en una ignimbrita, observar los fiammes grisáceos fuertemente aplastados y con aspecto de cintas. d) Textura fragmental matriz sostenida en un depósito de autobrechas riolíticas.

Clasificación de las rocas ígneas

Como resultado de la gran variedad composicional de rocas ígneas que existen en la naturaleza (e.g. rocas plutónicas, rocas volcánicas lávicas, rocas piroclásticas, lamprófiro, carbonatitas, kimberlitas, etc.), es virtualmente imposible la implementación de un único esquema de clasificación que además sea transversal a todos estos grupos de rocas. Es por esto que la IUGS (International Union of Geological Sciences) ha desarrollado un sistema de clasificación independiente para cada uno de estos grupos de rocas. En este apartado realizaremos una revisión rápida del sistema de clasificación de rocas ígneas más comunes en la naturaleza. Para una exhaustiva revisión de los sistemas de clasificación de todos los grupos de rocas ígneas, se recomienda revisar el trabajo de Le Maitre (2002).

Si bien existen varios sistemas de clasificación para las rocas ígneas (tanto mineralógicos como geoquímicos), la clasificación recomendada por la IUGS para los trabajos de campo se basa en la determinación de la moda mineralógica, es decir en las proporciones de cada especie mineral expresada como porcentaje en volumen (Le Maitre, 2002). Los minerales utilizados para la clasificación se presentan en cinco grupos. En el primer grupo (Q) se encuentran el cuarzo y los polimorfos de la sílice; en el segundo (A) se agrupan los feldespatos alcalinos, que comprenden ortosa, microclino, sanidina y plagioclasa albitica (desde An_{00} hasta An_{05}); en el tercer lugar (P) se agrupan todas las plagioclasas con composición mayor a An_{05} ; en el cuarto grupo (F) participan los feldespatoides; por último (M) agrupa a los minerales máficos, incluyendo piroxenos, anfíboles, olivina, micas, granates, carbonatos primarios, melilitas, epidotos primarios, opacos y minerales accesorios.

Para determinar los porcentajes de cada especie mineral en el campo, es conveniente utilizar una serie de cartillas comparativas que representan los distintos porcentajes de abundancia (Fig. 13-7). Mediante la comparación visual, se determina el porcentaje de cada especie mineral presente en la roca, información que debe ser volcada en la libreta de campo junto con las texturas observadas, y que servirá de base para la clasificación de la roca y la subsecuente definición de las unidades de mapeo.

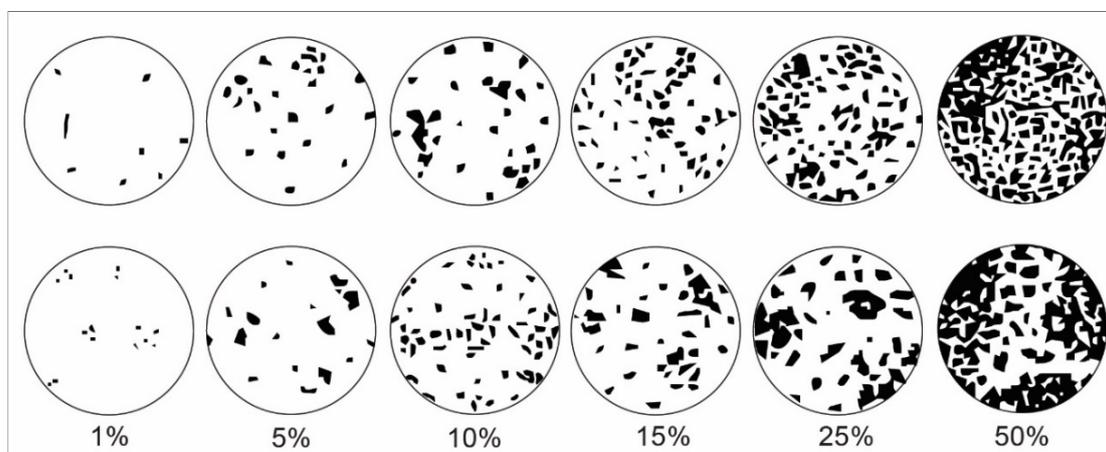


Figura 13-7. Ejemplo de una cartilla para la estimación visual de la abundancia relativa de los minerales en una roca.

