

## CAPÍTULO 7

# ORIGEN, SIGNIFICADO GEOLÓGICO Y MÉTODOS DE ESTUDIO DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

**Claudia B. Zaffarana; Carmen I. Martínez Dopico; Pablo H. Alasino;  
Fernando J. D'Eramo y Lucio P. Pinotti**

## 1. INTRODUCCIÓN

La Tierra es un planeta único dentro del Sistema Solar, en parte gracias a la existencia de rocas graníticas. Las rocas graníticas son un componente fundamental de la corteza continental y su origen se debe principalmente a la presencia de agua y al funcionamiento de la tectónica de placas. Los otros planetas rocosos del Sistema Solar al parecer carecen de este tipo de corteza, y solamente tienen corteza oceánica. En ese sentido, la formación de granitoides es el mecanismo principal de diferenciación de la corteza terrestre. El proceso de segregación de los magmas tiene su fuente en la corteza profunda (a más de 30-40 km de profundidad), luego los magmas ascienden y finalmente se emplazan en niveles corticales más someros, entre 10 y 20 km de profundidad. Es decir que los magmas de composición granítica atraviesan entre 10 y 40 km de corteza hasta llegar a su nivel final de emplazamiento. La migración del magma desde la base de la corteza tiene dos consecuencias mayores: por un lado, la fuente, usualmente la corteza inferior como zona de fusión y/o hibridización con magmas del manto, queda deshidratada y restítica; mientras que, por otro

lado, la corteza superior se enriquece en elementos incompatibles como los elementos de alta carga y bajo radio iónico (HFSE, “*high field strength elements*”) y los elementos de baja carga y alto radio (elementos litófilos o LILE, “*large ion lithophile elements*”), muchos de los cuales son productores de energía por decaimiento radioactivo (p. ej. Th, U y K).

Las rocas graníticas, por lo general, son las equivalentes de grano grueso de las riolitas y dacitas. Son las rocas más abundantes de la corteza continental y tienen un papel fundamental en su evolución, ya sea como resultado de la diferenciación de material máfico (basáltico) agregado a la base de la corteza (creando nueva corteza continental) o como producto del reciclaje de la corteza continental más antigua (Moyen *et al.* 2021).

Una de las teorías sobre el origen de los granitoides propone una génesis esencialmente híbrida, es decir, de origen mixto entre corticales y mantélicos. En este modelo un magma máfico parental derivado del manto se inyecta en la base de la corteza e incorpora parte de la misma. Se involucra así la diferenciación y la interacción de

estos magmas en una zona llamada MASH (*Melting, Assimilation, Storage and Homogenization*; Hildreth y Moorbath 1988 -fusión, asimilación, acumulación y homogenización). Como resultado, los fundidos de composición intermedia y félsica, al ser menos densos que su entorno, logran migrar hacia la corteza superior dejando cumulos máficos y ultramáficos en la base de la corteza.

Existen otras teorías sobre el origen de los granitos como las que proponen que, en zonas de subducción, el fundido nace esencialmente andesítico a partir de la mezcla de basalto de la losa subductada con los sedimentos que arrastra. En este contexto, se forman “diapiros fríos” que atraviesan el manto y se introducen en la corteza (Castro y Gerya 2008).

Otra teoría sobre el origen de los granitoides propone que su origen es puramente cortical, es decir, que los granitos se originarían a partir del reciclaje (fusión en este caso) de corteza continental. Así, el modelo de reciclado cortical propone que los magmas graníticos se producen a partir de la fusión parcial de rocas preexistentes en la corteza (inferior) y la generación de fundidos félsicos. Este proceso de fusión involucra la adición de calor y de fluidos al sistema desde el manto, lo que desencadenaría reacciones de fusión parcial de la corteza, segregación y extracción de fundidos que coalescen progresivamente en sectores superiores de la corteza formando plutones.

Por otro lado, los granitos se forman en muchos ambientes tectónicos, desde ambientes orogénicos de subducción litósfera oceánica-litósfera continental, como los Andes, hasta ambientes de colisión continente-continente, como los Himalayas. También en ambientes anorogénicos o de intraplaca, como ocurre en el continente africano y en pequeños volúmenes asociados a los basaltos de fondo oceánicos en dorsales oceánicas (plagiogranitos).

Los granitoides son rocas enigmáticas. Es común que los granitos (s.l.) producidos en diferentes períodos geológicos y en distintos lugares del mundo tengan exactamente el mismo

aspecto e incluso la misma composición química. Están formados por cristales heterogéneos de diferentes tamaños y además portan fragmentos de roca de caja (xenolitos) y cristales con diferentes historias geológicas dentro de la cámara magmática. Los granitos también pueden contener diversas estructuras que se asemejan en grandes rasgos a estructuras sedimentarias, lo que indica que las cámaras magmáticas pueden experimentar diversos tipos de inestabilidades hasta las últimas etapas de vida. Entonces, para conocerlos en detalle y establecer su origen, evolución y significancia, los granitos (s.l.) necesitan ser estudiados de forma integral y a diversas escalas (macroscópica, mesoscópica, microscópica y nanoscópica), abarcando desde el punto de vista de la petrografía, la geoquímica elemental e isotópica, hasta la estructura interna y externa y los mecanismos de emplazamiento que operaron en la construcción de sus cámaras.

Para conocer su estructura y modo de emplazamiento en la corteza es necesario describir sus texturas, identificar estructuras y mapear detalladamente los patrones de foliaciones que describen los minerales de los plutones, cuestión que a veces puede hacerse, con práctica, en el campo y a ojo desnudo, pero que también puede resolverse utilizando técnicas geofísicas como la anisotropía de susceptibilidad magnética. Para determinar su forma y estimar su extensión en profundidad, se puede recurrir a estudios gravimétricos, magnetométricos, electro-resistivos, magneto-telúricos y sísmicos. El flujo térmico y el volumen de flujo de volátiles liberados en las zonas cuspidales de plutones y batolitos graníticos constituyen una fuente de energía clave para las mineralizaciones hidrotermales, donde se forman importantes depósitos metalíferos y sistemas geotermales.

En este capítulo se repasa el origen de los granitos, cuál es la importancia de su estudio y cuáles son las principales metodologías de estudio que se recomienda aplicar.

## 2. CLASIFICACIÓN Y NOMENCLATURA

En este capítulo, los términos “granito (*sensu lato* o s.l.)” o “roca granítica” se utilizan en el sentido más amplio de granitoide. Según la clasificación aceptada por la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) de las rocas plutónicas, “granitoide” se refiere a cualquier roca plutónica que consista esencialmente en un 20-60% de cuarzo modal (Q) y proporciones variables de feldespato alcalino (F) y plagioclasa (P), y se identificada provisionalmente como granito alcalifeldespático, granito, granodiorita o tonalita según su clasificación modal en el triángulo QAP (Streckeisen 1974). La denominación “granito (*sensu stricto* o s.s.)” se

aplica aquí para las rocas graníticas clasificadas dentro del campo 3 de dicho triángulo QAP sobre el cual nos explayaremos más adelante (Fig. 1).

A diferencia de sus equivalentes volcánicos, cuya mineralogía de grano fino puede estar oculta dentro de la masa amorfa que llamamos vidrio, o en las que los minerales de grano fino son muy difíciles de identificar bajo el microscopio óptico, en los granitoides el tamaño de grano es lo suficientemente grande (> 3 mm) como para que los minerales que los constituyen se puedan identificar con confianza a simple vista.

En los granitos, muchos minerales se pueden identificar con la lupa en muestra de mano. Por

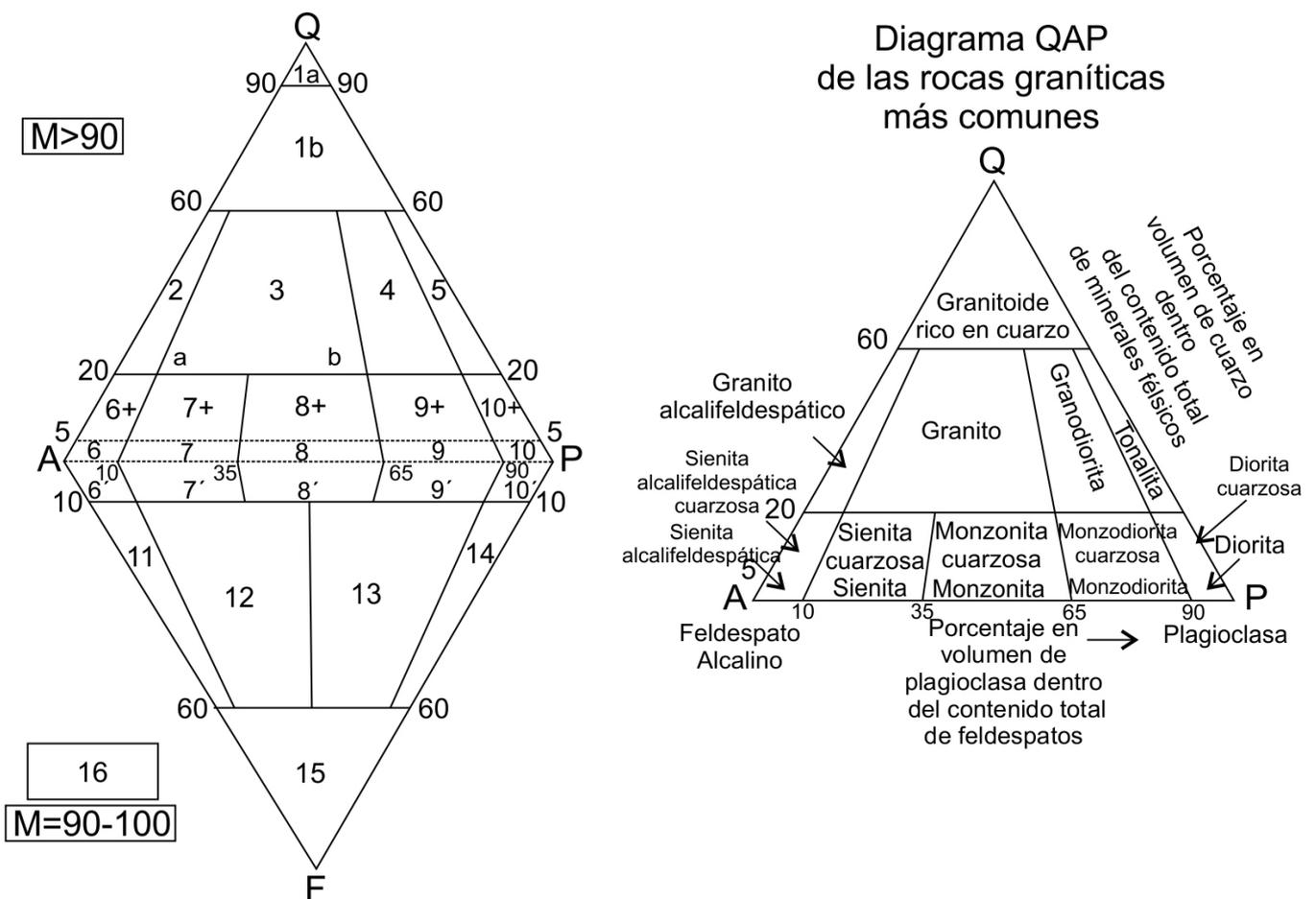


Figura 1. Clasificación modal de las rocas plutónicas. Diagrama QAPF de clasificación y nomenclatura de rocas graníticas. Los números de campo significan: 1a: cuarzolita, 1b: granitoide rico en cuarzo, 2: granito alcalifeldespático, 3: granito, 4: granodiorita, 5: tonalita, 6+: sienita alcalifeldespática cuarzosa, 7+: sienita cuarzosa, 8+: monzonita cuarzosa, 9+: monzodiorita/monzogabro cuarzosos, 10+: diorita/gabro cuarzosos, 6: sienita alcalifeldespática, 7: sienita, 8: monzonita, 9: monzodiorita/monzogabro, 10: diorita/gabro, 6': sienita alcalifeldespática foidífera, 7': sienita foidífera, 8': monzonita foidífera, 9': monzodiorita/monzogabro foidíferos, 10': diorita/gabro foidífero, 11: sienita foidica, 12: monzosienita foidica, 13: monzodiorita/monzogabro foidicos, 14: dioritas/gabros foidicos, 15: foidolita, 16: ultramafitolita.

Fórmula Química	Color	Clivaje	Brillo	Hábito	Dureza
<b>Minerales félsicos principales</b>					
<b>Cuarzo</b>	SiO <sub>2</sub>	Incoloro gris claro	No	Vítreo	Irregular, anhedral, raramente pirámides trigonales
<b>Feldespatos alcalinos</b>	(K,Na)Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	Blanco a rosado, a veces anaranjado	Dos juegos a casi 90° poco visibles	Mate a vítreo, a veces lechoso	Tabulares, maclas simples y perfitas
<b>Feldespatos plagioclasas</b>	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> a CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	Blanca a verde claro	Dos juegos a casi 90° poco visibles	Mate a vítreo	Cristales tabulares, pueden tener maclas simples o múltiples
<b>Muscovita</b>	KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )	Incolora a castaño o verde claro	Uno que genera láminas flexibles	Lustroso, nacarado, graso	Tabular o laminar
<b>Minerales máficos principales</b>					
<b>Piroxeno</b>	(Mg, Fe, Ca) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (augita) a NaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (Egirina)	Negro a marrón oscuro o verde o azul oscuro	Dos juegos a 87-93°	Vítreo cuando fresco, mate cuando alterado	Prismático corto
<b>Anfibol</b>	Ca <sub>2</sub> (MgFe)Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (tremolita) a Na <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> +3Fe <sub>3</sub> +2Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (riebeckita)	Negro a verde oscuro, verde amarillo	Dos juegos a 124/56°	Vítreo cuando fresco, mate cuando alterado	Prismático largo con clivaje y aciculares
<b>Biotita</b>	K(MgFe)(AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>	Negro, castaño oscuro a verde	Uno excelente que genera láminas flexibles	Muy lustroso	Delgadas láminas
<b>Minerales accesorios menores frecuentes</b>					
<b>Turmalina</b>	Na(Mg,Fe)3Al <sub>3</sub> B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>22</sub> (OH,F) <sub>4</sub>	Negro, azul, verde o rojo raro	Pobre, tiene estrías longitudinales	Vítreo	Prismático largo a acicular
<b>Apatita</b>	Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> OH	Verde claro	Pobre, tiene estrías longitudinales	Vítreo	Euhedral, cristales subhexagonales
<b>Titanita</b>	CaTiSiO <sub>4</sub> (OH) <sub>2</sub>	Incolora, amarilla, castaña	Uno bueno	Vítreo	Característicamente euhedral, cristales rómbicos
<b>Granate</b>	(Mg, Fe)3Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (también Ca, Mn, Cr)	Rojo, marrón, amarillo	Pobre	Resinoso	Cristales equidimensionales con caras típicas del sistema cúbico (trapezoédrica, icositetraédrica)
<b>Magnetita</b>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Negra	Pobre	Metálico, mate	Cristales pequeños equidimensionales
<b>Ilmenita</b>	FeTiO <sub>3</sub>	Negra	No	Metálico, mate	Laminillas o cristales aciculares
<b>Minerales secundarios</b>					
<b>Grupo de las arcillas</b>	Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> caolinita	Blanco, gris y verde pálido	Bueno, pero no visible	Mate	Agregados finos pulverulentos como reemplazo de los feidespatos
<b>Epidoto</b>	CaFeAl <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	Amarillo pálido	Bueno	Vítreo	Irregular
<b>Clorita</b>	(Mg, Al, Fe) <sub>5</sub> (Si, Al) <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub>	Verde a castaño	Bueno que genera láminas	Mate, céreo	Agregados finos pulverulentos como reemplazo de los minerales máficos

Tabla 1. Propiedades de los minerales de rocas graníticas más frecuentes a escala de muestra de mano (basado en Jerram y Petford 2011).

ejemplo, sabemos que el cuarzo es un mineral incoloro a grisáceo, que tiene un hábito usualmente anhedral, no tiene clivaje y que, cuando se presenta en venillas hidrotermales, suele ser de color blanco lechoso. El feldespato alcalino es un mineral rosado o blanco con hábito tabular, con clivaje pobre o con dos direcciones de clivaje que se cortan a 90 grados. A veces se ven maclas simples y se pueden observar texturas perfiticas. Las plagioclasas suelen verse de color blanco, raramente verdes o negras, tienen forma tabular, y también tienen dos sistemas de clivaje que se cortan a 90 grados. En los gabros, la plagioclasa suele observarse con iridiscencia debido a la presencia de antipertitas. Los piroxenos y los anfíboles tienen hábito prismático y colores oscuros a verdosos; los anfíboles tienen dos sistemas de clivaje que se cortan a 120 grados, mientras que los sistemas de clivaje de los piroxenos se cortan a 90 grados. Las biotitas tienen color negro a marrón oscuro, brillo adamantino, secciones basales hexagonales y un sistema de clivaje excelente paralelo a las laminillas. La muscovita es similar a la biotita, pero es incolora. La turmalina suele ser negra, desarrolla agujas o prismas de tres lados y no tiene clivaje; la falta de clivaje suele ser lo que la distingue del anfíbol. Las características de los minerales más frecuentes de las rocas graníticas se resumen en la Tabla 1.

De acuerdo con la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) existe una clasificación petrográfica, puramente modal (es decir los porcentajes de cada fase mineral primaria en la muestra o corte delgado), basada en el diagrama QAPF que se utiliza para nombrar a las rocas graníticas. No se recurre, así, al sistema químico TAS (*total alkalis versus sílice*). El sistema IUGS para rocas plutónicas incluye más campos para las rocas graníticas que para las rocas volcánicas. En términos prácticos, podemos decir que cuando se puede determinar bien la moda, los granitos alcalifeldespáticos, los granitos s.s., las granodioritas y las tonalitas se distinguen utilizando las proporciones modales de feldespato alcalino y plagioclasa utilizando el diagrama modal QAP de Streckeisen (1974) (Fig. 1).

## 2.1. Principales tipos de granitoides

Podemos dar definiciones simples de los distintos tipos de rocas que están comprendidas dentro del término "granitoides".

Las *tonalitas* (campo 5 del triángulo modal QAP para rocas plutónicas; Fig. 2a–d) son rocas plutónicas de grano grueso, mesocráticas a leucocráticas que consisten principalmente en plagioclasa calcosódica tipo andesina ( $P > 90$ ) y cuarzo, acompañados de uno o más minerales máficos hidratados como biotita castaña y, fundamentalmente, hornblenda ( $10 < M < 40$ ). Pueden contener piroxeno. Las leucotonalitas y las trondhjemitas también pertenecen a este campo, pero su índice de color M es menor al 10% y, en el caso de las trondhjemitas, tienen plagioclasas con composición de oligoclasa.

Las *granodioritas* (campo 4 del QAP; Fig. 2e–h) son rocas plutónicas leucocráticas de grano grueso que están compuestas esencialmente por plagioclasa calcosódica de tipo andesina-oligoclasa ( $65 < P < 90$ ), feldespato potásico, y cuarzo, acompañadas por uno o más minerales máficos hidratados. Se diferencian de los granitos por su mayor contenido de plagioclasa y mayor índice de color ( $5 > M > 25$ ).

Los *granitos* (s.s.; campo 3 del QAP; Figs. 2i–j, 3a–e), también conocidos como *monzogranitos*, son rocas plutónicas de grano grueso y leucocráticas que están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y por plagioclasa sódica (oligoclasa). A diferencia de las granodioritas, los granitos tienen un menor índice de color ( $5 > M > 20$ ) y mayor contenido de feldespato alcalino que de plagioclasa ( $10 < P < 65$ ). Algunas escuelas dividen este campo en sienogranitos y monzogranitos.

Los *granitos alcalifeldespáticos* o *sienogranitos* (campo 2 del diagrama QAP; Figs. 3f–g) son rocas leucocráticas que están compuestas esencialmente por cuarzo y feldespato potásico (incluyendo las

1

M refiere a la suma de los porcentajes modales de minerales ferromagnesianos (micas, anfíboles, piroxenos, olivinas, minerales opacos), accesorios (citrón, apatita, titanita, etc.), epidoto, allanita, granates, melilitas, monticellita, carbonatos primarios, etc (Streckeisen 1974).



Figura 2. Ejemplos de rocas graníticas comunes: a-d) Tonalitas (Tonalita Varvarco, Cretácico Tardío, Provincia de Neuquén, fotografías tomadas de Assis *et al.* 2022): Se pueden observar diques leucocráticos (a), enclaves máficos microgranulares con bordes irregulares (b, f, i), enclaves con bordes hibridizados (c), y diques máficos desmembrados (d). e-h) Granodioritas (granodioritas equigranulares con biotita y hornblenda de la Superunidad Gastre del Batolito de la Patagonia Central, Triásico tardío, región de Gastre, Provincia de Chubut; fotografías tomadas de Zaffarana *et al.* 2014): Se observan enclaves máficos elongados que marcan la foliación (g), minerales máficos concentrados en *clots* o glomérulos (h), y enclaves máficos con bordes enfriados (j). i) Monzogranitos porfirioides de la Superunidad Gastre del Batolito de la Patagonia Central: Se presentan texturas típicas de mezcla de magmas (*mingling*), como enclaves máficos con bordes irregulares (i).

peritas), con muy poca plagioclasa ( $P < 10$ ) o en caso contrario se trata de albita ( $An < 05$ ). Se confirma la alcalinidad de la roca si además hay presencia de piroxenos o de anfíboles alcalinos (usualmente  $10 < M < 20$ ). A las rocas claras clasificadas en este campo y que cuentan con menos de 10% de minerales máficos y asociados ( $M < 10$ ), se les llama alaskita.

Todos estos tipos de rocas están englobadas por el término “granitoide”, o “granito” en sentido amplio. Este término es aplicable a la escala de la muestra de mano. El prefijo “leuco” se le puede agregar a los términos tonalita, granodiorita y granito para identificar a las rocas cuyo índice de color M cae por debajo de los rangos indicados en el texto.

Existen variedades de tonalitas que, debido a sus connotaciones geotectónicas distintivas y sus características particulares, adquieren nombres específicos, como la *trondhjemita*. Las trondhjemitas pueden incluir leucotonalitas e incluso leucocuarzo-dioritas, y están compuestas predominantemente por plagioclasa sódica, cuarzo y cantidades accesorias de biotita, con una proporción modal de mafitos por debajo del 10%. Para su determinación precisa es necesario recurrir al diagrama de clasificación de granitos de Baker *et al.* (1979), basado en las proporciones normativas de Ab-Or-An, donde el campo de la trondhjemita cae en proximidad al vértice de la Ab. Este mismo autor las divide en trondhjemitas de alto y bajo aluminio, dependiendo de si el contenido de  $Al_2O_3$  es mayor o menor al 15% en peso para un contenido de  $SiO_2$  del 70%, respectivamente. Entre las primeras se encuentra la mayor proporción de las trondhjemitas a escala global, mayoritariamente vinculadas con zonas de subducción. Entre las segundas podemos mencionar a los *plagiogranitos*, que normalmente se encuentran emplazados en las secuencias ofiolíticas como pequeños cuerpos. Estos se forman en las dorsales oceánicas por evolución de los magmas básicos generados a partir de la fusión de rocas peridotitas, controlada por la plagioclasa, dado que se da en condiciones de presiones relativamente bajas (Drummond y Defant 1990).

Contrariamente, las trondhjemitas vinculadas con zonas de subducción se relacionan con procesos de fusión, en general de rocas básicas, en condiciones de eclogita siendo el granate, en este caso, el mineral que controla el proceso. Por lo tanto, son rocas que presentan un diagrama de tierras raras muy fraccionadas, fuertemente empobrecidas en las tierras raras pesadas que fueron retenidas por el granate en la fuente (Drummond y Defant 1990, Martin *et al.* 2005). Algo similar a lo que ocurre en las *adakitas* (Defant y Drummond 1990), que son rocas volcánicas intermedias y ácidas formadas por fusión de una losa oceánica joven y caliente en condiciones de eclogita (profundas). Por este motivo, a ese patrón en el diagrama de tierras raras se lo suele denominar como “señal adakítica” independientemente de si la roca es o no una adakita. Es interesante tenerlo presente debido a su relevancia en la prospección de pórfidos de cobre “*super gigantes*”. Muchas de las rocas asociadas con los mismos, que fueron descritas inicialmente como tonalitas y cuarzo-dioritas, en realidad son trondhjemitas que presentan una fuerte señal adakítica, algo que en la última década se ha transformado en un criterio de búsqueda de ese tipo de depósito.

## 2.2. Otras rocas relacionadas a los granitoides

En la clasificación dada por el diagrama QAPF de la IUGS (Fig. 1), los campos de los granitos y las granodioritas (3 y 4) limitan en su porción inferior con rocas pobres en cuarzo como *sienitas cuarzosas* (7+), *monzonitas cuarzosas* (8+) y *monzodioritas cuarzosas* (9+). Estos tipos de rocas, que son transicionales entre granitoides y sus análogos alcalinos saturados o subsaturados en sílice, como las *sienitas* (7), *monzonitas* (8) y *monzodioritas* (9), comparten muchas de las características mineralógicas y texturales de los granitoides y suelen aparecer asociadas espacialmente a ellos.

Los minerales máficos hidratados como la hornblenda y la biotita suelen estar presentes en todas las rocas que se discutieron anteriormente. Normalmente reflejan la cristalización de magmas

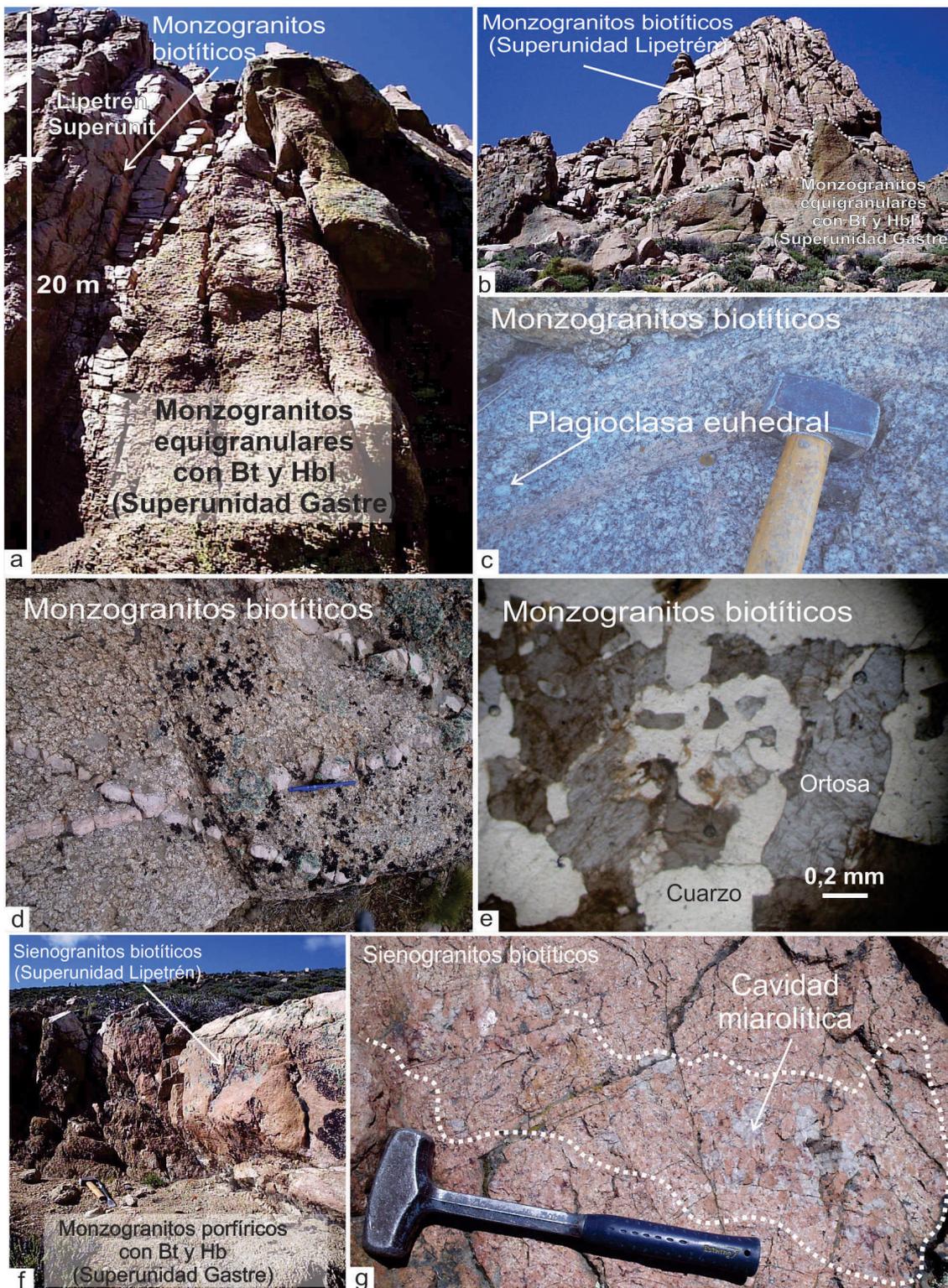


Figura 3. Monzogranitos y sienogranitos de la región de Gastre, Provincia de Chubut (Superunidad Lipetrén, Batolito de la Patagonia Central, fotografías tomadas de Zaffarana *et al.* 2014). a) Diques de monzogranitos biotíticos intruyendo a una facies previa del mismo batolito pero que cristalizó ~10-20 millones de años antes. b) Otro aspecto de (a), donde se pueden apreciar a los monzogranitos biotíticos intruyendo a los monzogranitos y granodioritas con biotita y hornblenda. c) Detalle de la textura de los monzogranitos biotíticos, donde se pueden observar cristales de plagioclasa euhedral y cuarzo, así como feldespato potásico anhedral. d) Diques aplíticos tardíos que intruyen a los monzogranitos biotíticos. e) Los monzogranitos biotíticos en corte delgado presentan cuarzo y ortosa con textura gráfica (fotografía tomada con nicoles cruzados). f) Sienogranitos biotíticos de color rosado y textura granosa fina que intruyen a los monzogranitos porfíroides con biotita y hornblenda del mismo batolito. g) Detalle de las cavidades miarolíticas con cuarzo y feldespato potásico de los sienogranitos biotíticos.

evolucionados e hidratados bajo condiciones plutónicas de relativamente alta presión de agua, en las cuales la temperatura del “*solidus*” (el punto en el que aparece el primer cristal dentro de un líquido que se está enfriando) es menor que la temperatura a la que esos minerales se deshidratan. Sin embargo, algunos fundidos graníticos comienzan a cristalizar en circunstancias en las que el ortopiroxeno pleocroico reemplaza a la hornblenda, y la única fase hidratada presente es la biotita. Las rocas graníticas y monozoníticas en las que se encuentra ortopiroxeno, conocidas respectivamente como *charnockitas* y *mangeritas*, están asociadas con terrenos metamórficos de alta presión y temperatura.

### 3. CARACTERIZACIÓN DE LAS INTRUSIONES GRANÍTICAS

Los cuerpos ígneos se pueden clasificar en función de su forma y tamaño final que adquieren al emplazarse. Los cuerpos ígneos laminares

tienen formas tabulares, con dos superficies paralelas y una alta relación longitud/espesor. De acuerdo con sus formas y a la relación con la roca de caja se distinguen aquellos cuerpos ígneos que son concordantes (“*sills*”) de aquellos discordantes (diques y chimeneas volcánicas) (Fig. 4). Característicamente tienen una gran parte de su superficie expuesta en relación a su volumen, lo que provoca una rápida pérdida de temperatura y resulta en texturas de grano fino a afaníticas (no visibles a simple vista).

Por otro lado, los cuerpos no laminares son intrusiones graníticas de formas variadas, desde esféricas a irregulares dependiendo de la profundidad y el tiempo de emplazamiento. Estos cuerpos genéricamente se denominan *plutones*. Cuando los cuerpos intrusivos tienen menos de 100 km<sup>2</sup> se les llama *stocks* (también conocidos como *plugs*; Fig. 4). En contraposición, cuando se asocian múltiples plutones y alcanzan más de 100 km<sup>2</sup>, al conjunto se le denomina *batolito* (del griego, “*bathos*” que significa profundidad; “*lithos*” que significa roca), tal

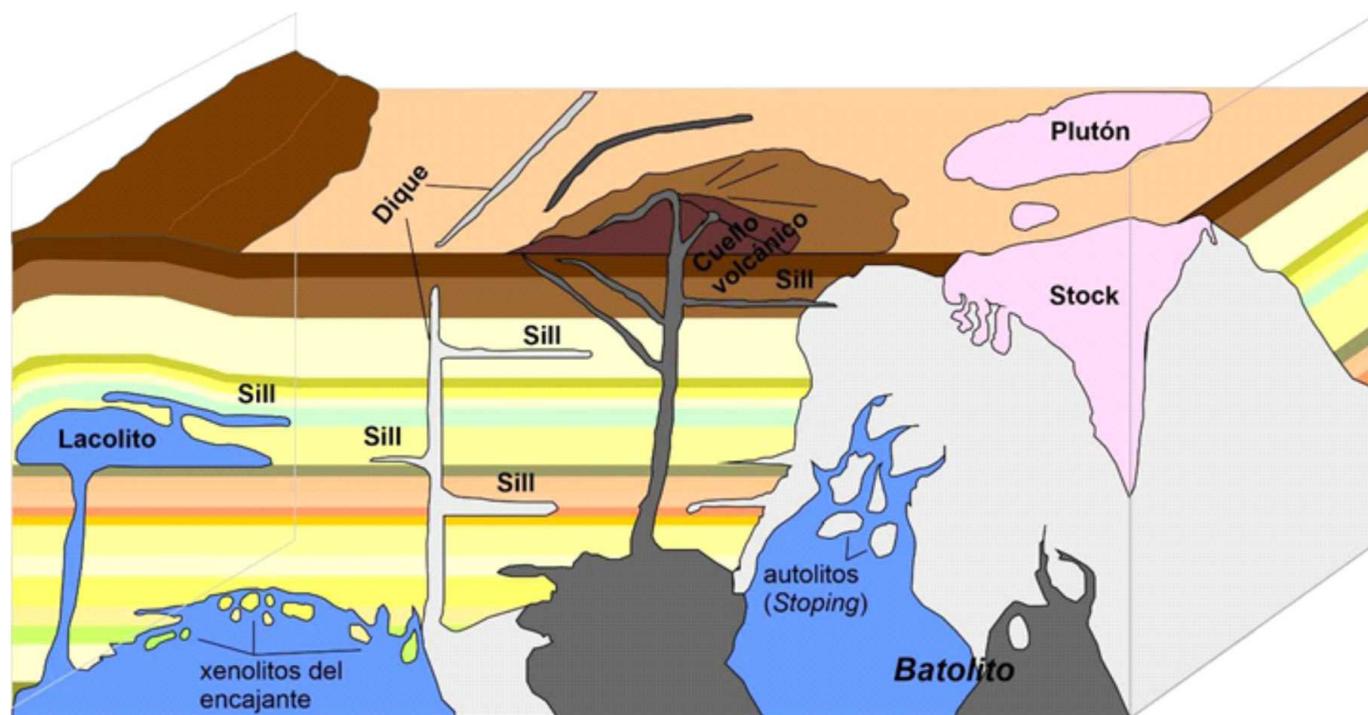


Figura 4. Esquema que ilustra los diferentes tipos de rocas ígneas, incluyendo las intrusiones someras como los filones capas o *sills*, los lacolitos y diques, y los lopolitos (aunque no aparecen en la ilustración). En el caso de las grandes intrusiones graníticas como los batolitos, los bloques de roca de caja se conocen como xenolitos. Los autolitos son pedazos del mismo magma que se brechan o fragmentan y se incorporan mediante el proceso de *stopping*, lo que significa que son bloques cogenéticos (véase más adelante, Figura 8).

como el Batolito de la Patagonia Central (Rapela *et al.* 1991) y Colangüil (Llambías y Sato 1991; Fig. 4). La composición de los batolitos suele ser frecuentemente granítica, aunque también puede ser tonalítico-granodiorítica, y ocasionalmente sienítica o diorítica. Además, algunos petrólogos prefieren usar el término “*complejo ígneo*” para referirse a un conjunto de rocas ígneas asociadas, no necesariamente consanguíneas, pero aproximadamente contemporáneas, que difieren en forma y composición. Es decir, con una connotación más genética que de tamaño. Un ejemplo es el Complejo Ígneo San Blas, en La Rioja, en el cual múltiples intrusiones de magma, no consanguíneas, utilizan el mismo sistema de vías durante su ascenso (Alasino *et al.* 2017).

Adicionalmente, existen varios tipos especiales de cuerpos que se clasifican más por su forma que por su tamaño. El *lacolito*, por ejemplo, es un stock concordante con piso plano y techo abovedado, mientras que el *lopolito* es también un cuerpo concordante, pero con techo plano y piso curvo. Ambos son esencialmente *sills*.

Los Andes del oeste de Sudamérica y las

montañas del oeste de Norteamérica están dominados por vastas áreas de granitoides mesozoicos, en las cuales los plutones graníticos individuales se han agrupado para formar masas plutónicas de dimensiones batolíticas. Por ejemplo, en el borde occidental andino el Batolito Patagónico (Cretácico), el Batolito de la Costa (Carbonífero – Pérmico; Deckart *et al.* 2013) en Chile, el Batolito de la Costa del Perú (Cretácico; Pitcher *et al.* 1985) y la Cordillera Central de Colombia forman una cadena batolítica que recorre todo el borde occidental del continente sudamericano (Fig. 5). El período durante el cual se desarrolla un batolito puede durar algunas decenas de millones de años. En muchos batolitos, como el Batolito Patagónico o el de Sierra Nevada, los plutones más nuevos invaden a los más viejos, creando una compleja historia intrusiva. En otros, como en el batolito de Peninsular Ranges en Baja California, los plutones individuales están separados unos de otros por diferentes rocas de caja (Johnson *et al.* 2003). Los batolitos son típicos de los ambientes tectónicos de arco magmático continental, cinturones orogénicos y zonas de sutura. Varían en escala lineal desde

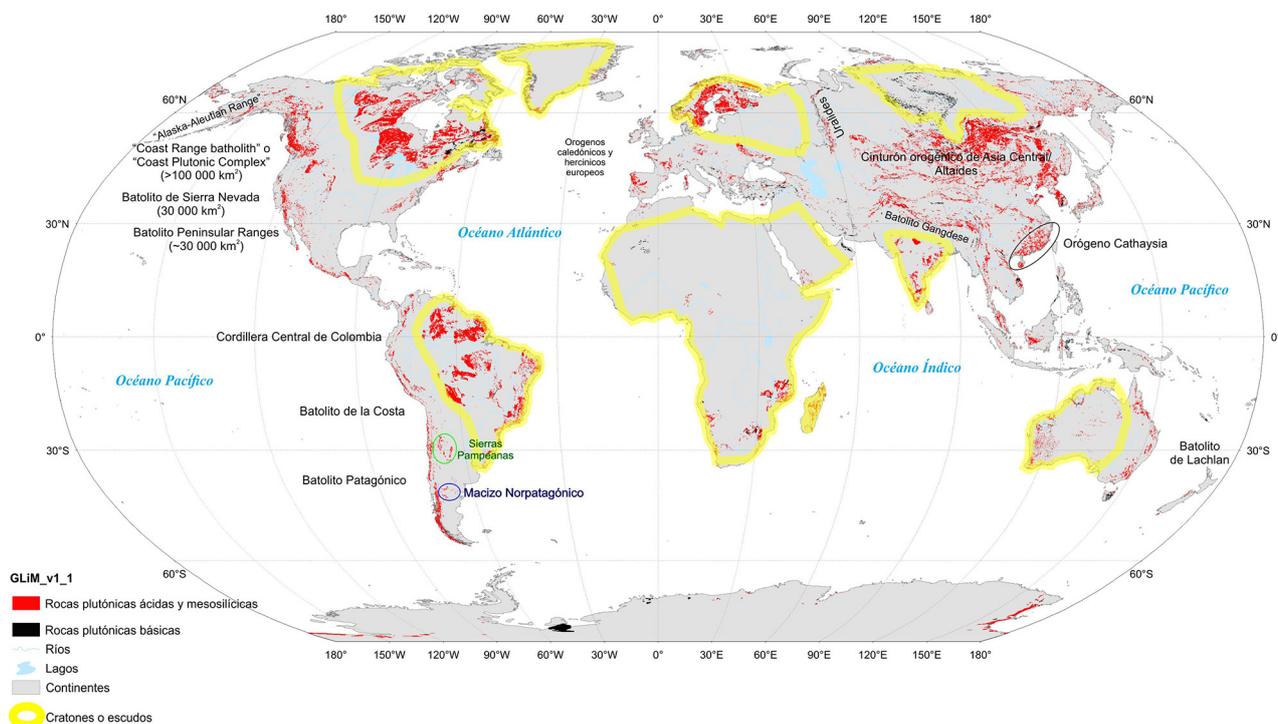


Figura 5. Distribución global de rocas plutónicas realizada a partir de la base de datos GLIM (Global Lithological Map; <https://www.geo.uni-hamburg.de/en/geologie/forschung/aquatische-geochemie/glim.html>).

el modesto batolito de *Lake District-Weardale* en el norte de Inglaterra, hasta el batolito Trans-Himalaya que se extiende por más de 1500 km a lo largo del margen sur del plateau tibetano y, si se le suma el batolito de Karakorum al oeste, la longitud de este sistema aumenta 3000 km más (Fig. 5).

Los estudios de sísmica de reflexión, que son capaces de obtener relevamientos de mayor detalle que los estudios gravimétricos, proveen una herramienta geofísica que nos brinda mayor detalle dentro de las intrusiones graníticas. Por ejemplo, el trabajo de Evans *et al.* (1993) en el plutón de Eskdale, que forma parte del batolito de Lake District-Weardale del norte de Inglaterra, descubrió que la masa supuestamente sólida de los plutones consiste actualmente en un conjunto de intrusiones laminares que forman capas no reflectivas que se entremezclan con capas reflectivas de rocas sedimentarias de la caja. En sus palabras, ellos encontraron una estructura de árbol de navidad por debajo del margen occidental del granito.

Algunos plutones graníticos toman la forma de intrusiones anulares emplazadas alrededor de la periferia de roca de caja que se ha hundido o que ha colapsado. Generalmente este tipo de intrusiones se asocia con sistemas de calderas volcánicas y representan intrusiones muy someras. Un ejemplo muy conocido es la intrusión anular de Glencoe en Escocia, la cual se discute bajo el título de “subsistencia de caldera”. Algunos ejemplos patagónicos de plutones emplazados con este proceso son el Granito Calvo del Complejo Plutónico-Volcánico La Esperanza (Martínez Dopico *et al.* 2017) y el Plutón Cerro Munro (Paleoceno-Eoceno, Rodríguez *et al.* 2021).

### 3.1. Las rocas plutónicas en el código litoestratigráfico

Uno de nuestros principales puntos de apoyo al hacer un mapa geológico o construir una columna estratigráfica es la clasificación litoestratigráfica. Según el Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992), las rocas ígneas plutónicas y metamórficas se organizan con la misma jerarquía que las rocas sedimentarias y

volcánicas, utilizando los términos de supergrupo, grupo, formación, miembro y estrato. Es importante notar que los términos que hacen referencia a la forma o estructura como plutón o batolito no se consideran como nombres formacionales según el CAE. Si bien para las rocas “estratiformes” (i.e. sedimentarias y volcánicas) existe un consenso global, esta organización litoestratigráfica no resulta funcional para las rocas plutónicas ya que estas no cumplen con la Ley de Superposición. Además, la organización litoestratigráfica clásica no aborda la complejidad de la subdivisión en facies, los procesos metamórficos asociados (como la fusión) ni lo engorroso de las relaciones de corte. Por esta razón, algunos códigos estratigráficos extranjeros, como el norteamericano (NASC), definen la “unidad litodémica como la unidad mínima de jerarquización para las rocas intrusivas, en contraposición a la “unidad litoestratigráfica”. Según Gillespie y Leslie (2021), el litodema se considera la “unidad fundamental” en la clasificación litodémica y se define como un “cuerpo de roca predominantemente intrusiva, deformada y/o muy metamorfizada, que constituye un cuerpo mapeable y definido en función de sus características litológicas”. Por lo tanto, una unidad litodémica desempeña un papel similar al de una formación en la clasificación de las unidades estratiformes. Dos o más litodemas de la misma clase pueden agruparse en una suite, como es el caso de los granitos equigranulares con hornblenda y biotita y los monzogranitos porfiroides con biotita y hornblenda que pueden agruparse en la Suite Gastre del Batolito de la Patagonia Central (Zaffarana *et al.* 2014). Además, dos o más suites que tengan cierto grado de relación natural entre sí pueden agruparse en una supersuite. La ubicación de los granitos en las suites es fundamental para comprender su petrogénesis.