El diagrama QAPF

La clasificación de las rocas con porcentajes menores al 90% de minerales máficos (M) se realiza mediante el uso del diagrama QAPF (Le Maitre, 2002), que consiste en dos triángulos equiláteros unidos por su base (Fig. 13-8). El diagrama QAPF se encuentra dividido en secciones, 8 para las rocas plutónicas y 7 para las rocas volcánicas, y dentro de estas secciones quedan definidos los campos pertenecientes a los diferentes tipos rocosos.

Antes de utilizar el diagrama QAPF se debe determinar si la roca es plutónica o volcánica para poder seleccionar el diagrama correspondiente (Fig. 13-8). Para esto recurrimos al uso de los parámetros texturales, las rocas plutónicas son siempre holocristalinas y faneríticas como resultado de su enfriamiento lento en el interior de la corteza terrestre; por otra parte, las rocas volcánicas siempre tienen pastas afaníticas o vítreas, y su cristalinidad puede ser holocristalina, hipocristalina o bien holohialinas como resultado las mayores tasas de enfriamiento producto a su emplazamiento sobre la superficie de la tierra.

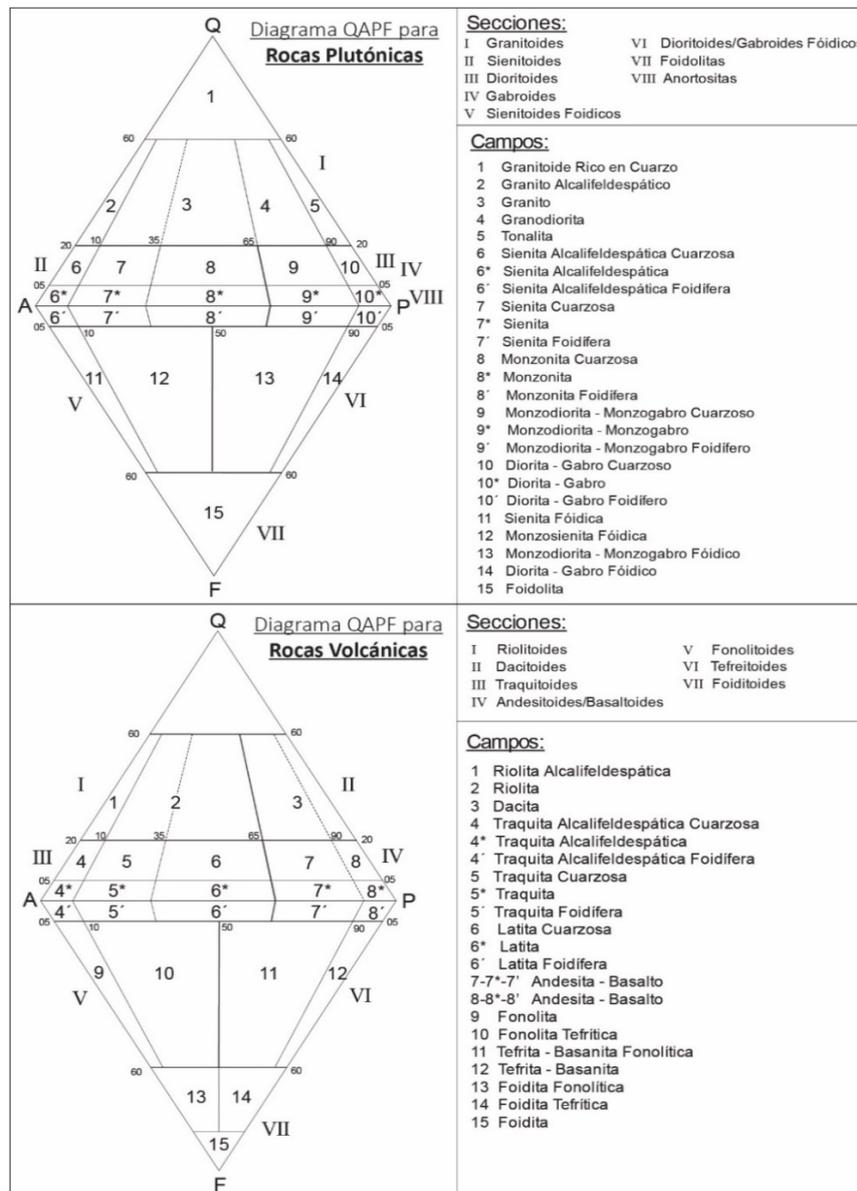


Figura 13-8. Diagramas de clasificación QAPF para rocas plutónicas y volcánicas (modificado de Le Maitre, 2002).

Una vez seleccionado el diagrama correcto se deben recalcular los contenidos modales de Q, A, P y F, de manera que la suma sea igual al 100 %. Esto debe ser realizado de manera independiente para cada triángulo, QAP o APF respectivamente, ya que el cuarzo (Q) y los feldespatoides (F) no pueden existir en equilibrio en una misma roca.