Estos tres tipos de unidades litodémicas efectivamente establecen una jerarquía de tres rangos crecientes. El litodema, la suite y la supersuite son comparables, en términos cartográficos y jerárquicos, a la formación, el grupo y el supergrupo, respectivamente. La ausencia de unidades litodémicas formalmente reconocidas equivalentes

a “miembro” y “estrato” significa que cualquier subdivisión de un litodema se considera informal, como por ejemplo, las facies. El término “complejo” no tiene una connotación jerárquica específica y adquiere un significado más ambiguo. Se utiliza para describir un conjunto o mezcla de rocas que típicamente incluye dos o más clases genéticas, como ígneas, sedimentarias o metamórficas, y puede o no presentar una estructura complicada. Este término se utiliza cuando la cartografía de cada componente lítico por separado resulta impracticable a escalas cartográficas ordinarias, como en el caso del “Complejo Volcánico- Plutónico Huingancó” ubicado en la Cordillera del Viento en los Andes de Neuquén (Llambías *et al.* 2007).

Según Gillespie y Leslie (2021), al nombrar un litodema, se debe utilizar un término litológico como “Granito de algún lugar” o “Esquisto de algún lugar”. Sin embargo, se reconoce que muchos cuerpos de roca intrusiva son difíciles de caracterizar con un solo término litológico. En tales casos, se permite hacer una excepción y utilizar un término que denote la forma, como “Dique” o “Stock”. Por lo tanto, nombres como “Plutón El Hongo” (D’Eramo *et al.* 2006) son aceptables.

Dado que los términos litológicos y los términos de forma no indican un rango específico, no está claro cómo construir una clasificación jerárquica por debajo del rango de “suite”. La jerarquía estratigráfica se basa principalmente en los rangos de litodema, suite y supersuite, y no se definen formalmente rangos equivalentes a “miembro” o “estrato” para rocas plutónicas según esta clasificación.

Glazner *et al.* (2019) proponen una modificación del diagrama QAPF de la IGUS para rocas graníticas que tiene menos campos de clasificación, pero que propone que en el nombre de la roca esté implícito el índice de color y el tipo de minerales máficos que le otorgan ese color a la roca. Por ejemplo, un granito se podría llamar “Granito 20, 20, 50” (20, 20 y 50 corresponden a la moda de la roca granítica, o sea, respectivamente, al contenido modal de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, los minerales cuya moda define su lugar en el triángulo modal QAP). Sin embargo, trabajos posteriores desestiman esta nueva forma de nombrar a las rocas plutónicas (Frost *et al.* 2001, Hogan 2019). La jerarquía estratigráfica de rocas plutónicas podría resumirse como se muestra en la Tabla 2.

De todas maneras, como guía al realizar el mapeo de los cuerpos intrusivos, es fundamental comenzar por el reconocimiento de las distintas unidades intrusivas, empezando por las de mayor jerarquía y luego observando sus variaciones internas. Por lo tanto, si nos encontramos ante un cuerpo de dimensiones batolíticas, que representa el caso más complejo, lo primero es definir los distintos plutones que lo forman. Luego, y para cada uno de estos plutones, identificamos las diferentes unidades intrusivas que lo integran, y finalmente, examinamos las facies presentes en cada una de estas unidades.

Entre los atributos de los cuerpos ígneos intrusivos se pueden mencionar la forma y dimensiones, la variación de las estructuras y texturas, la naturaleza y geometría de los

<b>Rocas plutónicas</b>	<b>Rocas sedimentarias y volcánicas</b>
Supersuite/ Supercomplejo(?)	Supergrupo
Suite/ Complejo	Grupo
Cuerpo o litodema (Granito, Granodiorita...)	Formación
Facies	Miembro

Tabla 2. Jerarquía estratigráfica de rocas plutónicas.

contactos con la roca de caja, así como la existencia de concordancia o discordancia con las estructuras de la roca de caja (Llambías 2015). Todos estos atributos deben ser tenidos en cuenta al cartografiar un cuerpo ígneo. En el caso de los batolitos compuestos por numerosos plutones, una herramienta de gran utilidad son los sensores remotos, tanto multiespectrales como hiperspectrales. A través del análisis de imágenes satelitales, como Landsat, ASTER y Sentinel, es posible cartografiar las estructuras previas al emplazamiento, las propias del emplazamiento, así como los contactos entre plutones y delimitar sus unidades internas.

Por último, a modo de ejemplo, es importante mencionar que al mapear los plutones también debemos tener en cuenta que las rocas graníticas raramente son homogéneas cuando se las analiza a distancias mayores a unas pocas decenas de metros. Por ejemplo, si observamos el plutón conocido como Granodiorita *Cathedral Peak*, en Sierra Nevada, veremos que modalmente abarca tanto monzogranitos como granodioritas, pero se lo ha definido oficialmente como granodiorita. Eso se debe a que la Granodiorita *Cathedral Peak* no está compuesta únicamente por granodioritas, sino que también contiene monzogranitos, pero estos últimos son arealmente menos importantes. Otros ejemplos incluyen el Granito El Capitán, que abarca cuatro tipos litológicos: sienogranitos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas, así como la granodiorita de *Kuna Crest* (Glazner *et al.* 2019). Esto se debe a que, una vez más, el “Granito El Capitán” está formado exclusivamente por granitos, sino que también contiene granodioritas y tonalitas. Esta variación composicional de los granitoides en distancias pequeñas representa una complejidad intrínseca al estudio y al mapeo de las rocas graníticas.

### 3.2. ¿Cómo describir un granitoide? Color, tamaño de grano y textura

Las principales características que debemos observar cuando nos encontramos con una roca granítica en muestra de mano son: el color, el

tamaño de grano, la textura y la fábrica.

La coloración o tonalidad de una roca granítica actúa como una guía de su composición química. El color de la superficie fresca de los granitoides varía desde un gris oscuro, hasta un gris verdoso a castaño, pero las variedades más claras tienden a ser rosadas. Después de evaluar el color, es importante registrar el índice de color (IC), el que representa el porcentaje de minerales máficos presentes en la roca. Según el IC, la roca puede ser clasificada como *félsica o leucocrática* (0-33% de minerales máficos) cuando es rica en minerales félsicos que le otorgan tonalidades claras; *intermedia o mesocrática* (34-66% de minerales máficos); o *máfica o melanocrática* (67-100% de minerales máficos) cuando abundan los minerales máficos y, por lo tanto, poseen un tono más oscuro.

En conjunto, el tamaño de grano, la textura y la fábrica describen las relaciones espaciales entre los diferentes componentes que conforman la roca, los que en el caso de las rocas graníticas son cristales. Estas tres características reflejan, entonces, las condiciones físicas de cristalización del magma.

El tamaño de grano de una roca generalmente es consecuencia de las condiciones de cristalización y la tasa de enfriamiento. Por ejemplo, un enfriamiento súper rápido de un magma conduce a la formación de vidrio (material amorfo, no cristalino). En el caso de las rocas volcánicas el enfriamiento también es rápido, pero permite la nucleación de muchos embriones de cristales que no podemos identificar a simple vista (microcristales). Por el contrario, en el caso de los granitoides, el enfriamiento lento resulta en la conservación de pocos cristales, pero de gran tamaño. El tamaño de grano puede ser:

- *Fino*: Con un tamaño promedio de 1 mm. Algunos cristales son visibles a ojo desnudo o con ayuda de lupa de bolsillo (aumento x10). Si la roca tiene brillo vítreo y es de tono claro probablemente estará dominada por cuarzo y feldespato, por lo que se puede utilizar el término “*textura aplítica*”. Informalmente puede llamarse *aplitas* a rocas con esta textura.

- *Mediano*: La mayoría de los contornos cristalinos son visibles con lupa de bolsillo. El tamaño promedio es de 1-5 mm.
- *Grueso*: Todos o casi todos los contornos cristalinos son visibles a simple vista. El tamaño promedio supera los 5 mm.
- *Pegmatítico*: Todos los cristales de la roca tienen un tamaño superior a 20 mm.

Además del tamaño, se observa la distribución del tamaño de los cristales; si todos los cristales tienen tamaños semejantes se dice que la roca tiene textura equigranular; en el caso contrario será heterogranular. En cambio, si el tamaño de los cristales varía en un rango amplio, la textura se puede describir como textura seriada o también textura inequigranular. Si una especie mineral tiene un desarrollo notablemente mayor que los minerales circundantes, con euhedrales a subhedrales, se dice que la roca tiene textura porfiroide. Esta textura es común en los granitos s.s. con megacristales de feldespato alcalino.

Un comentario aparte merece el crecimiento de megacristales de feldespato potásico en los granitos porfiroides. Varios autores han comentado que estos megacristales experimentan un crecimiento tardío en los magmas graníticos, nucleándose tarde en su historia de enfriamiento, casi en condiciones sub-sólidas, como se plantea por ejemplo en los estudios de Glazner *et al.* (2007). Sin embargo, una revisión del origen de estos megacristales sugiere que fluyen y se acumulan físicamente entre diferentes pulsos de magma. Esto implica que debe haber suficiente fundido presente para que se nucleen temprano en la historia del plutón, fluyan y se acumulen (Vernon y Paterson 2008).

Según los experimentos de petrología experimental, el crecimiento de los megacristales de feldespato potásico se comienza a producir cuando el magma contiene entre un 60 y un 70% de fundido. En algunos casos, como en traquitas porfíricas, se ha observado que existe hasta un 98% de vidrio volcánico en el cual flotan cristales de sanidina. Además, la presencia de Ba amplía el campo de estabilidad del feldespato potásico hacia

temperaturas más altas.

En resumen, el crecimiento de megacristales de feldespato potásico requiere una cantidad significativa de líquido presente. Aunque algunos rebordes o recrecimientos pueden formarse después después de que el crecimiento libre de los megacristales fuera obstaculizado por el crecimiento más tardío de granos de cuarzo y feldespato potásico de menor tamaño y hábito intersticial (Vernon y Paterson 2008).

### 3.3. Mapeo de fábricas de granitos

Además de considerar el color, el tamaño de grano y la textura, es esencial describir la fábrica de una roca magmática. Esto implica examinar el tamaño, la forma y, fundamentalmente, la orientación y la distribución espacial de sus minerales. El arreglo de los minerales siempre es el resultado de la acción de los esfuerzos a los cuales la roca fue sometida durante las últimas etapas de su cristalización. En otras palabras, todas las rocas poseen algún tipo de fábrica, incluso si esta no es perceptible a simple vista y requiera de una observación más detenida por parte de un ojo entrenado.

Las fábricas primarias, también conocidas como fábricas magmáticas, se forman durante el proceso de alización del magma y su enfriamiento. El término fábrica magmática engloba la foliación mineral, la lineación mineral, y las microestructuras relacionadas que se forman en presencia de fundido (por encima del *solidus* del magma granítico). Las fábricas magmáticas se caracterizan por la alineación de los granos minerales suspendidos en la masa fundida. Estas fábricas registran los últimos incrementos de la deformación externa, cuando solo queda un 20-40% de fundido (Paterson *et al.* 1989, 1998).

El concepto de foliaciones en los plutones fue propuesto por Cloos en 1925. Sin embargo, el reconocimiento más profundo de estas fábricas en los granitos se logró posteriormente. En uno de los trabajos pioneros de Bouchez en 1997, titulado "*Granite is never isotropic*" (los granitos nunca son isótropos), se subraya que las intrusiones graníticas

suelen presentar fábricas bien organizadas, lo que significa que las fábricas magmáticas de los granitos son consistentes y homogéneas en áreas grandes. Esta notable homogeneidad estructural de los granitos, con fábricas magmáticas que varían suavemente en grandes áreas, era casi inconcebible décadas atrás.

En un principio, las foliaciones y lineaciones magmáticas se interpretaban como planos y líneas formadas por flujo magmático (p. ej. Cloos 1925, Balk 1937, Philpotts y Asher 1994, Tobisch y Cruden 1995). Sin embargo, en la actualidad, siguiendo los conceptos de Berger y Pitcher (1970), entendemos que las orientaciones preferentes de los cristales magmáticos reflejan la deformación de una masa cristalina fundida. Esta deformación puede ser el resultado de los esfuerzos regionales y/o internos durante la construcción de la cámara magmática (Paterson *et al.* 1998). Para determinar si las fábricas presentes en los granitos son de naturaleza local o regional, es fundamental llevar a cabo un mapeo detallado. Este mapeo debe realizarse tanto dentro del granito como en el contacto con la roca de caja, así como en la roca de caja encajante ubicada a mayor distancia del contacto con el plutón granítico.

¿Cómo se mapea la fábrica de los granitos? El mapeo de la fábrica de los granitos implica varios pasos clave. A continuación, se describe el proceso general.

**Revisión detallada del afloramiento:** En primer lugar, se debe examinar minuciosamente el afloramiento. Se buscan puntos de observación en tres planos distintos para obtener una visión tridimensional de la fábrica.

**Identificación del plano de foliación:** Para determinar el plano de foliación, se mide la orientación promedio de los cristales laminares de biotita o los cristales tabulares de feldespato potásico, dependiendo de la composición de la roca. Si se trata de una tonalita, se pueden utilizar plagioclasas y anfíboles/biotitas en lugar de feldespato potásico.

**Identificación de la lineación:** Posteriormente, se busca una superficie natural del afloramiento que sea paralela al plano de foliación. Aquí se observa si

los cristales definen estadísticamente una lineación en función de su orientación. La lineación es claramente visible cuando los minerales marcadores son feldespato potásico o anfíbol. Sin embargo, cuando la biotita es el único trazador de la fábrica de la roca, descifrar la lineación es un problema complicado porque la biotita no es un mineral de hábito elongado. De hecho, la lineación marcada por los cristales de biotita, y, más generalmente por los minerales tabulares, es un “eje de zona”, o un eje alrededor del cual se disponen estadísticamente las caras más grandes de los cristales. En otras palabras, el eje de zona se define estadísticamente como el eje de rotación de la población de cristales.

Es importante destacar que el eje de zona suele ser paralelo o casi paralelo a la lineación medida a partir de minerales como el feldespato potásico, plagioclasa o anfíbol. Sin embargo, a veces sucede que hay orientaciones de planos que no son las más apropiadas, o que los afloramientos son de mala calidad, o que hay fábricas particularmente débiles, y en esos casos no se puede obtener una medición de la fábrica magmática. Además, las mediciones a menudo son sensibles al individuo que las realiza y no se pueden reproducir con precisión.

En tales casos, una estrategia alternativa es tomar secciones orientadas en el campo y luego preparar cortes delgados en algunas secciones y tomar las mediciones en el laboratorio. Este enfoque tradicional, empleado por Mollier (1984), permitió la creación del primer mapa estructural de los granitos de todo el Complejo de Limousin en el Macizo Central Francés, el cual fue hecho procesando en el laboratorio alrededor de una tonelada de rocas. Para ese mapa se midió la subfábrica de la biotita y del feldespato potásico. El mapa estructural que se obtuvo con este trabajo minucioso permitió saber que todo el Macizo Central Francés experimentó deformación por cizalla de rumbo SE-NO durante el emplazamiento del magma y que la cizalla dextral deformó una fábrica magmática horizontal previa. Este tipo de investigaciones proporciona valiosos conocimientos sobre la historia geológica y los eventos de deformación que afectaron a las rocas, contribuyendo así a una mejor comprensión de la

evolución geológica de la región.

Como mencionamos anteriormente, una técnica ampliamente utilizada para mapear las fábricas en los plutones graníticos es la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). Este método proporciona una forma más eficiente y completa de obtener foliaciones y lineaciones en los plutones. Al combinar la técnica de ASM con métodos tradicionales se logra crear mapas estructurales de los macizos graníticos que reflejan los últimos incrementos de deformación que experimentaron los plutones durante su proceso de cristalización. Estos mapas proporcionan un registro de los esfuerzos que actuaron en la corteza en ese momento.

La técnica de ASM se ha vuelto fundamental para el mapeo de las fábricas de los macizos graníticos, especialmente cuando la lineación es difícil de observar a simple vista. Sin embargo, es importante tener en cuenta que en situaciones donde hay superposición de múltiples foliaciones magmáticas, el método de ASM debe usarse con cautela ya que puede no reflejar la lineación dominante, sino más bien un promedio de varias lineaciones presentes en la roca.

En el estudio de las fábricas magnéticas, se obtiene un elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética, midiendo la susceptibilidad magnética de un testigo orientado (del mismo tipo de los que se usan para estudios paleomagnéticos) en 15

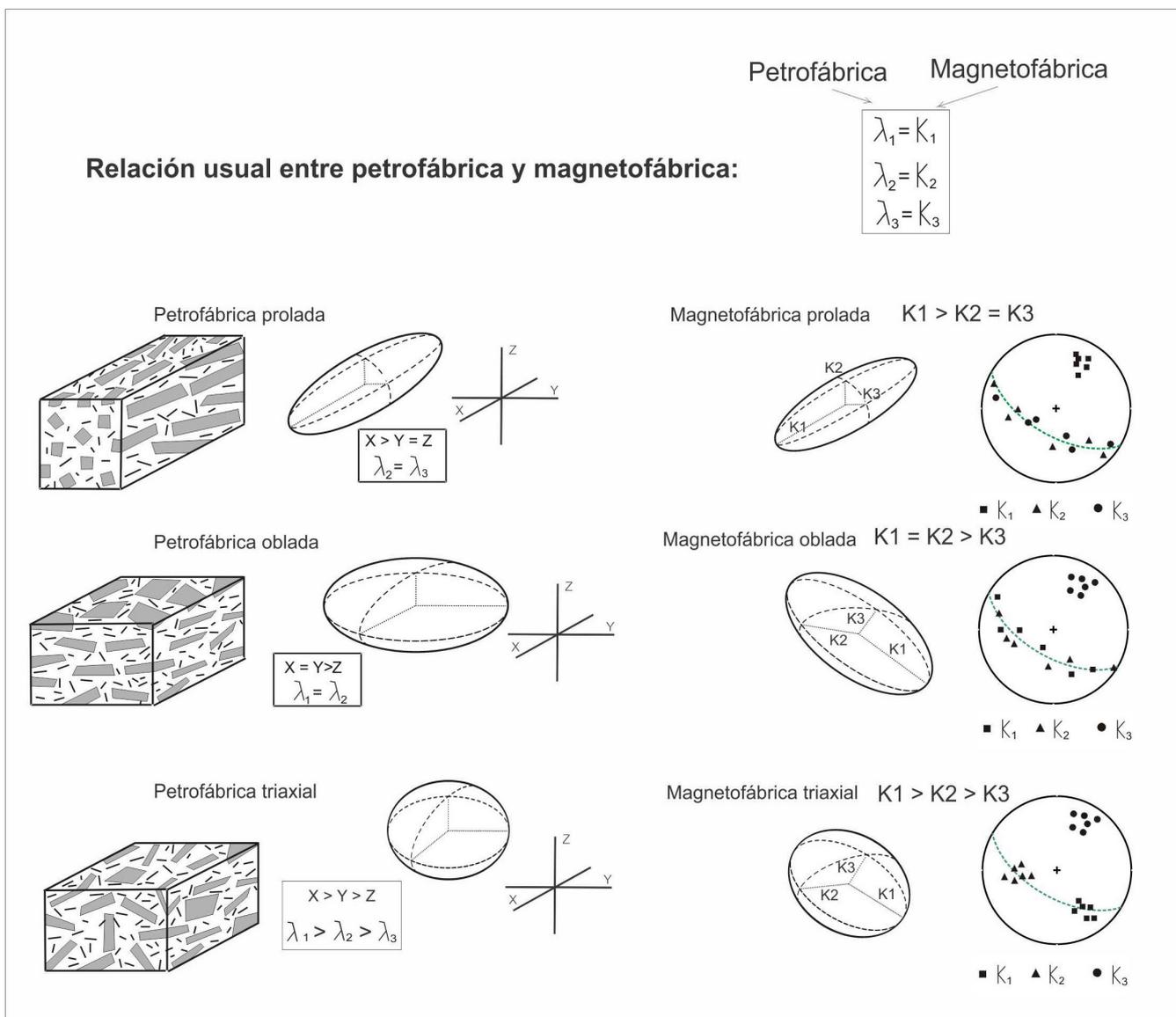


Figura 6. Esquema de la relación usual entre petrofábrica y magnetofábrica (adaptada de Borradaile y Jackson 2010).

posiciones diferentes. A partir de estas mediciones y utilizando la estadística tensorial de Jelinek (1978) se obtienen tres parámetros clave que describen anisotropía de susceptibilidad magnética de la muestra. Estos tres parámetros son:

El eje de susceptibilidad magnética máxima (K1): representa la dirección en la que la muestra exhibe la mayor susceptibilidad magnética. Es decir, la dirección en la que la muestra es más magnética.

El eje de susceptibilidad magnética intermedia (K2): indica la dirección en que la muestra presenta una susceptibilidad magnética intermedia, que es menor que la de K1 pero mayor a la de K3.

El eje de susceptibilidad magnética mínima (K3): representa la dirección en la que la muestra exhibe la menor susceptibilidad magnética, y es el polo del plano de foliación magnética.

Estos estudios son extremadamente útiles para el análisis estructural, ya que existe una correspondencia directa entre el elipsoide de deformación finita (definido por los ejes  $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ ) y el elipsoide de anisotropía de susceptibilidad (definido por los ejes  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ; Borradaile y Jackson 2010; Fig. 6). Esta relación es fundamental para entender la geometría y orientación de las estructuras en las rocas. Aquí se explican algunas de las implicaciones clave:

Correspondencia entre petrofábricas y magnetofábricas: Se observa que existe una correspondencia directa entre la forma de los elipsoides de deformación finita (prolados, oblados o triaxiales) y los elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética (prolados, oblados o triaxiales). Esto significa que las rocas con ciertas características estructurales en términos de deformación finita también exhibirán patrones similares en sus propiedades magnéticas.

Definición de lineación y foliación magnéticas: Los ejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética definen dos propiedades clave: la lineación magnética (K1) y una foliación magnética (plano que contiene a K1 y K2 y es perpendicular a K3). De esta manera, a petrofábricas proladas ( $\lambda_1 > \lambda_2 = \lambda_3$ ) le corresponden magnetofábricas proladas ( $K_1 > K_2 = K_3$ ), a

petrofábricas obladas ( $\lambda_1 = \lambda_2 > \lambda_3$ ) le corresponden magnetofábricas obladas ( $K_1 = K_2 > K_3$ ) y a petrofábricas triaxiales ( $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ ) le corresponden magnetofábricas triaxiales ( $K_1 > K_2 > K_3$ ) (Fig. 6). De todas formas, si bien podemos obtener tanto una foliación como una lineación magnética, en el caso de los granitoides es más importante el parámetro de la lineación magnética que el de la foliación magnética, ya que esta última se correlaciona directamente con la dirección de flujo magmático (Vigneresse 2015).

En cada estación de muestreo por ASM (también conocidas como "sitios" de muestreo), se describe la susceptibilidad total, que es el valor escalar promedio  $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ . La susceptibilidad total de los granitoides cubre un rango entre  $10^{-6}$  y  $1000^{-6}$  SI. En magmas muy oxidados, la magnetita y los minerales ferromagnéticos portan una fuerte magnetización permanente (Archanjo *et al.* 1995), y son útiles para realizar estudios paleomagnéticos. Los valores de susceptibilidad magnética son más bajos para la ilmenita (0,1 SI) y para la magnetita multidominio (2,8 SI; Borradaile y Henry 1997). Los granitos fueron clasificados sobre la base de sus propiedades magnéticas como pertenecientes a la serie de la magnetita y a la serie de la ilmenita (Ishihara 1977, véase más adelante en el ítem 8.2), y la intensidad de su susceptibilidad magnética permite separar entre ambos tipos de contribuciones magnéticas. El mapa de la intensidad de la susceptibilidad magnética, particularmente útil para los minerales paramagnéticos, permite dibujar un mapa de las facies minerales, separando así facies de biotita, de facies de biotita y muscovita y facies de muscovita predominante (Gleizes *et al.* 1993, Vigneresse y Bouchez 1997).

Existen numerosos parámetros de forma para describir los elipsoides de susceptibilidad magnética, conocidos como parámetros escalares, que derivan de diversos cálculos que utilizan la magnitud de los ejes K1, K2 y K3. Estos parámetros se obtienen en cada sitio de medición. Muchos de los parámetros definidos en la bibliografía son redundantes y por ende aquí solo mencionamos los más importantes.

El parámetro  $P_j$  (Jelinek 1978) es el grado de anisotropía y se define como  $P_j = [2(a_{12} + a_{21}) / (a_{11} + a_{22})]^{1/2}$  donde  $a_i = \ln(k_i/k_m)$ , y mide la intensidad de la orientación preferencial de los minerales magnéticos de la roca.

El parámetro de forma  $T$  (Jelinek 1978) se define como  $T = 2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3) - 1$ . Si  $0 < T \leq 1$ , la fábrica magnética es predominantemente oblada y si  $-1 \leq T < 0$ , la fábrica magnética es predominantemente prolada.

Los estudios de ASM deben complementarse siempre con estudios de microfábrica para determinar si la fábrica es de origen magmático o si ha sido recristalizada por procesos tectónicos, es decir, si los esfuerzos continuaron actuando cuando la roca plutónica ya estaba completamente solidificada. Además, para comprender la forma tridimensional de los plutones y su volumen, el mapeo estructural de las fábricas no es suficiente. Gran parte de lo que sabemos sobre la forma y el volumen de los plutones proviene de investigaciones geofísicas.

Los cuerpos plutónicos a menudo tienen una densidad menor que la roca circundante, lo que resulta en una anomalía gravimétrica negativa de Bouguer. Esta anomalía permite estimar la forma de los plutones. Es importante destacar que los modelos gravimétricos obtenidos a partir de contrastes de densidad en las rocas no son únicos, ya que el método gravimétrico es inherentemente ambiguo.

Un ejemplo en Argentina es el estudio de los plutones El Hongoy y Calmayo en Sierras Pampeanas, que fueron estudiados por diferentes métodos geofísicos, como magnetometría, gravimetría y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) (D'Eramo *et al.* 2006 y 2013, Pinotti *et al.* 2021). Estos métodos pudieron establecer la forma tridimensional de estos plutones, la ubicación de sus raíces (los canales alimentadores de magma), y la fábrica magmática resultante de su expansión lateral.

El trabajo de Cruden *et al.* (1999) sentó un precedente en cuanto a la metodología de ASM y demostró que la fábrica magmática del pluton

de Dinkey Creek en Sierra Nevada, California, tiene una foliación magmática subhorizontal y está alimentado por un conducto subvertical en profundidad de rumbo NNO-SSE. En el caso de los plutones triásicos del Batolito de la Patagonia Central, en el centro de la provincia de Chubut los estudios de ASM y microestructurales indican que existe una estructura interna de rumbo NO-SE, consistente con la apertura de una cuenca de *pull-apart* de rumbo NO-SE y cinemática sinistral (Zaffarana *et al.* 2017).

Por último, cabe señalar que el método de ASM también es útil para el mapeo de facies de los plutones, ya que permite obtener medidas de la susceptibilidad magnética total de las rocas. Estas medidas tienen significado petrogenético y son útiles para la clasificación y mapeo de los plutones.

#### 4. ¿CÓMO SE CONSTRUYEN LOS PLUTONES?

Los granitoides expuestos en la superficie usualmente constituyen solamente la superficie dómica destapada de un cuerpo cuya arquitectura más profunda raramente se observa en el campo. La superficie de los cuerpos graníticos individuales varía desde  $<10 \text{ km}^2$  a más de  $1.000 \text{ km}^2$ .

Un tema interesante para discutir, y que siempre hay que tocar en el caso de grandes intrusiones graníticas, es el problema de espacio que se genera cuando grandes volúmenes de magma ascienden y se emplazan en la corteza. Si ahora los granitos ocupan un lugar en la corteza que antes estaba ocupado por roca de caja, la pregunta que nos hacemos es ¿adónde fueron a parar esas rocas?

Tenemos que entender que cuando estudiamos los cuerpos graníticos lo hacemos al nivel de emplazamiento donde ellos se estancaron en la corteza y raramente a estos niveles de la corteza tenemos acceso a la roca fuente que está a niveles más profundos. El camino del magma desde la roca fuente hasta su nivel de emplazamiento es conocido como proceso de transporte o ascenso del magma. En este sentido, a continuación, mostraremos

concepciones más antiguas de generación *in situ* de los granitos (es decir, sin transporte), las cuales resuelven el problema de espacio de una forma elegante pero que no explican todas las variedades de granitos que existen en los diferentes ambientes tectónicos que serán tratados en forma posterior.

#### 4.1. Origen magmático de los granitos vs. la formación “*in situ*”

Algunos autores propusieron que los granitos se forman *in situ*, es decir, en el lugar, y de esta manera solucionan el problema de espacio de los plutones postulando la posibilidad del proceso de “granitización”. El concepto de granitización surgió de los geólogos franceses del siglo XIX, y el mismo siguió siendo popular hasta los años 1930 y 1940, invocando un proceso en el cual rocas sólidas se transforman en graníticas sin pasar por una etapa magmática, es decir, para esta visión, los granitos eran de origen metamórfico.

Las migmatitas, por otra parte, son la evidencia directa de que el magma se puede formar *in situ*. Una migmatita (del griego migma, mezcla) es una mezcla íntima a escala de afloramiento de dos componentes: zonas cuarzo-feldespáticas o leucosomas, formando bolsones (“*pods*”) o venas de composición granítica que cortan o se interdigitan con otras más oscuras. Las partes oscuras o melanosoma, ricas en minerales metamórficos y/o peritéticos, representan en parte el relicto de la fusión parcial. Las migmatitas se encuentran en los terrenos metamórficos que pueden haber desarrollado suficiente alto grado como para iniciar el proceso de fusión parcial (anatexis) de las rocas usualmente metasedimentarias de la corteza profunda. Las migmatitas pueden tener importancia como fuente de los fundidos graníticos, como reportó Mehnert (1968) en los macizos graníticos en Selva Negra, Alemania, mostrando una transición desde un núcleo granodiorítico homogéneo a través de una granodiorita cada vez más heterogénea, bandeada, que gradaba a una capa migmática, más allá de la cual había gneises normales de composición cuarzo-feldespato-biotita. La implicancia de esto es que las migmatitas marcan la etapa inicial de

la fusión cortical profunda que puede llevar a la acumulación de cuerpos significativos de fundidos anatéticos graníticos.

Por otro lado, Zeng *et al.* (2005) citaron unas migmatitas en el sur del batolito de Sierra Nevada en California que parecen haberse solidificado antes de poder migrar una distancia significativa. Esto es lo que puede suceder habitualmente, porque la mayoría de los fundidos graníticos se forman cerca de la temperatura del *solidus* saturado en agua, y cualquier descompresión que acompañe al ascenso puede causar una solidificación instantánea, de hecho, algunos autores califican a las migmatitas como “granitos fallidos”.

Actualmente, más allá de que las migmatitas existen, la idea de la granitización ha perdido defensores y la visión magmática del proceso de intrusión de los granitos ha ganado solidez. Esta teoría tiene que ver con el origen de los granitos a partir de la fusión del manto y/o de la corteza, es decir, que los granitos tienen un origen magmático.

#### 4.2. Transporte y emplazamiento de magmas

Es raro que las intrusiones graníticas se expongan en secciones verticales de más de uno o dos kilómetros de altura, por lo que el piso de las intrusiones casi nunca se observa (Rosenberg *et al.* 1995). Debido a que los afloramientos de granitos a menudo están rodeados de contactos circulares o elípticos que inclinan hacia afuera de la intrusión, habitualmente se asume que, tridimensionalmente, estos cuerpos tenían forma de cilindros verticales. Esta visión convencional que se reforzó por el modelo de diapiros graníticos que ascienden a medida que desciende dúctilmente la roca de caja (modelo desarrollado por Ramberg 1981), es apoyada por diversas publicaciones de datos de campo y geofísicos (Miller y Paterson 1999, Paterson y Vernon 1995, Galadí-Enríquez *et al.* 2003). Sin embargo, este modelo ha sido cuestionado por diversos autores que sostienen que el diapirismo es un modelo de transporte de magma reservado para el manto y la corteza inferior, donde las condiciones reológicas de la roca de caja permiten que fluyan de manera

dúctil. Para la corteza superior, caracterizada por un comportamiento predominantemente frágil, se ha propuesto que el ascenso de magma está dominado por diques (Bateman 1984, Petford y Atherton 1996, Clemens 1998, Petford *et al.* 2000).

Antes de abordar esta apasionante discusión sobre el transporte de magmas en la corteza, debemos tener en cuenta que el magma asciende desde la zona fuente por flotabilidad y muchas veces es ayudado por el tectonismo que puede generar zonas de baja presión (Clemens 1998). La flotabilidad de los magmas, un fluido poco denso y de alta temperatura, está determinada por la diferencia de densidades en comparación con la zona fuente y con las rocas de caja, que son mucho más densas. Por otro lado, la diferencia de viscosidad que existe entre los magmas graníticos ( $\sim 10^5$  Pa·s) y los magmas basálticos ( $\sim 10^2$  Pa·s) hace que, a pesar de que los primeros son menos densos (mayor flotabilidad), presentan una mayor resistencia a fluir en comparación con los magmas basálticos que son más densos, pero más fluidos.

**4.2.1. ¿Diques o diapiros?:** Existen diversos mecanismos de transporte de magmas en la corteza. Sin embargo, la mayoría de las discusiones se han centrado en dos modelos contrastantes: diapirismo y apertura de diques rellenos de magmas (“*diking*”), pero ¿cuál es el proceso válido? La respuesta no es sencilla, habida cuenta de que en la literatura hay defensores y detractores de ambas hipótesis. Es decir, hay intrusiones que parecen explicarse mejor por diapirismo, y otras por intrusión de diques, lo que llevó décadas de discusiones al respecto. Actualmente, podemos ver que ambas hipótesis pueden ser correctas y que la prevalencia de uno u otro modelo depende más de las propiedades reológicas y térmicas de la corteza en el momento del transporte, entre ellas, cuán caliente está la roca de caja.

En rocas de caja calientes, uno de los modelos es el diapirismo. Este surgió a partir de la observación de que los plutones graníticos se parecían a los diapiros salinos. La palabra diapiro viene del griego, que significa perforar y fue introducida por primera

vez por Mrazec (1927). La teoría clásica propone que el magma asciende en forma de gota invertida por flotabilidad y descenso de las rocas de caja deformadas dúctilmente. Las rocas de caja que pasan a ocupar el espacio del magma poseen un comportamiento de flujo de tipo newtoniano, lo que fue introducido por Marsh (1982) como “Hot Stokes”. Esto se logra mediante la pérdida de calor del plutón al encajonante, de modo que su viscosidad se reduce al punto en el que son lo suficientemente fluidas para que el cuerpo de magma fluya a través de ellas. Comúnmente, el modelo de Hot Stokes ha sido documentado en diapiros mantélicos por datos geofísicos (Hasegawa y Zhao 1994) y datos de campo de complejos ofiolíticos (Nicolas *et al.* 1988) y rara vez, en niveles someros de la corteza.

En cambio, los diques y fracturas son estructuras típicas de rocas en caja frías, es decir, controladas por una deformación frágil, como la que domina en los niveles someros de la corteza. Los diques son fácilmente reconocibles en el campo, lo que hace que, de forma general y sin muchos cuestionamientos, los asociemos a canales de alimentación de plutones epizonales. Las fracturas frágiles que forman los diques se originan en respuesta al comportamiento elástico de la roca de caja, tanto por tectonismo (dilatación perpendicular a las paredes del dique) como por concentración de estrés en la punta de la fractura impulsada por el propio magma. En otras palabras, el magma encuentra o forma una fractura. No obstante, para que el transporte de magma a través del dique sea efectivo se necesita que el flujo de magma sea rápido y de baja viscosidad. Es decir, requiere una fuente de magmatismo conectada en profundidad, de alta presión y temperatura, que alimente al dique, o de lo contrario, el dique muere rápidamente por pérdida de calor por conductividad. Esto hace que los diques félsicos sean menos frecuentes que los de composición máfica. A través de estudios numéricos, Petford *et al.* (1993) predijeron que el ancho crítico de los diques para que el magma félsico no se congele al ascender es de 2 a 7 metros.

Lo expuesto nos permite visualizar que los diques dependen de la viscosidad del

magma mientras que los diapiros dependen de la “viscosidad” de la roca de caja. Esto resulta en que los diapiros, tipo Hot Stokes, puedan transportar grandes lotes de magma impulsados solo por el contraste de densidad entre el magma y su encajonante (flotabilidad). Sin embargo, ellos requieren procesar grandes volúmenes de rocas de caja que no se ajustan a los ejemplos reportados en diapiros en la corteza, los cuales muestran aureolas más bien estrechas ( $< 1$  km). Además, el contraste de densidad entre los fundidos félsicos y el de la corteza (encajonante) suele ser muy bajo ( $0,3-0,5$  gr/cm<sup>3</sup>) (Vigneresse y Clemens 2000). Esto motivó a Weinberg y Podladchikov (1994) a proponer un nuevo modelo de diapiros, conocidos como “*Power-law*”, donde la deformación de la roca de caja obedece a la ley de la potencia. Esto resulta en aureolas estrechas en las que la velocidad de deformación y las viscosidades dependientes de la temperatura permiten un ascenso más rápido y más lejano del diapiro. Aquí, la roca de caja se comporta como un fluido no newtoniano con una viscosidad aparente más baja a velocidades de cizallamiento más altas. Alternativamente, Miller y Paterson (1999) proponen un nuevo modelo de diapiros, los visco-elásticos, similares a los *Power-law* pero con múltiples intrusiones de magma y un comportamiento de la roca de caja complejo que contempla múltiples procesos de transferencia de masa y deformación regional. En el modelo viscoelástico, los diapiros no necesariamente poseen forma elíptica, sino que pueden ser cuerpos alargados o cilíndricos verticales. Estas últimas formas, conocidas como “*piercing*” (o perforantes), permiten que el transporte del magma sea ayudado por la transferencia descendente de bloques de la roca de caja (techo o piso) sin importar su estado (dúctil vs. frágil). La incorporación de procesos de transferencia de material surgió después de que estos autores reexaminaran las aureolas de la mayoría de los diapiros, resultando que solo del 15 al 35% de espacio es acomodado por deformación dúctil en la aureola.

Ejemplos de diapiros viscoelásticos han sido documentados en los complejos ígneos San Blas

y Huaco, de edad carbonífera, en la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja (Alasino *et al.* 2017, Macchiolli Grande *et al.* 2020). En ambos complejos, las unidades ígneas más viejas que intruyen rocas de cajas frías, y probablemente alimentadas por diques, forman cuerpos tabulares a embudo. Mientras que los pulsos más jóvenes usando las mismas vías precalentadas, evolucionan a diapiros perforantes en un medio viscoelástico. Incluso, es posible pensar que los pulsos más jóvenes en el Complejo ígneo San Blas que ascienden dentro de las unidades ígneas recientemente emplazadas, es decir en *mushes*, puedan ascender en un medio totalmente plástico asemejándose a los del tipo Hot Stokes. Estos y otros ejemplos reportados en otras partes (p. ej. del Potro *et al.* 2013), pueden ser argumento en defensa de la existencia de diapiros en niveles corticales someros, pero térmicamente maduros.

Actualmente se acepta que tanto los diques como los diapiros pueden colaborar en el ascenso del magma. Por ejemplo, el crecimiento de los plutones puede acomodarse inicialmente por diques, pero más adelante los diques coalescen, lo que conduce al ascenso diapírico de pulsos de magma (Miller y Paterson 2001). En este sentido, Cao *et al.* (2016) proponen un interesante modelo termomecánico de intrusiones en la corteza con múltiples interacciones pulsantes y de dique-diapiro en presencia de una reología visco-elasto-plástica. Los resultados muestran que tanto el dique como el diapiro son factores cruciales que facilitan el ascenso y el emplazamiento del magma. Sin diques, el magma no puede penetrar en la corteza superior altamente viscosa. Sin pulsaciones múltiples (diapiros perforantes), un solo cuerpo de magma se solidifica rápidamente y no puede ascender una gran distancia. Esto nos deja ver que los sistemas ígneos, producto del ascenso de pequeños pero múltiples pulsos, pueden evolucionar térmicamente con el tiempo conduciendo a cambios en el estilo de ascenso de los magmas (de diques a diapiros perforantes, Fig. 7).

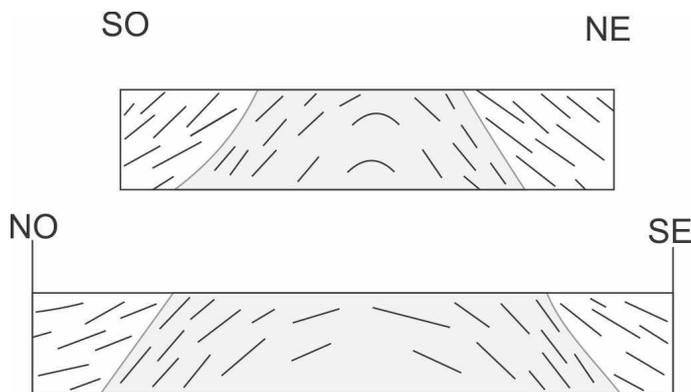


Figura 7. Ejemplo de diapiro perforante en las secciones E-O y N-S del granito Cannibal Creek. Nótese que las foliaciones en la roca de caja tienen inclinaciones menores que las foliaciones dentro del Plutón (tomado de Paterson 1988).

4.2.2. Principales mecanismos de emplazamiento de las rocas plutónicas: Las rocas plutónicas son magmas que no lograron llegar a la superficie. Sabemos que el volumen de rocas plutónicas en comparación con sus contrapartes volcánicas, es considerable. Se estima que solo el 20% de los magmas llegan a formar volcanes. Esto nos

hace pensar que un gran volumen de la corteza está formado por sistemas o vías magmáticas que se “congelaron” en su camino a la superficie y se emplazaron como plutones. No obstante, los mecanismos por los cuales el magma genera espacio en la corteza, conocido en la literatura científica como “el problema de espacio” (*room problem*), ha sido objeto de considerable debate durante décadas y todavía representan un problema difícil de resolver.

Debemos ser conscientes de que el único medio para “hacer espacio” durante el emplazamiento de magmas derivados del manto en la corteza es bajando el Moho o elevando la superficie de la Tierra, ya que inexorablemente estamos alterando el volumen de la corteza. Otros “mecanismos de emplazamiento de plutones” son los procesos de transferencia de material (MTP, por sus siglas en inglés, *material transfer processes*) que fueron definidos por Paterson *et al.* (1991) y que no aumentan el volumen de la corteza. Estos autores sugieren que el ascenso y el emplazamiento de los magmas requieren múltiples MTP de campo

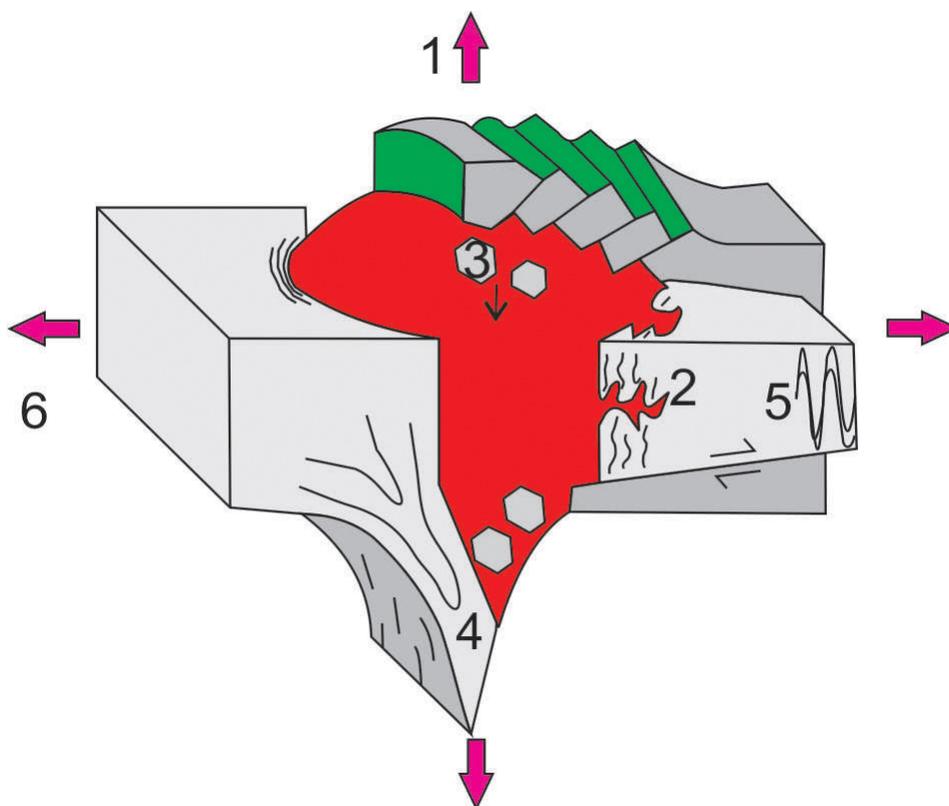


Figura 8. Principales mecanismos de emplazamiento. 1: *Doming*, 2: *Asimilación*, 3: *Stopping*, 4: *Flexuramiento*, 5: *Desplazamiento lateral*, 6: *Zona extensional* (redibujada de Paterson *et al.* 1991).

cercano y de campo lejano. Estos MTP mostrarán gradientes con profundidad, distancia del magma y con el tiempo. Las tasas de MTP de campo cercano deben ser rápidas y trabajan localmente en la cámara (p. ej. *stopping*), mientras que las de campo lejano probablemente son de largo plazo equivalentes a los procesos orogénicos (p. ej. deformación regional).