Las rocas volcánicas presentan problemas para su clasificación modal ya que muchas veces es imposible obtener una moda representativa debido al reducido tamaño de los cristales de las pastas finas (afaníticas) o vítreas. En este sentido, la clasificación de campo de una roca volcánica debe realizarse sobre la base de sus fenocristales. De esta manera para clasificar a una vulcanita en el campo se antepone el prefijo feno- más el nombre de la roca (P. ej.: fenoandesita, fenoriolita, etc.). Es por este motivo que la IUGS además recomienda la clasificación TAS (Total Alkali Silica), basada en análisis geoquímicos, para una clasificación precisa de las rocas volcánicas (Le Maitre, 2002).

En el caso de las rocas plutónicas, el QAPF resulta inadecuado para separar los distintos tipos de rocas ricas en plagioclasas y pobres en cuarzo, es por este motivo que las dioritas, los gabros y las anortositas ocupan todas el mismo campo dentro del diagrama (Fig. 13-8). Las dioritas y los gabros se diferencian por la composición de la plagioclasa, oligoclasa-andesina en las primeras y labradorita-bytownita para las segundas. Las anortositas quedan definidas como rocas con menos del 10% de minerales máficos. Además, existen diagramas triangulares específicos para subdividir aún más este grupo de rocas utilizando los minerales máficos (Fig. 13-9).