Entre los principales mecanismos de MTP, tenemos el levantamiento y fracturamiento del techo (*Doming*; Fig. 8 N°1) de la roca de caja como resultado de la elevada presión de confinamiento del magma viscoso (de composición granítica). Este proceso donde la presión del magma es mayor que la que ejerce el entorno (techo de la cámara) es factible que ocurra en cámaras magmáticas someras. Alternativamente, el magma puede fundir parcialmente la roca de caja abriéndose camino en ella (Asimilación, Fig. 8 N°1). Este proceso tiene la limitación de depender del calor disponible del magma para fundir la roca de caja, por lo que es más probable en magmas máficos (más calientes) y rocas de cajas metasedimentarias y/o térmicamente maduras. En parte, este proceso de asimilación puede ser ayudado por el calor latente de cristalización del magma, que cristaliza alguna porción de la masa para liberar calor. Por ejemplo, se documentó la presencia de asimilación en una aureola regional en corteza media (~16 km de profundidad) debido al emplazamiento de magmas de composición intermedia en la Sierra de Famatina (Alasino *et al.* 2014). A pesar de la relativa baja temperatura de emplazamiento de estos magmas (~ 800 °C), la fusión parcial de la roca de caja fue desencadenada por la presencia de agua que disminuyó el punto de fusión del encajonante logrando una fusión cercana al 40%.

Si las rocas son lo suficientemente frágiles (frías), pueden fracturarse ayudadas por el contraste térmico con el magma, caer y hundirse dentro del fluido (*Stopping*, Fig. 8 N°3). Si tiene calor suficiente, el magma puede asimilar parcialmente o digerir los bloques (o xenolitos). En el ambiente subvolcánico, el *stopping* se convierte en subsidencia de caldera, un término introducido por Clough *et al.* (1909),

donde el hundimiento del techo ocurre en grandes bloques, muchas veces limitado por fallas anulares. En contraposición, la deformación dúctil y el retorno del flujo (Flexuramiento; Fig. 8 N°4) son mecanismos que se producen a grandes profundidades y que probablemente son efectivos donde se elevan diapiros en un entorno en el que las viscosidades de las rocas son bajas. La expansión radial de una cámara magmática (o "*ballooning*") debido a la adición de magma desde canales inferiores puede ser posible a cualquier profundidad. Esta expansión puede comprimir físicamente a la roca de caja, obligándola apartarse y crear una aureola de deformación (Desplazamiento lateral; Fig. 8 N°5). Finalmente, el fallamiento y el fracturamiento, mecanismos típicos de un ambiente extensional (Zona extensional; Fig. 8 N°6), principalmente en la corteza media y superior, pueden facilitar el proceso de emplazamiento.

Es importante destacar que los mecanismos de emplazamiento pueden operar en diferentes momentos en una cámara magmática y, por lo general, no existe un único proceso responsable de la creación del espacio para la acomodación de los plutones graníticos. La ocurrencia de estos procesos dependerá de múltiples factores, como los reológicos, térmicos y estructurales. Como resultado, durante la construcción de cámaras magmáticas pueden operar múltiples mecanismos de emplazamiento. Además, en muchas ocasiones las evidencias de campo de los primeros mecanismos son borradas por los procesos de MPT más jóvenes. Por ejemplo, el *stopping* puede eliminar los bloques que registran eventos de deformación dúctil (p. ej. el diapirismo).

### 4.3. Construcción episódica de los plutones

La formación de cámaras magmáticas es un problema central en geología. Como hemos visto, la discusión entre petrólogos y geólogos estructurales gira en parte en torno a los procesos de ascenso y emplazamiento de los magmas, y si esto ocurre a través de diques o diapiros. Además, es importante tener en cuenta la velocidad con la que el magma se intruye, ya que está estrechamente relacionada

con los procesos generadores de espacio para su emplazamiento (p. ej. Paterson y Tobisch 1992 en Coleman *et al.* 2004).

Los modelos de construcción de plutones varían entre dos extremos: por un lado, el emplazamiento casi instantáneo de grandes volúmenes de magma (Fig. 9), y por el otro, el emplazamiento de cientos a miles de pequeños pulsos de magma a lo largo del tiempo (que pueden abarcar desde miles hasta millones de años). Como caso muy extremo, en un lado del espectro, tenemos plutones que se “inflan” rápidamente, en escalas de tiempo menores a 1 millón de años (Petford *et al.* 2000).

Afortunadamente, la mayoría de los plutones preservan evidencias químicas, petrológicas e isotópicas que sugieren un crecimiento incremental de la cámara a través de un emplazamiento a partir de múltiples inyecciones de magma que se pueden mapear en el campo (Matzel *et al.* 2006).

En el caso más simple, el intervalo de tiempo entre las inyecciones de magma es tan corto que la intrusión completa representa un único reservorio magmático. Pero en tal caso ¿cómo explicamos la zonación en la cámara magmática en este tipo de modelo de una sola intrusión? Aquí, la zonación química o mineralógica a la escala de la intrusión puede resultar de procesos internos de la cámara magmática, como convección, mezcla de magmas y cristalización fraccionada.

A partir de haber ganado rapidez y precisión en los estudios geocronológicos, se ha podido investigar con mayor precisión la velocidad de enfriamiento de los plutones. Mediante dataciones U-Pb en circones magmáticos, Coleman *et al.* (2004) demostraron que el Complejo Ígneo Tuolumne, uno de los plutones más estudiados del mundo en la Sierra Nevada, Estados Unidos, se emplazó en aproximadamente 10 millones de años, entre los 95

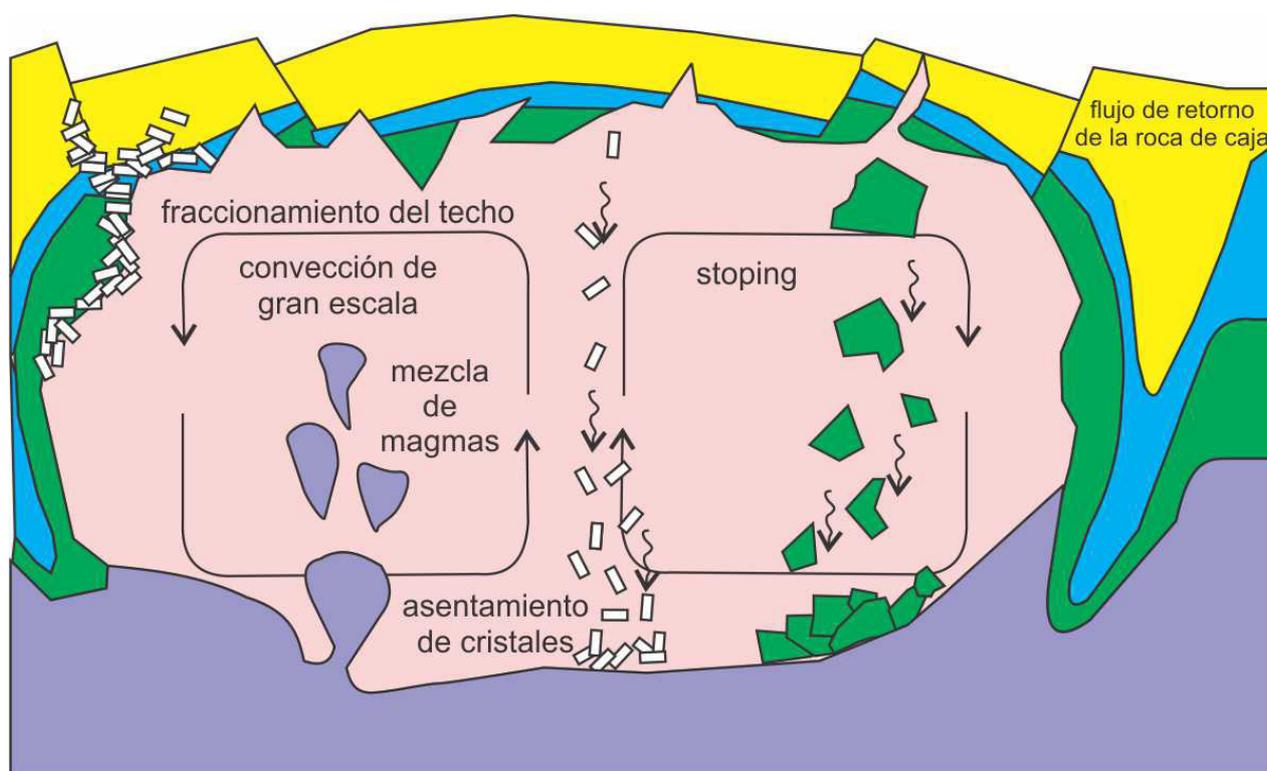


Figura 9. Esquema de la gran cámara magmática y un resumen de los procesos que ocurren en ella cuando los pulsos de magma ascienden en la corteza. Se invocan procesos como el *stopping*, el flujo descendente de la roca de caja y el *ballooning* (aunque no se muestra explícitamente aquí) como mecanismos de transferencia de masa y emplazamiento de magmas graníticos. Además se postulan procesos como la cristalización en el borde de la cámara, la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas para explicar las variaciones geoquímicas de los plutones y las rocas volcánicas asociadas. Estos procesos requieren grandes cámaras magmáticas parcialmente fundidas capaces de fluir como líquidos (tomado de Glazner *et al.* 2004).

y los 85 Ma. Incluso, la granodiorita Half Dome (que forma parte del complejo Tuolumne) se emplazó en 4 millones de años. Dado que sería físicamente imposible que una cámara magmática del tamaño del plutón Half Dome haya permanecido en estado líquido durante todo ese tiempo en la corteza superior, los autores proponen un emplazamiento de tipo incremental, tanto para el plutón Half Dome como para todo el Complejo Ígneo Tuolumne.

Generalmente, las historias intrusivas no suelen ser simples. Contrariamente a lo que se esperaría, las rocas más máficas no suelen ser las más antiguas y las más félsicas las más jóvenes (Matzel *et al.* 2006). Si bien es cierto que muchas veces las rocas de mayor contenido de SiO<sub>2</sub> de toda la *suite* son las últimas en formarse, en la mayoría de las ocasiones, debido al proceso de mezcla de magmas que se suma al proceso de diferenciación magmática, suele trastocarse esta relación. Por ejemplo, esto se observa en el Batolito de la Patagonia Central, en la región centro-norte de la Provincia de Chubut (Rapela *et al.* 1991, 1992; Zaffarana *et al.* 2014), en el que los gabros aparecen cortando a los granitos, lo que indica que son cronológicamente más jóvenes.

En el plutón de Mount Stuart, en la zona norte del arco de las Cascades en Estados Unidos, Matzel *et al.* (2006) reportan la presencia de diferentes pulsos de generación de magmas y, dentro de cada pulso, las rocas varían desde granodioritas hasta gabros pasando por tonalitas. Estos pulsos representarían períodos discretos de emplazamiento del magma y la formación de diferentes reservorios magmáticos. Entonces, el estudio detallado de Matzel *et al.* (2006) muestra que, si bien todo el batolito de Mount Stuart se emplazó en 5,5 millones de años, su historia estuvo marcada por períodos de alto flujo de magma (recarga frecuente) seguidos por períodos relativamente tranquilos. Los períodos de alto flujo de magma fueron cortos (unos pocos cientos de miles de años) en relación con el tiempo de vida de todo el batolito. Estos cortos períodos de alto flujo magmático se correlacionan bien con la corta duración de los sistemas volcánicos, que tienen períodos de cristalización de circón y allanita

de pocos cientos de miles de años.

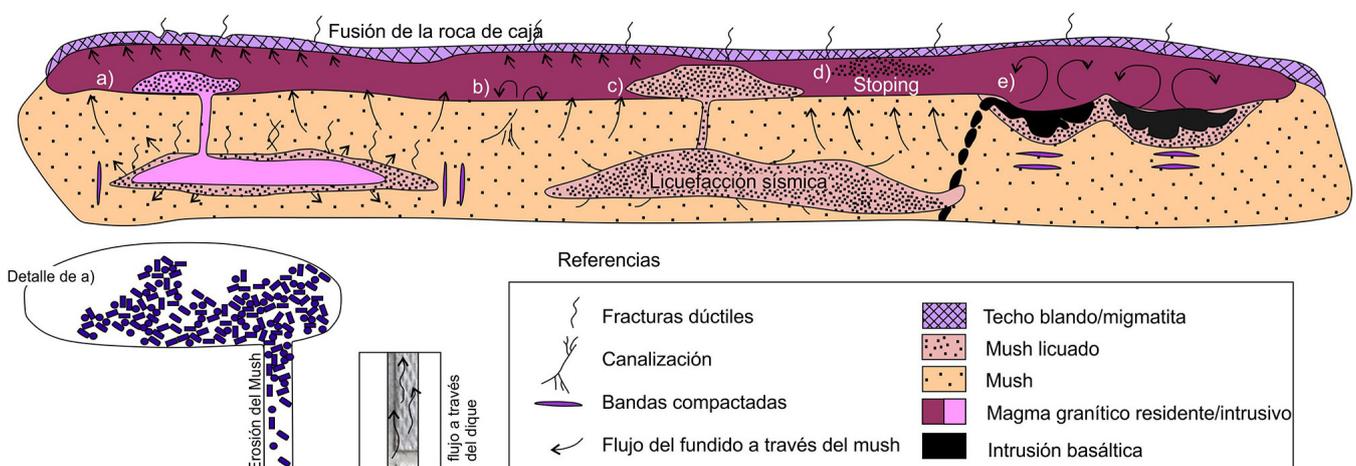
#### 4.4. Cámaras, reservorios y “*mush*” magmático

Al considerar el crecimiento incremental de los cuerpos intrusivos, es conveniente entonces revisar el concepto de cámara magmática. Los sucesivos pulsos que se van acumulando pasan con el tiempo por diferentes estados, de acuerdo con el porcentaje de cristalización, hasta transformarse en un cuerpo totalmente sólido, pasando largo tiempo por el estadio de papilla (o “*mush*”) magmático. Recientemente, Weinberg *et al.* (2021) realizaron una revisión de la importancia en los procesos petrogenéticos de los *mushes* magmáticos. Un *mush* magmático se origina a partir de la cristalización de un magma, precisamente cuando una suspensión rica en cristales se transforma en una trama rígida de cristales con líquido residual. La fracción de cristales en un *mush* magmático se puede encontrar entre el 55% y el 100%. Por lo tanto, a lo largo de la historia de construcción de un gran cuerpo intrusivo, conviven sectores dominados por suspensiones líquidas, con otros sectores dominados por *mush* y otros completamente sólidos. Frente a este escenario, Weinberg *et al.* (2021) sugieren que el término “cámara magmática” se refiera solamente a un cuerpo de magma (una suspensión líquida). En cambio, el término “reservorio magmático” comprende toda la región que contiene proporciones variables de fusión, cristales y volátiles exueltos (Sparks *et al.* 2019). La mayoría de los reservorios magmáticos pueden concebirse como un mosaico en evolución de regiones dominadas por magmas, *mush* y rocas completamente solidificadas (Miller *et al.* 2011, Walker *et al.* 2007).

La Figura 10 muestra un reservorio magmático donde ocurren un amplio conjunto de procesos como rejuvenecimiento, mezcla interna (automezcla) y mezcla de magmas en un depósito de magma granítico que comprende una sección dominada por *mush* subyacente a una cámara de magma en un entorno de corteza caliente. La escala vertical va desde las centenas de metros hasta unos pocos kilómetros. La Figura 10a–e se refiere a procesos

en diferentes secciones del reservorio. Tenemos:

- La Figura 10a muestra la intrusión de un *sill* de magma granítico presurizado dentro del *mush*. La forma y la profundidad de la intrusión están controladas por el contraste de densidad entre la masa fundida intrusiva y la masa fundida residente y no por la densidad aparente de la *mush* (Carrara *et al.* 2020). La alta presión conduce al escape de fusión en la *mush* (flechas) que se hibridiza y se licua localmente. Los esfuerzos de tensión horizontales sobre el *sill* causan fracturas dúctiles, mientras que los esfuerzos de compresión horizontales en los lados del *sill* provocan bandas de compactación. Un dique drena el *sill* y transfiere el magma hacia la cámara magmática alojada arriba. El magma del dique erosiona la *mush* formando un magma híbrido rico en cristales que alimenta la cámara de arriba. El dique luego se enfría y se convierte en *mush* a través del cual el fundido intersticial continúa fluyendo de manera generalizada (pequeño recuadro en la parte inferior derecha del “detalle de la Figura 10a”).
- En la Figura 10b, se observa la canalización en el *mush* que forma diques que drenan el fundido intersticial evolucionado y los cristales pequeños. El canal de la izquierda
- entrega magma a la cámara y el de la derecha muere dentro del *mush* debido a la filtración de magma en el espacio poroso.
- En la Figura 10c, se representa la licuefacción sísmica del *mush* (Davis *et al.* 2007) y la transferencia de una suspensión rica en cristales a la cámara magmática por encima dando lugar a la automezcla.
- En la Figura 10d, se muestra el *stopping* del techo impulsado por la fusión de la roca huésped y la intrusión de magma boyante desde abajo a partir de la expansión hacia arriba del reservorio (ver proceso CATMA en Schmeling *et al.* 2019). Los bloques incorporados por *stopping* (“stopados”) se desagregan y asimilan.
- En el sector del reservorio que se muestra en la Figura 10e se produce la intrusión de un *sill* de magma máfico en el límite entre el *mush* y el magma (Wiebe y Collins 1998). El magma máfico licua el *mush* debajo y se hunde en él. Por encima de la capa máfica, la convección del magma es impulsada por la transferencia de calor del magma máfico y la capa se rompe en enclaves máficos. El dique alimentador sufre un veteado y se rompe en líneas de enclaves máficos (Barbarin y Didier 1992). Se desarrollan bandas de compactación horizontales en el *mush* bajo el peso adicional del *sill* máfico.



## 5. ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS EN GRANITOS

Entendemos que los magmas a nivel de emplazamiento con el tiempo se acercan al *solidus*. Esto provoca que magmas pobres en cristales, de alta temperatura, se conviertan en magmas ricos en cristales (> 50 %) comúnmente llamados *mushes*. Como vemos, los *mushes* son materiales formados por una estructura cristalina rígida, aunque débil, rodeada por fundido intersticial que dominan los últimos estadios de vida de las cámaras magmáticas. Incluso, actualmente, existe consenso en que los *mushes* pueden formar extensos reservorios a diferentes niveles de la corteza y columnas corticales interconectadas (Cashman *et al.* 2017, Sparks *et al.* 2019).

Los *mushes* tienen la propiedad de ser estructuras permeables, y ante la intrusión de nuevos pulsos de magma de alta temperatura (o pobres en cristales), pueden incrementar la fracción del fundido y comenzar a fluir nuevamente. Este proceso, conocido como licuefacción, también puede desencadenarse por el aumento del estrés en la columna magmática, la presencia de volátiles, la reorganización de los cristales por rotación o disolución-reprecipitación, o incluso por eventos sísmicos (Weinberg *et al.* 2021). En tales condiciones, los magmas pueden asimilar fácilmente rocas de caja parcialmente fundidas o mezclarse con otras intrusiones. Los *mushes* también pueden compactarse o dilatarse en respuesta a gradientes de presión, lo que conduce a la entrada o salida de la masa fundida (Weinberg *et al.* 2021) o pueden colapsar debido a esfuerzos gravitatorios dentro de la columna magmática formando avalanchas de magmas (Alasino *et al.* 2019). Esto nos permite visualizar comportamientos complejos en los *mushes*, donde la convección, la mezcla, el fraccionamiento, la erosión y el reciclado magmático, junto con gradientes físicos y químicos propios de la cámara, pueden dar lugar no solo a una amplia diversificación composicional en los magmas sino también a una variedad de estructuras magmáticas (Pinotti *et al.* 2016, Paterson *et al.* 2016).

Aunque todavía no conocemos con precisión cuáles son los factores que controlan las estructuras magmáticas, es cada vez más frecuente su reporte en plutones de todo el mundo. Por ejemplo, en el Complejo Intrusivo de Tuolumne en Sierra Nevada, probablemente uno de los sitios que conserva una de las colecciones más ricas de estructuras magmáticas, Paterson (2009) ha podido describirlas y agruparlas en cinco tipos principales: tubos estacionarios y migratorios, pipas, artesas, diapiros y plumas.

La presencia o ausencia de estas estructuras en plutones nos hace preguntarnos cuáles son los factores que las controlan. Por ejemplo, Weinberg *et al.* (2001) sugieren que las estructuras pueden desarrollarse cuando la composición del magma es apropiada para formar una masa de cristales porosa (*mush*).

Otra hipótesis que considera Paterson (2009) es la tasa de enfriamiento, ya que sistemas de magma que cristalizan rápidamente no dispondrán del tiempo suficiente para formar las estructuras y, por lo tanto, su formación requiere cámaras magmáticas de larga vida (miles a millones de años). Otra posibilidad que no podemos dejar de considerar es que las estructuras pueden ser mucho más comunes en plutones, pero el movimiento generalizado del magma (convección) puede erosionarlas y destruirlas. En este sentido, Pinotti *et al.* (2016) sugieren que la maduración térmica de un plutón y sus condiciones de crecimiento influyen en la naturaleza y preservación de las estructuras magmáticas. A diferencia de grandes cuerpos emplazados a niveles corticales poco profundos con una historia térmica compleja donde las estructuras magmáticas son propensas a ser erosionadas por la entrada de nuevos pulsos, los plutones pequeños emplazados en la transición frágil-dúctil, con un historial de enfriamiento relativamente simple, pueden tener más probabilidades de preservarlas. A continuación, se presenta una breve reseña de las estructuras magmáticas más comunes encontradas en las rocas graníticas. Para que las estructuras magmáticas sean visibles, las mismas deben estar marcadas por la presencia de *schlieren*.