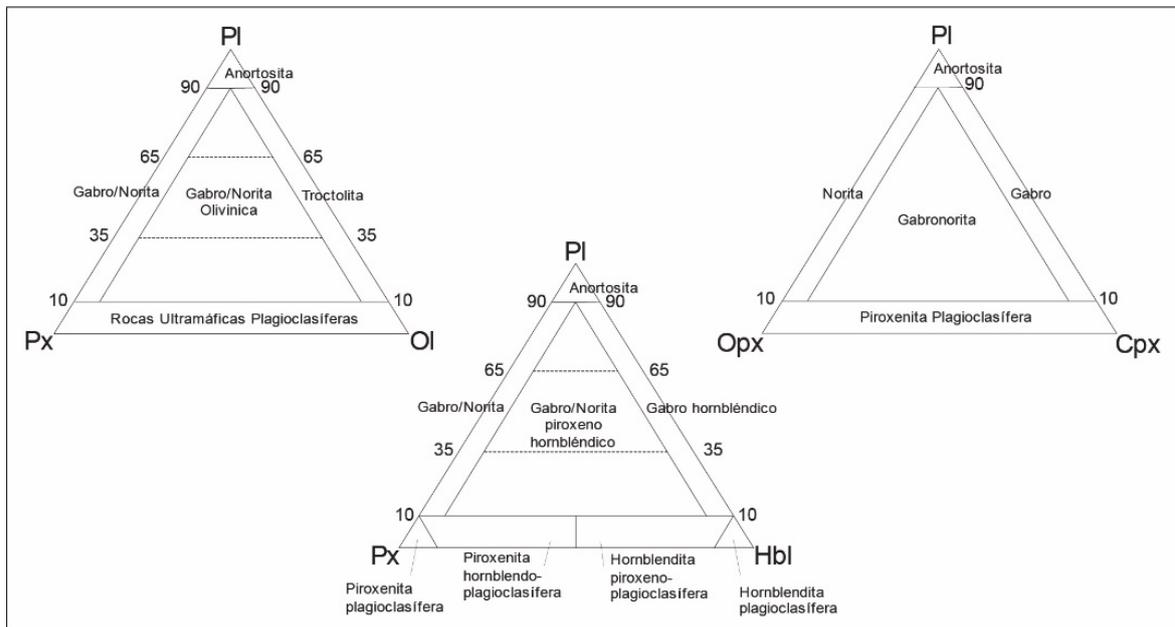


Figura 13-9. Diagramas complementarios para rocas gábroicas (modificado de Le Maitre, 2002).

Por último, en el caso de las rocas plutónicas ultramáficas, es decir con más del 90% de mafitos (M), el diagrama QAPF pierde sentido y se utilizan en cambio otros triángulos en cuyos vértices se encuentran la olivina, los piroxenos, etc. (Fig. 13-10).

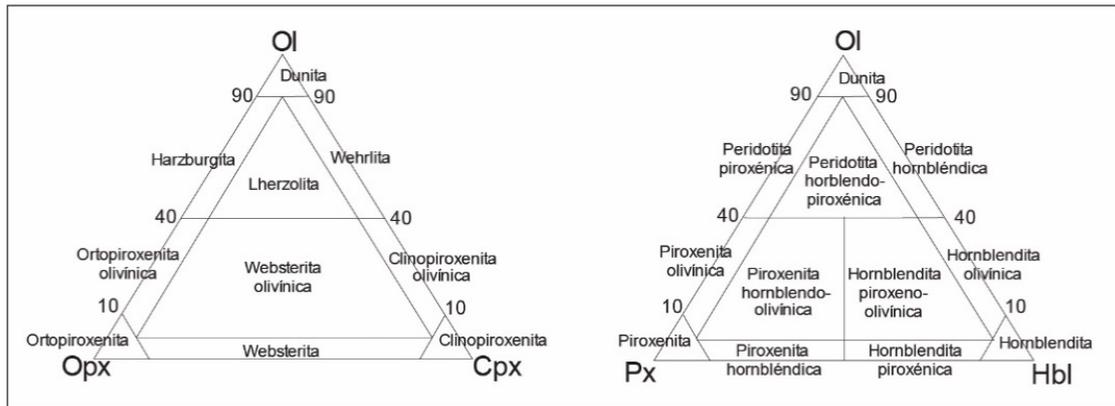


Figura 13-10. Diagramas de clasificación para rocas plutónicas ultramáficas (modificado de Le Maitre, 2002).

Índice de Color

El **índice de color** representa la suma de los porcentajes en volumen de los minerales oscuros (máficos) que componen la roca, con la excepción de la muscovita, la apatita, los carbonatos y otros accesorios considerados como minerales máficos “claros” (leucocráticos). El índice de color es una herramienta muy útil a la hora de definir y mapear distintas facies de rocas ígneas cristalinas al complementar a la clasificación QAPF. En líneas generales se distinguen cuatro categorías generales para el índice de color (Tabla 13-1).

Categoría	Porcentajes
Hololeucocrático	0-5%
Leucocrático	5-35%
Mesocrático	35-65%
Melanocrático	65-90%
Ultramáfico	90-100%

Tabla 13-1. Categorías generales del índice de color.

Además de estas divisiones generales, cada campo del diagrama QAPF utiliza los prefijos Leuco- y Mela- para denotar las variedades más félsicas y máficas de cada roca. Como resultado evidente, cada tipo rocoso posee sus propios límites para estas denominaciones ya que, por ejemplo, un leucogabro y un leucogranito no pueden tener los mismos límites ya que la primera de ellas es una roca que es naturalmente más oscura que la segunda.

Clasificación de las Rocas Ígneas Clásticas

Otra excepción a la clasificación QAPF la constituyen las rocas ígneas clásticas, ya que este sistema no contempla el material clástico con el que están constituidas este tipo de rocas. Es por esto que la clasificación de las mismas tiene que partir desde un enfoque granulométrico,

que además considere el grado de selección de las mismas y la composición de los clastos que las constituyen (Mc Phie *et al.*, 1993). El resultado es un esquema de tres pasos que lleva a la nomenclatura correcta de una roca ígnea clástica.

El primer paso corresponde a la determinación de la o las granulometrías que componen la roca, para esto se utiliza una escala granulométrica para determinar los tamaños y en función de ellos asignarles un nombre (Fig. 13-11a). Si la roca analizada se caracteriza por una buena selección, es decir está formada en su gran mayoría por un único tamaño de grano, directamente recibe el nombre de la figura 13-11a (e.g. Toba gruesa, Lapillita, etc.); en cambio, si la selección es mala y la roca está compuesta por varias granulometrías, los nombres pueden combinarse de acuerdo a su abundancia relativa (e.g. Toba lapillítica, lapillita aglomerádica, etc.).

Una vez determinado el nombre granulométrico de la roca, es necesario adjetivarlo con el uso de términos que consideren la naturaleza del material clástico que las compone. Para esto, en la mayoría de los casos se utiliza el diagrama de tres componentes VLC (Fig. 13-11b), donde (V) representa a los vitroclastos, incluyendo fragmentos pumíceos, trizas vítreas, hialoclastos, etc.; en el segundo grupo (L) incluye a los litoclastos; por último (C) agrupa a todos los cristaloclastos presentes en la roca. De esta manera una roca mal seleccionada con granulometría ceniza gruesa y más del 50% de fragmentos vítreos recibe el nombre de “Toba vitroclástica gruesa”.

Por último, y utilizando la mineralogía representada en los cristaloclastos, debemos adjetivar la roca utilizando el diagrama QAPF de rocas volcánicas (Fig. 13-8), de esta manera obtendremos un nombre descriptivo que nos habla de la granulometría, la selección, la composición de los clastos y de la mineralogía de la roca (e.g. Toba vitroclástica gruesa fenodacítica).