Los *schlieren* normalmente son capas máficas de escala de centímetros a metros, típicamente con contactos basales netos y contactos superiores difusos, y que presentan aumentos modales descendentes de minerales de mayor densidad y accesorios. Los minerales dentro de las capas de *schlieren* están fuertemente alineados paralelos a la orientación basal del *schlieren*. Los *schlieren* se forman en orientaciones muy variadas, incluyendo vertical, indicando que la clasificación por flujo hidrogranular de cristales, y no solo la gravedad, juega un papel importante en la formación de *schlieren* (Paterson et al. 2018 y referencias allí incluidas). Los procesos de formación del *schlieren*, como la clasificación por flujo y la acumulación de cristales, se considera que ocurren comúnmente entre los contactos entre los *mushes* según Ardill et al. (2020). Un modelo de clasificación de flujo requiere no solo que la mayoría (sino todos) de los minerales acumulados (p. ej. biotita, hornblenda, magnetita, titanita, etc.) estén presentes en el magma antes de la formación del *schlieren*, sino también la presencia de un fundido que permita un contraste reológico significativo. Esto puede darse en contextos de mezcla o hibridación de magmas (magma *mixing/mingling* en inglés), como se verá más adelante.

Las estructuras magmáticas pueden proporcionar información sobre la evolución de las cámaras magmáticas. Paterson (2009) propone que los tubos y las pipas pueden ser indicadores confiables de paleoverticalidad cuando no se deforman durante la reintrusión de nuevos pulsos ya que mantienen sus posiciones originales. En cambio, las artesas pueden dar información sobre la dirección de crecimiento local de la cámara mientras que las direcciones de movimiento de los diapiros y las plumas, al ser altamente variables, pueden proporcionar información sobre los gradientes reológicos y no solo sobre la gravedad.

### 5.1. Tubos estacionarios y migratorios

Estas estructuras, conocidas inicialmente como diques en escalera o estructuras de caracol (Reid et al. 1993, Weinberg et al. 2001), son estructuras

cilíndricas que en secciones perpendiculares muestran numerosas capas cerradas, de formas circulares a elípticas, con diámetros que van de uno pocos centímetros a decenas de metros, delimitadas por *schlieren* (Figs. 11a–b, Figs. 12a–b). Habitualmente el centro del tubo tiene una composición y/o texturas distintas al magma anfitrión circundante y una inclinación subvertical ( $>70^\circ$ ). El eje longitudinal del tubo estacionario no migra con el tiempo, mientras que el eje del tubo migratorio se mueve y desarrolla una trayectoria que puede alcanzar decenas de metros (Fig. 11b, Fig. 12b). Esta trayectoria definida por patrones en forma de media luna, que alternan zonas claras y oscuras, hace posible conocer el sentido de la migración. Weinberg et al. (2001) sugieren que los tubos representan canales cilíndricos de flujo de magma a través de *mushes* y que la dirección principal del flujo es paralela a las paredes del tubo. El flujo de magma a través de los tubos, potencialmente hacia arriba o hacia abajo, podría ser impulsado por la flotabilidad térmica o composicional, mientras que los *schlieren* a lo largo de las paredes del tubo se formarían por clasificación por flujo combinada con filtrado por presión.

### 5.2. Pipas

Las pipas son estructuras cilíndricas, o a veces cónicas invertidas, es decir geométricamente similares a los tubos, pero que no poseen capas internas repetidas de *schlieren* (Figs. 11c, Fig. 12c). Ellas tienen una composición distinta y más félsica que el magma circundante, frecuentemente dominada por megacristales de feldespatos potásico, que a veces pueden estar delimitados por un suave *schlieren*. Los diámetros de las pipas varían desde unos pocos centímetros hasta más de 10 m y en las pipas cilíndricas, el diámetro permanece constante a lo largo de su eje en profundidad. Más de un mecanismo se ha propuesto para la formación de las pipas. Wiebe (1996) sugirió inestabilidad de Raleigh-Taylor durante la yuxtaposición de magmas con diferentes composiciones, en el cual magma menos denso se eleva a través del magma más denso. Weinberg et al. (2001) sugieren que

pueden representar estancamientos de agregados gruesos de feldespato potásico en “cuellos” de diques, mientras que Paterson (2009) lo hace extensivo como zonas de “atascos” en canales de flujo locales como tubos y diapiros. Recientemente, Rocher *et al.* (2018) sugieren un origen por flujo magmático multifásico, descendente, con zonas de “atascos” y hundimiento gravitacional de cristales agrupados junto a enclaves, con compactación y filtrado por presión como mecanismos principales de eliminación de la masa fundida intersticial.

### 5.3. Artesas

Son estructuras con forma de canales abiertos delimitados por múltiples *schlieren* con curvaturas generalmente menores que los tubos (Fig. 11d, Fig. 12d), reconocidos inicialmente por Bateman (1992). A medida que las curvaturas de los canales disminuyen, se clasifican y se asocian comúnmente con zonas de *schlieren* estratificadas. Las composiciones de los canales son mucho menos variables que en los tubos y, excepto por el *schlieren*, típicamente parecen similares a las composiciones del granitoide hospedante. Los anchos de los canales varían desde unos pocos centímetros hasta cientos de metros, pero muchos están en el rango de 1 a 20 m. Las amplitudes de los valles típicamente no son mayores a 1 o 2 m, pero pueden alcanzar hasta 10 m. Las artesas exhiben truncamientos de un *schlieren* a otro, geoméricamente idénticos a los truncamientos erosivos en artesas sedimentarias, proporcionando información sobre la dirección de crecimiento de la estructura. Comúnmente, las artesas están asociadas a contactos intrusivos, tanto con la roca de caja como entre unidades ígneas y, por lo general, las direcciones de rejuvenecimiento de la estructura tienden hacia las unidades más antiguas (hacia afuera).

### 5.4. Diapiros

Estas estructuras de pequeña escala, reconocidas inicialmente por Weinberg *et al.*

(2001), se definen como lotes de magma de forma irregular, de moderada a no estratificada, que intruyen al magma huésped con una composición diferente (Fig. 11e, Fig. 12e). Los diapiros, que por lo general no exceden el par de metros, son menos comunes que los tubos y artesas. Sus formas son muy irregulares, pero a menudo incluyen colas estrechas y cabezas bulbosas o en forma de hongo delimitadas por un *schlieren*, éste último posiblemente formado por filtrado por presión. Rara vez los diapiros registran una sola dirección de movimiento, en muchos ejemplos se mueven hacia arriba, horizontalmente, oblicuamente y hacia abajo en relación con la horizontal actual. En caso de las estructuras con movimientos descendentes se denominan goteos (Bergantz y Ni 1999).

### 5.5. Plumas

Estas estructuras de pequeña escala, reconocidas inicialmente por Weinberg *et al.* (2001) en el plutón de Tavares (Brasil), se definen como lotes de magma elípticos a alargados, delimitados por *schlieren* (Fig. 11f, Fig. 12f). A diferencia de los diapiros, éstas muestran composiciones internas homogéneas, a menudo similares a las composiciones de magma huésped y rara vez presentan *schlieren* en su parte frontal. Las plumas están mejor expuestas en superficies subhorizontales y en menor frecuencia sus ejes más largos se orientan paralelos a la vertical. Los diapiros y las plumas se interpretan como lotes de magma que se movieron impulsados por gradientes físicos y químicos internos, a través del magma anfitrión que se desplazó alrededor del diapiro y potencialmente se incorporó a las plumas (Paterson 2009 y referencias allí citadas).

## 6. GÉNESIS DE GRANITOS HÍBRIDOS Y MEZCLA DE MAGMAS

La coexistencia de rocas graníticas félsicas y máficas en el campo puede ser el resultado de procesos de mezcla y *mingling* entre magmas

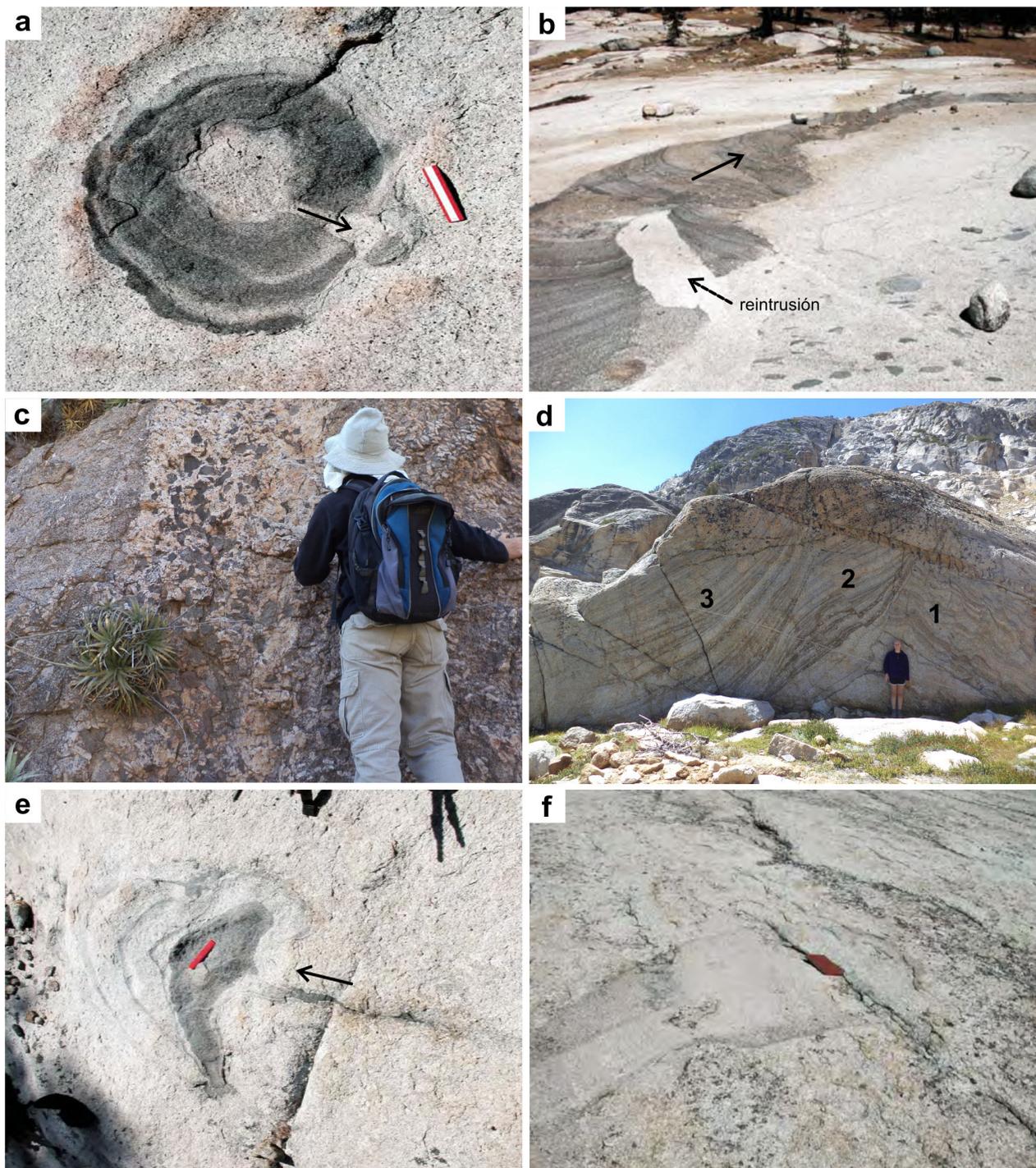


Figura 11. Estructuras magmáticas en granitos: a) Tubo estacionario en la granodiorita de Half Dome (California). Observe cómo parte del margen del tubo se rompió y se desplazó hacia afuera (paralelo a la flecha) por el magma del centro del tubo. La regla de escala es de 15 cm. b) Tubo migratorio en la zona de transición entre las granodioritas de Half Dome y Kuna Crest (California). El tubo es reintruido por el magma huésped (flecha punteada) y disminuye su diámetro a medida que crece (paralelo a la flecha de línea llena) hacia la parte superior de la fotografía. La regla de 15 cm está en la región de reintrusión. c) Pipa vertical formada por acumulación de feldespatos y enclaves microgranulares en el granito Asha, Sierra de Velasco. d) Artesas delimitadas por *schlieren* en el batolito de Tuolumne compuestas en gran parte por magma de la granodiorita o sus componentes fraccionados y/o acumulados (minerales máficos y accesorios). La artesa 1 es la más antigua y es truncada por la artesa 2 que está siendo diseccionada por la artesa más joven (o 3). Nótese las artesas plegadas magmáticamente cerca de 1 y la falla magmática en la artesa 2. e) Diapiro de diorita que se mueve lateralmente en la granodiorita Half Dome. Regla de 15 cm para escala. f) Pluma unida a un tallo en forma de dique que se extiende a la izquierda de la foto por decenas de metros. Regla de 15 cm para escala. Fotos a, b, e y f tomadas de Paterson (2009); fotos c y d tomadas por P. Alasino.

de diferente composición. Cuando la mezcla es completa y los magmas félsicos y máficos se combinan por completo, se denomina “*mixing*”. En este caso, los dos tipos de magmas se mezclan por completo y no se pueden distinguir en la roca resultante, que se convierte en una roca híbrida con una composición intermedia entre las dos.

Por otro lado, cuando la mezcla es incompleta y los componentes félsicos y máficos aún se pueden identificar en la roca, se llama “*mingling*” o “*mixing*” incompleto. En esta situación, los dos

magmas interactúan, pero no llegan a mezclarse completamente, y se pueden observar zonas o estructuras donde los componentes se mantienen separados o parcialmente mezclados.

Estos procesos de mezcla y *mingling* son importantes en la formación de diversas texturas y composiciones en las rocas ígneas y pueden proporcionar información sobre la historia evolutiva de una intrusión magmática. Es correcto que la formación de granitoides puede ser el resultado de la interacción y mezcla de magmas de origen mantélico

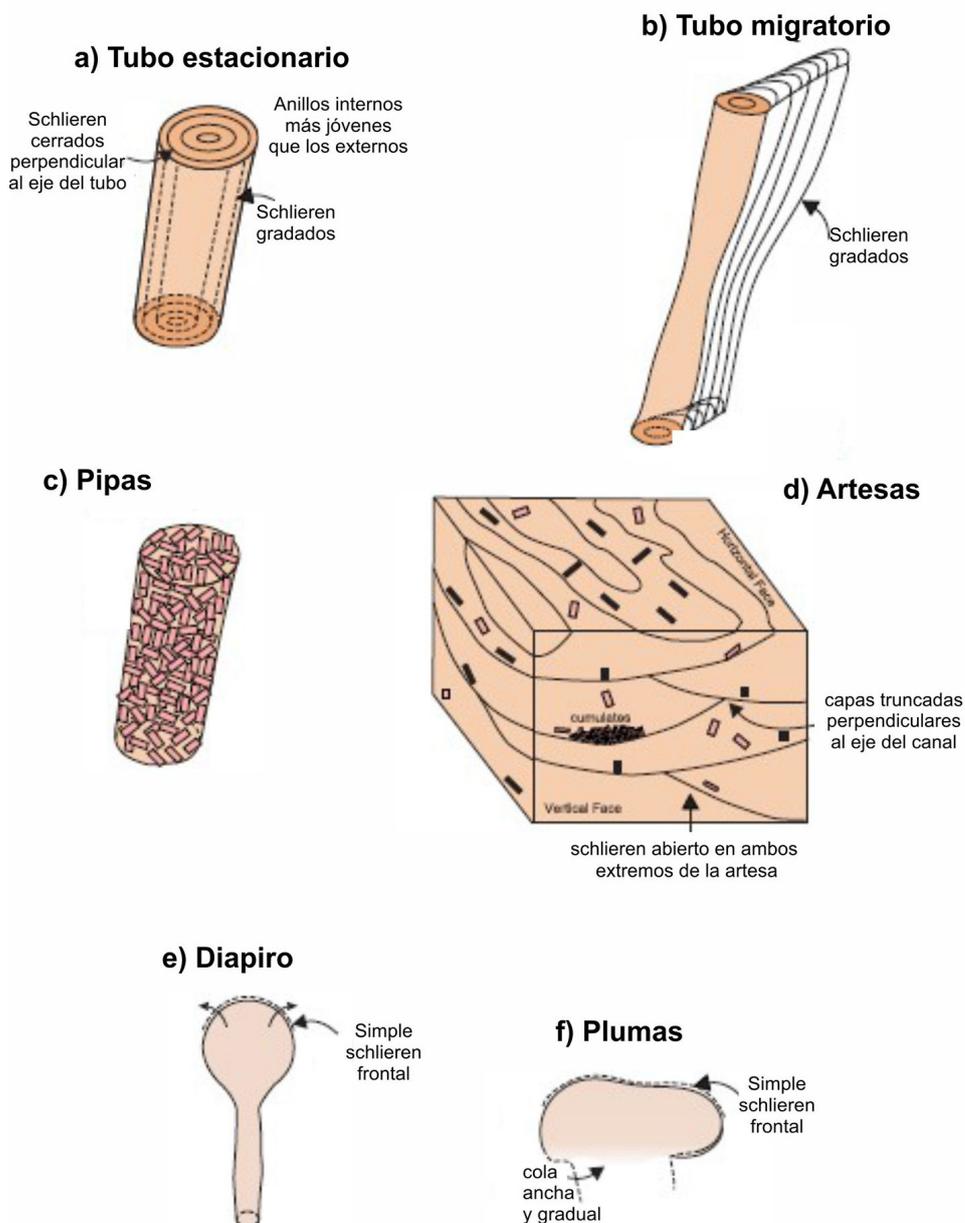


Figura 12. Esquemas de las principales estructuras magmáticas (modificado de Paterson 2009). a) Tubos estacionarios. b) Tubos migratorios. c) Pipas. d) Artesas que muestran truncamientos y clasificación de minerales. e) Diapiro. f) Pluma con ‘cabezas’ delimitada por un *schlieren* y ‘cola’ abierta.

y cortical, lo que se conoce como hibridización de magmas. Este proceso es especialmente común en ambientes tectónicos de márgenes activos, donde las interacciones entre magmas de diferentes orígenes pueden ser significativas debido a la subducción, la fusión parcial de la corteza, y otros procesos relacionados con la actividad tectónica.

Por otro lado, en ambientes de intraplaca o de colisión continental, la fusión cortical (la fusión parcial de las rocas de la corteza continental) a menudo juega un papel más importante en la formación de granitoides. En estas regiones, las altas temperaturas y presiones pueden inducir la fusión parcial de las rocas de la corteza continental, generando magmas que luego pueden ascender y emplazarse para formar granitoides.

Entonces, la importancia relativa de la hibridización de magmas versus la fusión cortical en la formación de granitoides puede variar según el contexto tectónico y geológico específico de una región. Ambos procesos pueden contribuir a la génesis de granitoides y dar lugar a una variedad de composiciones y características en estas rocas ígneas.

### 6.1. Evidencias que vienen de las observaciones de campo y a la escala de corte delgado

Una de las características de *mingling* más conspicuas que se observan en los granitoides son los enclaves máficos microgranulares (o enclaves a secas). Son oscuros y presentan un contraste de color con la roca hospedante (son más oscuros, debido a la concentración de minerales máficos). Además, exhiben un contraste textural con respecto a la roca hospedante, ya que su textura es mucho más fina.

Los enclaves tienen tamaños que varían entre pocos centímetros y algunos metros. Adoptan formas redondeadas, elípticas o a veces caprichosas. Su origen se debe al *mingling* entre un magma máfico y un magma félsico hospedante, y los enclaves representan gotas de magma máfico cuyo *solidus* es de mayor temperatura que el *solidus* del magma félsico. Debido al contraste

térmico entre los dos magmas, las gotas de magma máfico representadas por el enclave se enfriaron rápidamente al entrar en contacto con un magma félsico que estaba a menor temperatura.

Los enclaves pueden aparecer aislados o pueden concentrarse en enjambres, pasillos o corredores de enclaves (Figs. 13a–f), que son corredores por los que el flujo de magma era más activo y se inyectaba repetidamente en el magma más félsico circundante (Bateman 1995, Tobisch *et al.* 1997). Dentro de los corredores, los enclaves pueden aplastarse unos contra otros (Figs. 13c–e).

El contacto entre el enclave y la roca hospedante no siempre es neto, sino que a veces es difuso o progresivo, evidenciando que hubo disolución y mezcla química (*mixing*) de los dos magmas. Localmente, una roca de color intermedio entre las dos rocas se puede observar, por lo que esa roca es una roca híbrida. También se puede observar mezcla mecánica entre los dos magmas, ya que cristales del magma hospedante pueden estar incluidos dentro de los enclaves, por ejemplo (es típico observar megacristales de feldespato potásico del granito hospedante dentro de los enclaves). Los cristales de feldespato potásico se incluyeron cuando ambos magmas todavía no estaban completamente cristalizados.

También es frecuente encontrar enclaves con bordes enfriados rápidamente (*chilled, o quenched*), dado por su borde de grano más fino que el interior del enclave. Así, se registran diferentes etapas de enfriamiento: el enclave se enfría siempre primero que el magma más félsico que lo hospeda, debido al contraste térmico que existe entre los dos líquidos. El proceso de *mixing* queda, así, más limitado, porque cuando el magma máfico cristaliza aumenta su viscosidad y, por lo tanto, es más difícil que ocurra su disolución completa y el *mixing*.

### 6.2. Evidencias geoquímicas de hibridización magmática

Sólo los magmas que tengan un pequeño porcentaje de cristales (y por ende baja viscosidad) se van a poder hibridizar. Algunos cristales como las plagioclasas pueden registrar, con su típica

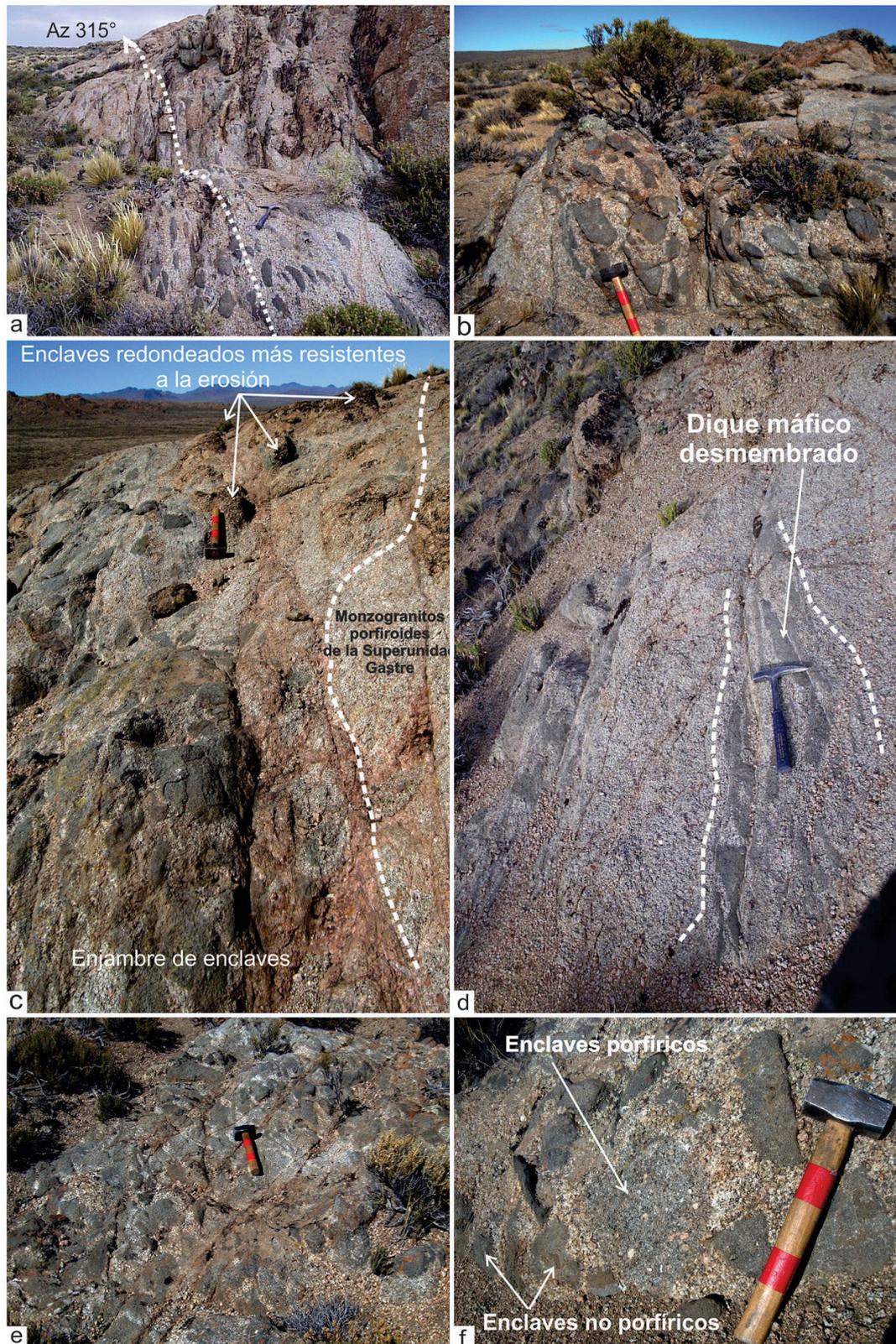


Figura 13. Enjambre de enclaves en el Batolito de la Patagonia Central, en la región de Gastre en la Provincia de Chubut (tomada de Zaffarana *et al.* 2014). a) Vista de un enjambre de enclaves tabular de rumbo NO-SE con enclaves máficos elongados y con bordes claramente definidos. b) Detalle de uno de los enjambres con enclaves de diferentes tamaños empaquetados de forma muy compacta unos moldeados contra los otros. c) Vista perpendicular al rumbo NO-SE de los enjambres mostrando la morfología de canal con enclaves de diferentes tamaños muy compactados. Los enclaves resisten más a la erosión y se ven como bloques redondeados. d) Dique máfico sinplutónico desmembrado y brechado. e) Otro detalle de enclaves aplastados unos contra otros. f) Enjambre de enclaves localmente heterogéneo con enclaves porfíricos y no porfíricos.

zonalidad, las perturbaciones de la cámara magmática. Si en una cámara magmática que estaba cristalizando plagioclasa de una determinada composición, por ejemplo, andesina, entra una inyección de magma máfico, entonces el contenido general de sílice del magma baja, y ese cristal puede cristalizar, en ese momento, plagioclasa de composición labradorítica. Así, podemos tener una plagioclasa con un núcleo cálcico y bordes más félsicos (zonalidad normal), a la que luego se le vuelve a formar un anillo más cálcico (inyección de magma) al que luego vuelven a seguir plagioclasas de composiciones más félsicas (nuevo ciclo de zonalidad normal). Así, los “*spikes*” o picos cálcicos en la zonalidad de las plagioclasas suelen ser atribuidos a procesos de magma *mingling/mixing*.

Las apatitas de los magmas graníticos, que son minerales accesorios frecuentes, también suelen registrar en su crecimiento si hubo procesos de mezcla de magmas. Así, se forman apatitas de forma acicular cuando los magmas se enfriaron rápidamente (generalmente el magma de los enclaves).

Una textura ígnea conocida como *rapakivi* también es típica del magma *mingling/mixing*, ya que a los cristales de feldespato potásico se les forma un anillo de plagioclasa. Es común que este tipo de textura se desarrolle durante la transferencia de cristales desde el granito hospedante hacia el magma máfico a partir de cual se forman los enclaves. Quedan luego a modo de xenocristales dentro de los enclaves, donde han sido parcialmente disueltos en sus bordes y manteados por el crecimiento de otro mineral. Los casos típicos son megacristales de feldespatos alcalinos manteados por una capa de albita, y “ocelos” de cuarzo manteados por anfíbol. En ocasiones estos xenocristales pueden regresar al granito hospedante por distintos motivos, como por ejemplo la licuefacción de un enclave que se encontraba en estado de *mush*, dando origen a los antecristales, que se diferencian de los cristales comunes del granito por su textura *rapakivi*. Excelentes ejemplos aparecen en los granitos devónicos de Sierras de Córdoba y San Luis.

Los procesos de hibridización magmática

suelen formar rocas híbridas de composición granodiorítica a tonalítica, es decir, rocas de composición intermedia entre sus magmas parentales (graníticos y basálticos). En los diagramas geoquímicos binarios, como los diagramas Harker, las rocas híbridas se representan como líneas rectas que conectan las composiciones extremas dadas por sus magmas parentales. La línea recta se conoce como “recta de *mixing*” (*mixing line*).

### 6.3. Condiciones físicas para la hibridización de magmas

La hibridización magmática debe superar la tendencia de los magmas máficos a estratificarse debido a su mayor densidad en comparación con los magmas félsicos, que son menos densos. Los estudios experimentales con análogos de magmas y las consideraciones teóricas sugieren que existen limitaciones significativas en términos de temperatura, reología y dinámica para que ocurra una mezcla exitosa. Los experimentos han demostrado que solamente magmas con viscosidades similares (composición similar y temperatura similar) pueden hibridizarse y las composiciones híbridas resultantes serán muy parecidas entre sí.

Ahora nos preguntamos: ¿Dónde se forman los magmas híbridos? Hay tres posibilidades: en la fuente de los magmas graníticos, en la cámara magmática cortical o en los diques alimentadores. Los procesos que ocurren de manera sincrónica y dan lugar las rocas graníticas que vemos normalmente son: cristalización fraccionada + hibridización de magmas (ver revisión de Bateman 1995). Lo que sucede es que un magma máfico intruye en la base de una cámara magmática félsica y se enfría en contacto con ella (Figura 14a-d). La cristalización en la capa superior del magma máfico produce un fundido residual que se mezcla con la porción de fundido félsico adyacente. Luego, el fundido liberado por la cristalización de esta nueva zona híbrida se mezcla con nuevas zonas félsicas cercanas. De esta manera, se forma gradualmente una suite de magmas híbridos. Los fundidos residuales son relativamente

menos densos y pueden ascender. Cuando la cristalización progresa o sigue, las inyecciones tardías se preservan como diques o enclaves compuestos de magma híbrido. En este proceso, solo los magmas que son físicamente adyacentes y similares en términos dinámicos y térmicos pueden interactuar para hibridizarse. Finalmente, este proceso no solo involucra la hibridización entre los extremos composicionales máficos y félsicos, sino que también explica la formación de toda una serie de magmas de composición "intermedia" que van desde miembros finales (o *endmembers*) relativamente máficos hasta miembros finales relativamente félsicos.

El proceso de mezcla completa (*mixing*) a escala de la fuente de los magmas graníticos a menudo ocurre en ambientes geodinámicos donde forman grandes volúmenes de magma basáltico que se acumulan en la base de la corteza continental (subplacado basáltico). Sin embargo, los mecanismos de segregación de magma a menudo no son lo suficientemente rápidos como para permitir la hibridación de un pulso de magma que proviene de la fuente y que llega hasta el nivel de emplazamiento. La hibridación de magmas es más común que se produzca en el nivel del emplazamiento que en la fuente. La mezcla directa de magmas primarios (de origen mantélico)

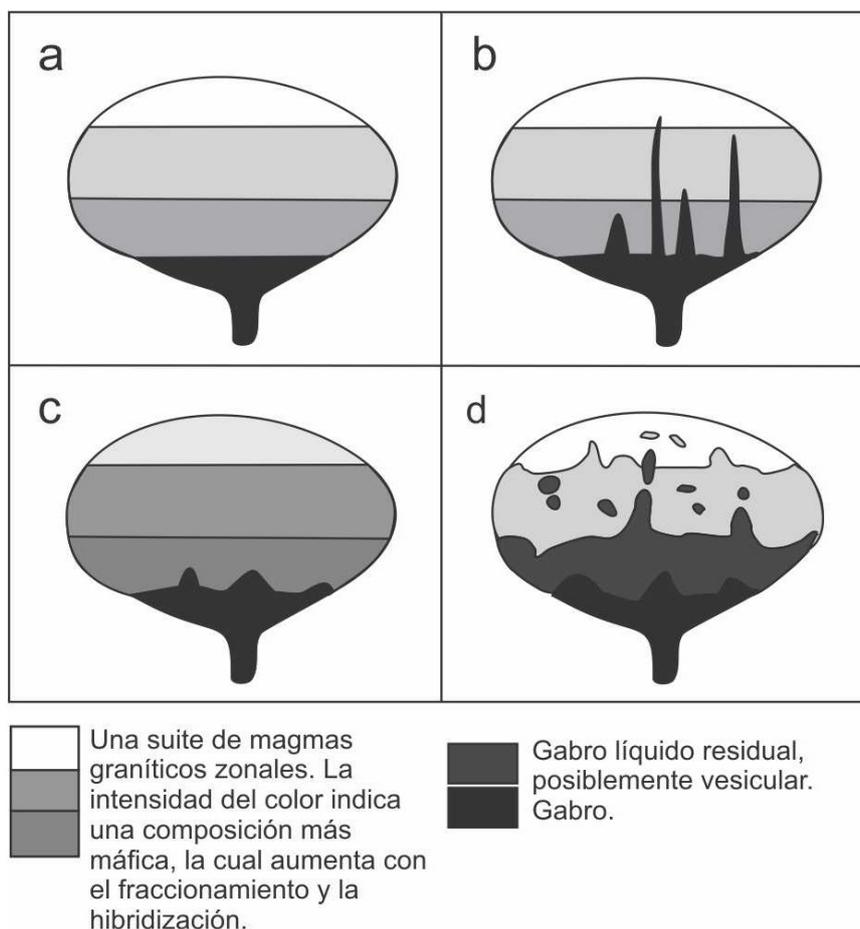


Figura 14. Ilustración que explica el proceso de desarrollo de magmas híbridos y enclaves. a) Un magma gábrico intruye una cámara magmática cortical con rocas graníticas estratificadas. b) Se produce fraccionamiento de la capa gábrica limitante y se forma un fundido residual gábrico. Cuando la densidad del fundido cae por debajo de la del magma félsico adyacente, se mezcla con zonas de granito adyacente. Este proceso avanza en el tiempo a través de la zonación. c) A través de esta mezcla (*mixing*), los magmas graníticos zonales se vuelven cada vez más máficos, como indican los colores cada vez más oscuros en la figura. d) Diques sinplutónicos de la zona de granitos híbridos se inyectan en la zona más félsica adyacente y ya hibridizada. La escala del *mingling* aumenta con el tiempo debido a la disminución de la temperatura y al aumento de la viscosidad de los plutones (tomada de Bateman 1995).

solamente ocurre al principio, en la fuente (Bateman 1995).

En síntesis, es común encontrar rocas graníticas que evidencian diferentes grados de mezcla entre magmas máficos y félsicos que coexistieron durante su cristalización. Las variaciones en textura y composición que se observan entre los enclaves y el granito hospedante se deben a las diferencias de viscosidad entre los dos magmas, lo que también depende de su grado de cristalización. Cuando se produce *mingling* seguido de *mixing*, se forman rocas híbridas cuyas características geoquímicas se ubican en las líneas de mezcla (para elementos mayoritarios y traza), o en hipérbolas de mezcla (para relaciones isotópicas). Algunos minerales como las plagioclasas pueden registrar los eventos de *mingling* y *mixing* que ocurrieron en la cámara magmática. El proceso repetitivo de hibridación magmática, junto con la cristalización fraccionada, da como resultado el gran volumen de rocas con composición granodiorítica a tonalítica que componen las facies principales de las rocas graníticas en muchos complejos graníticos.

A continuación, se presenta otro modelo de hibridación de magmas aplicado a la Superunidad Gastre del Batolito de la Patagonia Central, una suite de plutones triásico – jurásicos (Rapela *et al.* 1991, 1992). En este modelo, modificado a partir de Fernández y Barbarin (1991), Barbarin y Didier (1992) y Barbarin (2005) el magma máfico se inyecta repetidamente en una cámara magmática félsica parcialmente cristalizada. La serie de texturas que se observan en las rocas se pueden explicar si consideramos que el magma máfico se inyecta múltiples veces en una cámara félsica que atraviesa diferentes estados reológicos, cada vez más alejados del estado líquido y más cercanos al estado sólido. Así, al principio, se inyecta magma máfico y este se mezcla completamente con el magma félsico, dando origen al proceso de mezcla completa (*mixing*). Los granitos resultantes ya son híbridos, y nos encontramos en la etapa 1 de la Figura 15. Luego, el magma félsico va cristalizando y el magma máfico se intruye pero ya no puede mezclarse completamente, quedando

gotas o glomérulos de magma que, al estar a una temperatura más alta que el magma félsico hospedante, se enfrían rápidamente. Estas gotas dan origen a los enclaves máficos microgranulares, lo cual es un proceso de mezcla parcial (*mingling*, etapa 2 de la Fig. 15). Los enclaves pueden mostrar varias etapas de mezcla de magmas (Fig. 1c). Posteriormente, cuando el magma máfico alcanza un mayor grado de solidificación y pasamos por el umbral reológico del 20% de fundido (Arzi 1978), el magma máfico forma fracturas tempranas con paredes poco coherentes (etapa 3 en la Fig. 15, como se observa en la Tonalita Varvarco, Fig. 1d, y en la Superunidad Gastre, Fig. 13d). Finalmente, cuando el magma félsico ya está completamente cristalizado, si el magma máfico continúa llegando, se forman diques máficos (etapa 4, Fig. 15).

## 7. TIPOS DE CÁMARAS MAGMÁTICAS Y ERUPTABILIDAD

La geometría de las cámaras magmáticas se puede describir con un parámetro que se conoce como relación de aspecto (“*aspect ratio*”, AR), que corresponde a la altura sobre el ancho de la cámara magmática ( $AR = \text{altura/ancho}$ ). Así, hay cámaras magmáticas cilíndricas, tipo *stocks*, o diques, de alta relación de aspecto ( $AR > 1$ ), y cámaras magmáticas laminares, tipo filones capa o lacolitos, con baja relación de aspecto ( $AR < 1$ ).

### 7.1. Cámaras magmáticas columnares

Como se verá a continuación, la geometría de las cámaras magmáticas tiene mucha influencia en la evolución composicional de los magmas (McBirney 1980, de Silva y Wolff 1995, entre otros, citados en Gutiérrez y Parada 2010) y en los procesos magmáticos (convección, cristalización y fraccionamiento líquido, dispersión de cristales, mezcla de magmas, transferencia de volátiles). En las cámaras magmáticas columnares (de alta relación de aspecto) van a ser más importantes los procesos que ocurran a lo largo de sus altas paredes verticales, ya que son cámaras en las que existe un eficiente flujo o transferencia de magma

hacia arriba y hacia abajo. Además, esta geometría columnar puede promover la cristalización en las paredes de la cámara, y el proceso de convección va a ser más eficiente, lo cual dará origen a una estratificación composicional. De esta manera, las cámaras magmáticas columnares desarrollan un alto gradiente composicional (son altamente diferenciadas) y una concentración de volátiles en el techo (Gutiérrez y Parada 2010).

### 7.2. Cámaras magmáticas laminares

En las cámaras magmáticas de baja relación de aspecto y geometría laminar, la distribución de la temperatura dentro del plutón y en la roca de caja circundante es más homogénea, por lo que los procesos de diferenciación magmática en las paredes de la cámara ya no serán tan efectivos. En este tipo de cámaras tiende a producirse una concentración de sólidos (cristales) cerca del techo, y en las paredes se establece un frente de solidificación (“*solidification front*”) muy marcado. Este concepto de frente de solidificación fue acuñado por Marsh (1996), y tiene que ver con

el enfriamiento de los magmas, que tiene una importancia vital en la evolución físico-química de los magmas. Según la definición de Marsh (1996), un frente de solidificación es la masa parcialmente fundida a parcialmente cristalina que está espacialmente limitada entre las isoterms del *solidus* y del *liquidus*. Todos los materiales que se enfrían (no solamente los magmas) desarrollan frentes de solidificación, ya sea gruesos o finos, que crecen hacia adentro y que se engrosan progresivamente hacia el interior de la cámara.

Cuando se forma un frente de cristales o de solidificación en los bordes de la cámara magmática, la parte líquida de la misma puede quedar aislada por el frente de material sólido (cristales). El líquido que queda confinado dentro de la cámara ya no es eruptable. En otras palabras, el material eruptable dentro de las cámaras magmáticas está rodeado o restringido por los frentes de solidificación (Marsh 1996), los cuales pueden hacer que sea difícil acceder al magma que está ubicado detrás o más allá de ellos. Volviendo al tema de los dos tipos extremos de formas de las cámaras magmáticas,

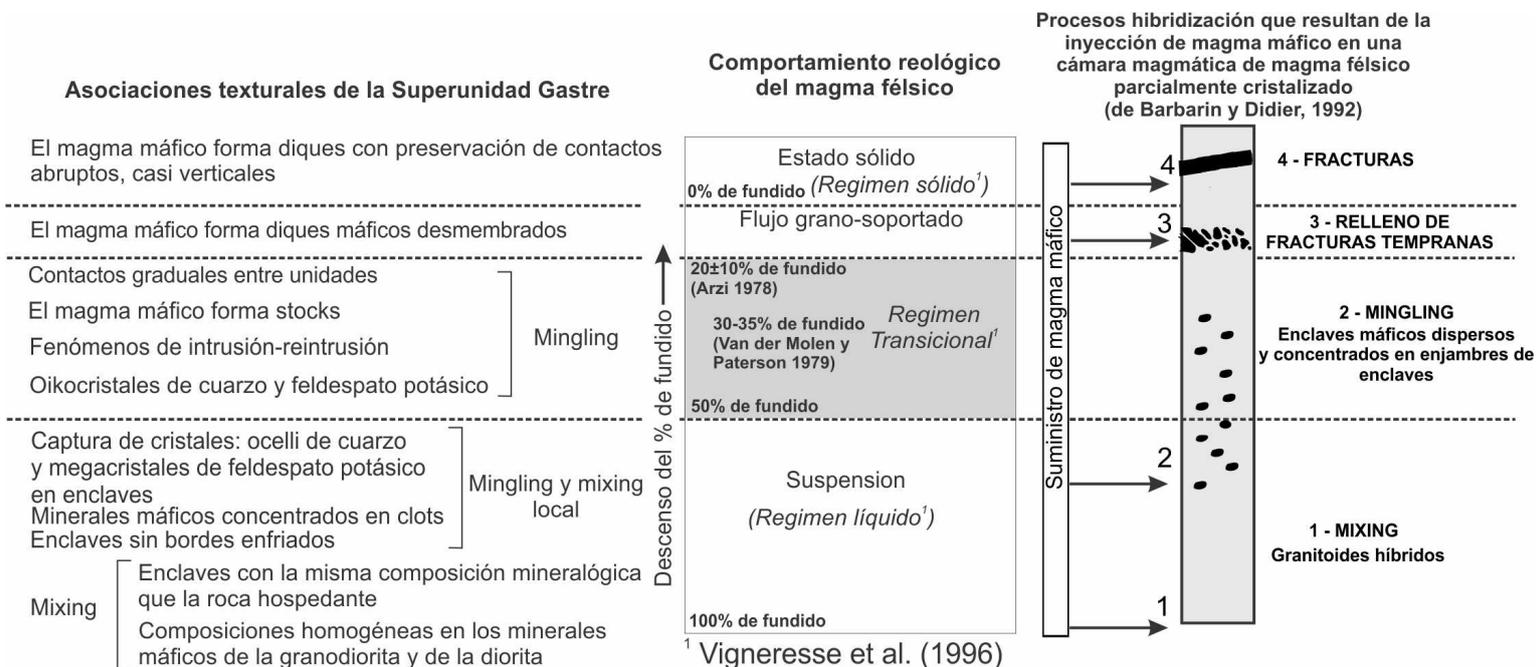


Figura 15. Modelo de generación de texturas por hibridación de magmas (*mixing* y *mingling*) en las rocas graníticas de la Superunidad Gastre en el Batolito de la Patagonia Central de la Provincia de Chubut (tomado de Zaffarana et al. 2014). El magma máfico se intruye repetidamente en una cámara magmática félsica parcialmente cristalizada. Durante el proceso de cristalización el magma félsico hospedante atraviesa diferentes umbrales reológicos (Vigneresse et al. 1995), lo que resulta en que el magma máfico presente diferentes contrastes reológicos con la roca hospedante.

en las cámaras columnares se produce una mayor cantidad de material potencialmente eruptible y, debido a su activa convección, producirían un espectro composicional más amplio que las cámaras magmáticas laminares (Gutiérrez y Parada 2010).

### 7.3. Eruptabilidad de los magmas graníticos

Las simulaciones numéricas de Gutiérrez y Parada (2010) sobre las propiedades físicas de las cámaras magmáticas demostraron que el contenido de fenocristales tiende a aumentar hacia abajo, y que en la parte superior de la cámara predominan los líquidos sin (afíricos) y pobres en cristales. Esta distribución contrastante de sólidos que existe dentro de las cámaras magmáticas tiene un impacto en la viscosidad de los magmas, ya que la parte inferior es mucho más viscosa que la superior, que tiene un volumen de sólidos mucho menor. Además, el líquido intersticial de la parte inferior de la cámara puede migrar hacia arriba, originando que en la parte inferior de la cámara se acumulen cristales o zonas de "cristales cumulares".