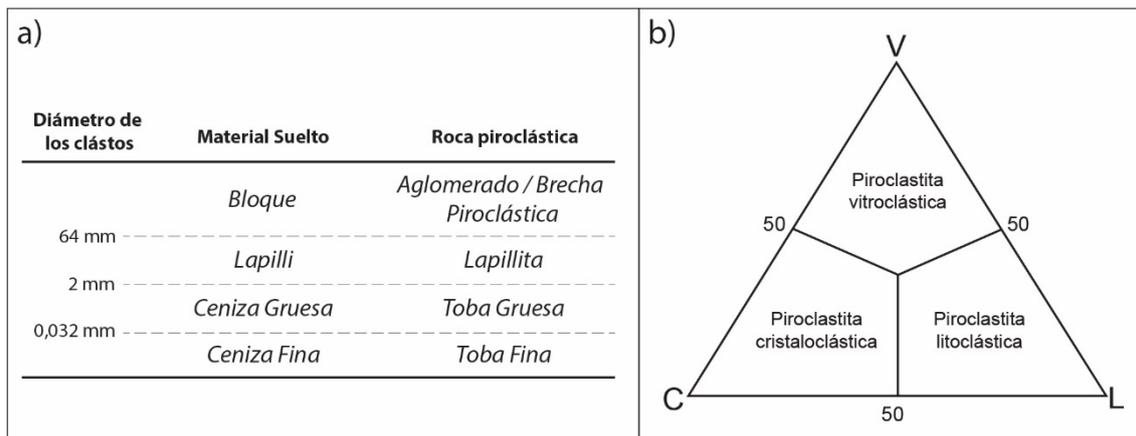


Figura 13-11. Diagramas para la clasificación de las rocas ígneas clásticas (Mc Phie *et al.*, 1993).

Resumiendo

Es por esto que para describir una roca es muy importante organizarse y partir de lo general a lo particular, describiendo desde las cosas más obvias hasta llegar finalmente a los detalles.

Es importante tomarse tiempo para recorrer bien los afloramientos y observarlos con el uso de una lupa para identificar todos sus componentes, su mineralogía y sus texturas, para luego registrar las observaciones en nuestra libreta de campo y definir una nueva unidad de mapeo.

A continuación se presenta una lista de pasos a seguir a la hora de realizar una buena descripción de campo de una roca ígnea con el fin de definir una unidad de mapeo:

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ROCA

- a. Color
- b. Parametros Texturales
 - i. Cristalinidad: Holocristalinas, hipocristalinas, holohialinas
 - ii. Granularidad: Tamaño relativo y absoluto de los minerales
 - Rocas equigranulares o iniquigranular
 - Fanerítica o afanítica
 - Tamaño absoluto de los minerales (extremadamente grueso >50 mm; muy grueso 30-50 mm; grueso 30-5 mm; mediano 5-1 mm; fino <1 mm)

2. TEXTURA DE LA ROCA

- Relaciones mutuas entre los componentes (cristales, vidrio, cavidades y/o clastos)
- Definir los diferentes arreglos texturales presentes en la roca en orden de importancia (ejemplo: Roca con textura porfírica, pasta pilotáxica y fenocristales de feldespato manteado con textura rapakivi. Además se observan microfeno-cristales de piroxeno con lamelas de opacos).

3. MINERALOGIA

- Minerales esenciales
- Minerales accesorios
- Minerales de alteración
- Minerales accidentales
- De cada especie mineral determinar: Color, tamaño, hábito, forma, ocurrencia (ejemplo: fenocristal), abundancia, orientación, alteración, etc.

4. ESTRUCTURAS Y MICROESTRUCTURAS

- Describir en orden de escala e importancia las diferentes estructuras reconocidas a nivel de afloramiento y/o muestra de mano (Ejemplo: Cuerpo de Lava con disyunción columnar que corta a una laminación caracterizada por la orientación subparalela de vesículas y amígdalas).

5. RELACIONES DE CAMPO

- Tipo y geometría de los contactos primarios, relaciones estratigráficas, extensión, presencia de aureolas metamórficas, contactos tectónicos, etc.

6. CLASIFICACION PRELIMINAR

Referencias

- Best, M.G. y Christiansen, E. H. (2001). *Igneous Petrology*. Oxford: Blackwell Science. 458 pp.
- González, P.D. (2008). *Textura de los cuerpos ígneos*. En Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29. Tucumán: Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 171-197.
- 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. Cambridge: Cambridge University Press.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993). *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. 198 p. Hobart, Tasmania: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Motoki, A. y Sichel, S. (2006). Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. *Rem: Rev. Esc. Minas* 59 (1): 13-23.
- Vernon, R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. 303p. Cambridge: Cambridge University Press.