En los sistemas naturales, los cristales que se encuentran en la parte inferior de la cámara se compactan, y este proceso favorece que el líquido intersticial migre o percole hacia la parte superior de la cámara (p. ej. Bachmann y Bergantz 2004). En este sentido, la evidencia geocronológica y de campo que indica que los plutones se formaron a través del amalgamamiento de muchas intrusiones (Pitcher 1978, Coleman *et al.* 2004, Glazner *et al.* 2004, Matzel *et al.* 2006) es consistente con este proceso de migración e inyección constante de fundido desde la parte inferior hacia la parte superior de una cámara magmática de forma columnar.

Por otra parte, los magmas más profundos de las cámaras magmáticas difícilmente se evacúan durante las erupciones, debido a que los cristales que se acumulan en la parte inferior de la cámara pueden representar una barrera rígida que lo impida. Los cristales cumulares de las cámaras magmáticas suelen tener composición ultramáfica, y es posible que, en lugar de ser eyectados en una erupción, se hundan gravitacionalmente produciendo movimientos verticales de masa en

la corteza, lo que constituye una forma de generar espacio en la misma para los magmas graníticos (véase, p. ej. Glazner 1994).

## 8. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE GRANITOIDES

Como ya mencionamos anteriormente, existen diferencias modales y mineralógicas entre los distintos tipos de granitoides que nos permiten clasificarlos macroscópicamente. Estas diferencias tienen una correlación con la composición química, la cual se puede obtener fácilmente a partir de un análisis químico de roca total de los elementos mayoritarios y su porcentaje en peso en forma de óxidos (ver Tabla 3). A partir de este análisis químico puede calcularse una composición química virtual, llamada "meso norma", la cual puede ser proyectada en el diagrama normativo de Streckeisen y Le Maitre (1979), que tiene las mismas subdivisiones que el diagrama QAP.

La clasificación química más sencilla se basa en el índice de saturación en alúmina (Shand 1943) a través del cálculo de dos relaciones *molares* sencillas:

$$A/CNK = \text{moles de } Al_2O_3 / (\text{moles de } CaO + Na_2O + K_2O),$$

$$A/NK = \text{moles de } Al_2O_3 / (\text{moles de } Na_2O + K_2O)$$

Hay que recordar que la cantidad de moles se calculan con el porcentaje en peso del óxido dividido su peso molecular.

El parámetro A/CNK es igual a 1 para una composición virtual de un granito compuesto solo por cuarzo y ortosa/ albita (es decir, haplogranito). La adición de granate o cualquier mineral rico en aluminio ( $A/CNK_{\text{granate}} \gg 1$ ;  $A/NK_{\text{granate}} \gg 1$ ) aumentará ambos parámetros en los valores de roca total ( $A/CNK > 1$ ;  $A/NK > 1$ ). Por otro lado, la cristalización de minerales ricos en calcio, como la hornblenda ( $A/CNK_{\text{hb}} < 1$ ;  $A/NK_{\text{hb}} > 1$ ), disminuirá el A/CNK y aumentará el A/NK de la roca total ( $A/CNK < 1$ ;  $A/NK > 1$ ). En función de la relación entre estos cocientes se distinguieron: *granitoides*

*peraluminosos* ( $A/CNK > 1$ ;  $A/NK > 1$ ), es decir ricos en aluminio; *metaluminosos* ( $A/CNK < 1$ ;  $A/NK > 1$ ), pobres en aluminio y ricos en calcio y álcalis; y *peralcalinos* ( $A/CNK < 1$ ;  $A/NK < 1$ ), pobres en aluminio y ricos en sodio. Es necesario aclarar que esta clasificación es puramente química y no tiene connotaciones genéticas (origen de la fuente), mecánicas o tectónicas.

### 8.1. Sopa de Letras: la clasificación S, I, A y M

Quizás la clasificación más utilizada de los granitoides sea la alfabética o SIAM, propuesta inicialmente por Chappel y White en 1974, cuando establecieron granitos de origen supracortical (granitos S) y de origen infracortical o ígneos (granitos I). Esta clasificación fue luego ampliada con las siglas A (anorogénico) y M (mantélico) para dar cuenta de granitoides formados en dos contextos tectónicos particulares, ambientes anorogénicos donde se produce fusión de la corteza continental ( $A_2$ ; ver Eby 1990, 1992) y fusión parcial de rocas mantélicas (M).

**8.1.1. Granitoides S:** Se originan por fusión de rocas metasedimentarias, son generalmente peraluminosos y contienen minerales magmáticos como muscovita, granate, cordierita, sillimanita o andalusita, y corindón. Muchos granitoides de tipo S se encuentran en los núcleos profundamente erosionados de los cordones montañosos plegados como resultado de las colisiones entre continentes, como el Himalaya y los Apalaches.

Este tipo de granitos deriva de la fusión parcial de un segmento de corteza continental, por lo tanto, sus protolitos se encontrarán enriquecidos en agua y elementos litófilos como Sn, W, U, y otros como Nb, Ta, Be y Li. Los magmas derivados de la fusión de estos protolitos estarán, en general, saturados en agua, lo que disminuye la viscosidad, favorece su ascenso y facilita los procesos de cristalización fraccionada y enriquecimiento en elementos incompatibles en el líquido residual. Por otro lado, los metasedimentos de origen pelítico generalmente contienen materia orgánica, la cual

será transformada por metamorfismo en grafito generando magmas con un carácter reductor. De esta manera, el Sn estará presente en su valencia  $Sn^{2+}$  que es altamente incompatible y se concentrará en el líquido. Este comportamiento lleva a que algunos magmas tipo S produzcan en sus extremidades apicales, generalmente como stocks de leucogranitos y cuerpos pegmatíticos, concentraciones de flúor y metales como el estaño (Sn), wolframio (W) y tantalio (Ta). Un ejemplo de este tipo de mineralizaciones en Argentina se encuentra en algunos plutones carboníferos de las Sierras Pampeanas (Fogliata *et al.* 2012).

**8.1.2. Granitoides I:** Son aquellos formados a partir de la fusión de una fuente de tipo ígneo. Generalmente son metaluminosos ( $A/CNK < 1$ , 1 según Chappel y White 1974) y contienen biotita y hornblenda como principales minerales máficos. Los mejores ejemplos de granitos de tipo I en nuestro país se encuentran en el batolito subcordillerano de la Patagonia (Rapela *et al.* 2005 y referencias allí citadas) y el Batolito Norpatagónico (Castro *et al.* 2011, 2021). En estas regiones el plutonismo está relacionado con la subducción activa bajo el oeste de la placa Sudamericana.

Concentran elementos calcófilos, es decir elementos con afinidad por el azufre, tales como Cu, Mo, Ag y Au. Estos depósitos se forman donde hay zonas de subducción en márgenes convergentes, por ejemplo, los pórfiros cupríferos andinos.

**8.1.3. Granitoides M:** Se forman a partir de la fusión de magmas máficos procedentes del manto. Son extremadamente raros, ya que es difícil convertir el basalto en granito a través de la cristalización fraccionada. Su ambiente de formación preferencial es el de las dorsales oceánicas y arcos de isla, entre otros.

**8.1.4. Granitoides A:** Son generalmente de composición peralcalina a metaluminosa, aunque también hay peraluminosos (Chappel *et al.* 2012). Por lo general, se generan en contextos anorogénicos extensionales (subtipo A1) a postcolisionales (subtipo A2) a partir de la fusión de

Tipo S	Tipo I (Cordillerano)	Tipo I (Caledónico)	Tipo M	Tipo A
Granito homogéneo con alta SiO <sub>2</sub>	Tonalita, diorita, granito, SiO <sub>2</sub> variable	Granito- granodiorita asociado a dioritas y gabros	Plagiogranito subordinado y gabro	Granito biotítico, con granito alcalino y sienita
Muscovita, biotita rojiza, granate, ilmenita, monacita, cordierita	Hornblenda- biotita, magnetita y titanita	Predomina biotita, ilmenita y magnetita	Horblenda, biotita y piroxeno	Biotita verde, anfíboles y piroxenos alcalinos
Megacristales de FK	FK intersticial y xenomórfico	FK intersticial e invasivo, rico en cuarzo	FK micrográfico e intersticial	FK perfitico
Xenolitos metasedimentarios	Xenolitos dioríticos, representarían restitas	Poblaciones mixtas de xenolitos	Xenolitos ígneos básicos	Xenolitos cogenéticos y magma básico
Al/(Na+K+Ca/2)>1.2	Al/(Na+K+Ca/2)<1,1	Al/(Na+K+Ca/2)~1	-----	Peralcalino con F
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ~0,708	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <0,706	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr >0.705 y <0,709	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <0,704	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr entre 0,703 y 0,712
Batolitos, plutones y filones capa múltiples, comúnmente diapiros	Batolitos múltiples y lineales con alineación de calderas compuestas	Complejos dispersos y aislados de plutones y filones capa múltiples	Pequeños plutones de cuarzo-diorita y gabros	Complejos de caldera centrales, volumen pequeño
Asociado a lavas cordieríticas	Asociación con andesitas y dacitas	Asociado con basalto-andesita	Volcanismo de arco de islas	Asociación de lavas alcalinas, calderas
Plutonismo sostenido duración moderada, sin- a post-cinemático	Plutonismo episódico de larga duración	Plutonismo de corta duración sostenido, post-cinemático	Plutonismo de corta duración y sostenido	Plutonismo de corta duración
Colisión continental tipo Hercínica y zonas de cizalla dúctil	Arco continental marginal de tipo Andino	Alzamiento post-cierre tipo Caledónico	Arcos de islas oceánicas	Zonas post-orogénicas o anorogénicas
Gran acortamiento, metamorfismo de baja presión y bajo grado	Movimiento vertical, poco acortamiento, metamorfismo de soterramiento	Fallas de rumbo e inversas, metamorfismo retrógrado	Pliegues abiertos, metamorfismo, soterramiento	Domamiento y fallamiento distensivo
Mineralización de Sn y W en greisen	Mineralización en pórfidos de Cu y Mo	Mineralización importante y rara	Mineralización de pórfiros de Cu y Au	Columbita, casiterita, fluorita

Tabla 3. CUADRO SIMA (modificado de Pitcher 1983).

rocas corticales profundas de protolito metaígneo. Son rocas siempre ricas en sílice y hierro, por lo que a veces aparece fayalita, y elementos de alta relación carga/radio iónico (HFSE) como Zr, Ce, Nb, Ta, etc. Anfíboles y piroxenos sódicos, como riebeckita, arfvedsonita y aegerina, se encuentran comúnmente en estas rocas. Ejemplos de granitos tipo A pueden ser encontrados en las Sierras Pampeanas para el Paleozoico superior, particularmente en las provincias de San Luis, Córdoba, La Rioja y Catamarca (p. ej. Alasino *et al.* 2012, 2022, Dahlquist *et al.* 2021).

Este tipo de granitos y sus pegmatitas característicamente concentran elementos como F, lantánidos y elementos de alta relación carga/radio como Zr, Nb y elementos de tierras raras. En estas rocas el flúor, que reemplaza a los oxidrilos en los minerales hidratados como biotitas y anfíboles, y el fósforo son elementos clave para promover las mineralizaciones ya que disminuyen la viscosidad del magma y la temperatura del *solidus*, aumentando la eficiencia del fraccionamiento y contribuyendo a la concentración de elementos HFSE. Las características comunes y las diferencias entre los granitoides S, I, M y A se resumen en la Tabla 3.

## 8.2. Magnetita vs ilmenita

Los óxidos de hierro, como la ilmenita ( $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ ) y la magnetita ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ ), son minerales accesorios comunes en granitoides y, como mostró Ishihara (1977), dependiendo de su cristalización, pueden indicar condiciones de cristalización diferentes (reductoras vs. oxidantes). Los granitoides tipo S pertenecen a la serie de la ilmenita ya que derivan de la fusión de metasedimentos pelíticos provistos de materia orgánica (condiciones reductoras), mientras que los granitoides tipo I y A pueden pertenecer a ambas categorías.

## 8.3. Índice MALI y número de Fe

Un esquema de clasificación más reciente fue propuesto por Frost *et al.* (2001) y consta de cuatro niveles: 1) Número de Fe (#Fe), 2) Índice alcalino-cálcico modificado MALI, 3) Índice de saturación en alúmina ASI, y 4) Índice de alcalinidad (AI).

El número de hierro se define como  $\#Fe = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ , o por  $\text{Fe}^* = [\text{FeO}_{\text{total}} / (\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO})]$ , en el que  $\text{FeO}_{\text{total}} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / 1,1113$ . Ambos índices se calculan como proporciones en peso de óxido, no en moles. De acuerdo con el número de Fe y el porcentaje en peso de  $\text{SiO}_2$ , las rocas serán clasificadas como ferrosas o magnesianas.

El MALI, formulado como  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ , también se calcula con proporciones en peso y su resultado se proyecta en un diagrama  $\text{SiO}_2$ -MALI en el que las series de granitoides pueden ser cálcicas, calcoalcalinas, alcalino-cálcicas o alcalinas.

Luego está el Índice de Saturación de Alúmina (ASI) corregido por el contenido de calcio presente en apatito. Este índice fue descrito de forma algo confusa en Frost *et al.* (2001) y Frost y Frost (2008) como "la relación molecular  $\text{Al} / (\text{Ca} - 1,67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$ ". Según Bonin *et al.* (2020), este índice debe expresarse en moles de óxidos como  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} - 3,33 \times \text{P}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . De manera análoga al índice de alcalinidad original propuesto por Shand, las rocas podrán ser peraluminosas ( $\text{ASI} > 1$ ) o metaluminosas/ peralcalinas ( $\text{ASI} < 1$ ). Por último, el tipo peralcalino, comparativamente raro, se distingue del tipo metaluminoso, más común, por el índice de alcalinidad (AI), medido por  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  molecular. Así pues, los granitoides se distinguen sucesivamente en (i) magnesianos y ferrosos, (ii) alcalinos, alcalino-calcáreos, calcáreos y cálcicos, y (iii/ iv) peraluminosos, metaluminosos y peralcalinos.

## 9. PROCESOS TARDÍO-MAGMÁTICOS Y MINERALIZACIONES

Los granitoides son una fuente principal de menas de interés económico. Sin embargo, la concentración de elementos de interés, como cobre (Cu), estaño (Sn), plomo (Pb), torio (Th), uranio (U) y zinc (Zn) entre otros, generalmente es el resultado de varios estadios de acumulación los cuales, dependiendo de la eficacia y el mecanismo concentrador, determinan la probabilidad de ocurrencia de un depósito. Los procesos metalogenéticos que ocurren durante la

cristalización de los magmas se llaman procesos ortomagmáticos. Hay una serie de factores principales que influyen en la metalogénesis en rocas graníticas, entre ellos: 1) la geoquímica de granito, que en función de si es de tipo I, S, A o M concentrará en mayor o menor medida elementos calcófilos, litófilos o metales; 2) la acción de fluidos y su papel en la disolución, transporte y precipitación de elementos; 3) las condiciones de fugacidad de oxígeno de los magmas; y 4) el contexto estructural y tectónico del emplazamiento del cuerpo.

Las mineralizaciones típicas de los diferentes tipos de granitos S, I y A ya fueron descritas anteriormente.

### 9.1. Pegmatitas y aplitas

Las pegmatitas son cuerpos o lentes de facies de grano marcadamente más grueso que se

encuentran cerca de los bordes de las intrusiones graníticas y pueden extenderse como vetas o diques en las rocas circundantes. En algunas pegmatitas, los cristales individuales alcanzan proporciones extraordinarias de hasta decenas de metros, pero por lo general son de escala decimétrica. La composición mineralógica de las pegmatitas difiere ligeramente del granito encajante y usualmente consiste en feldespatos, cuarzo, moscovita y, eventualmente, turmalina. Algunas pegmatitas alcanzan un alto nivel de enriquecimiento geoquímico en elementos raros (F, Li, Be, B, Nb, Sn, REE Th) alojados en minerales como el espodumeno ( $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ ), berilo ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ), topacio [ $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH},\text{F})_2$ ], casiterita ( $\text{SnO}_2$ ), pirocloro [ $(\text{Na},\text{Ca})_2(\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})$ ], y monacita [ $(\text{Ce},\text{La},\text{Th})\text{PO}_4$ ]. Estas pegmatitas son más escasas y complejas y, a su vez, las más relevantes desde el punto de vista económico.

Por lo general, los cuerpos de pegmatitas

Familias	Elementos	Contexto Metamórfico	Asociación con granitos
<b>Pegmatitas abisales</b>	U, Th, Zr,...	facies anfibolita a granulita (700-800 °C; 4-9 Kbar)	Ninguna, sino con leucosomas migmatíticos
<b>Pegmatitas muscovíticas</b>	Li, Be...	facies anfibolita (650-580 °C; 5-8 Kbar)	Sí, con bordes de plutones. No, sino con migmatitas
<b>Pegmatitas de LCT</b>	Li, Rb, Cs, Sn, Ta, B, P	facies anfibolita de baja presión (500-650 °C; 2-4 Kbar)	Sí, a través de venas y apófisis. Vinculadas a líquidos peraluminosos de granitos tipo S o tipo I muy fraccionados.
<b>Pegmatitas NYF</b>	Y, REE, Nb, F	1-2 kbar	Sí, venas o lentes en el interior o exterior de cuerpos. Vinculadas a líquidos peralcalinos de granitos tipo A.

Tabla 4. Clasificación de pegmatitas graníticas (modificado de Nédélec y Bouchez 2015 y basado en Černý 1991a, b).

están zonados, con diferencias en la granulometría y mineralogía desde su núcleo hacia la zona externa. De acuerdo con London (2008) hay cuatro familias de pegmatitas graníticas:

Asociadas a las pegmatitas, se pueden encontrar las aplitas, otro tipo de apófisis del magma granítico, pero de grano fino a muy fino.

¿Cómo se forman las pegmatitas y las aplitas? Dado que una vena o lente de pegmatita debe enfriarse al mismo ritmo o un poco más rápido que el plutón circundante, el tamaño excesivamente grande de los cristales no puede deberse a un enfriamiento más lento. Su formación y desarrollo responde a la dificultad que tiene el proceso de nucleación con la acumulación de agua disuelta en el fundido residual y al alto grado de sobresaturación que permite alcanzar un gran desarrollo rápidamente. Por otro lado, la gran cantidad de agua presente en estos sistemas baja la temperatura del *solidus* considerablemente, de modo que, si el agua se escapa súbitamente del fundido residual por alguna causa, se produce un aumento repentino de la temperatura de *solidus* y el líquido se sobreenfría. El sobreenfriamiento tendería a disminuir la movilidad de los elementos y a hacer que la nucleación sea extremadamente rápida. En tales circunstancias, probablemente cristalicen las venillas y lentes característicamente finas de las aplitas.

## 9.2. Alteración a partir de una fase fluida

A medida que avanza la cristalización, se produce una acumulación de especies volátiles en los sectores apicales del sistema granítico. Esta concentración progresa hasta la saturación y comienza a afectar tanto a la propia intrusión como a las rocas del techo por encima de ella a través de fluidos hidrotermales. Estos fluidos se complementan con fluidos convectivos de otras fuentes como el agua meteórica, que incluso pueden ser volumétricamente más importantes. Los procesos que ocurren durante las etapas pneumatolíticas e hidrotermales (líquido o vapor) se inician entonces a partir de la coexistencia de dos fases: el fundido silicático y una fase fluida,

o un líquido (o salmuera) y una fase vapor. Estas fases concentran los elementos disueltos en forma de iones libres o complejos (p. ej. el  $F^-$  y el  $S_2O_3^{2-}$  pueden funcionar como ligantes de algunos complejos).

Cuando el granito experimenta cambios debido a la influencia de fluidos hidrotermales que introducen reactivos químicos y eliminan los productos de la reacción acuosa, su mineralogía original puede modificarse parcial a completamente, dando lugar a la formación de nuevos minerales o “minerales de alteración”. Un ejemplo de este proceso es la transformación del feldespato potásico en sericita:



Si esta transformación, junto con otras, avanza en el techo de la intrusión granítica, puede resultar en la formación de cuarzo, muscovita y topacio, conocido como “greisen”. El greisen, a menudo cubierto por pegmatita, a veces contiene minerales de estaño (Sn), wolframio (W) y molibdeno (Mo), que pueden ser explotados, aunque no siempre resulta económico. La alteración y su intensidad dependen de varios factores, como la temperatura y la composición del fluido (p. ej. pH y salinidad), la textura y estructura de la roca (incluido el tamaño de los granos y la presencia de clivaje en los minerales) y el grado de fracturación en la roca (que facilita la percolación del fluido). A temperaturas relativamente bajas, la alteración de las rocas ígneas se asemeja a la paragénesis mineral típica del metamorfismo de bajo a muy bajo grado (facies de esquistos verdes).

El tipo más conocido de depósito hidrotermal asociado a rocas graníticas es el llamado “pórfido de cobre”. Reciben este nombre porque están vinculados a rocas porfíricas poco profundas que exsuelven fluidos salinos en ebullición a presiones suficientes como para fracturar las rocas del techo de la intrusión, lo que permite que los fluidos depositen cobre y otros metales.

El efecto tétrada fue descubierto por Peppard *et al.* (1969) y se refiere a que cuando observamos

su patrón normalizado con respecto al condrito los 15 elementos lantánidos se dividen en cuatro grupos: 1) La a Nd, 2) Pm a Gd, 3) Gd a Ho y 4) Er a Lu, y cada uno de los grupos describe un suave patrón cóncavo o convexo (como se ve en el plutón San Blas, Rossi *et al.* 2011; Fig. 16). Los cuatro grupos están separados por picos entre Nd y Pm, Gd, y entre Ho y Er. Los picos corresponden a  $\frac{1}{4}$ ,  $\frac{1}{2}$  y  $\frac{3}{4}$  de llenado de los orbitales 4f, respectivamente, dentro de los cuales existe energía de repulsión en la configuración electrónica de los lantánidos trivalentes. El Gd pertenece tanto a la segunda como a la tercera tétrada. El Ho, y el Y tienen el mismo radio iónico, y por ende el mismo comportamiento geoquímico, pero el Y no tiene electrones en los orbitales 4f, y el Ho sí. Entonces el Ho (junto con el Dy y el Er) no siempre se comporta geoquímicamente como el Y, debido a la presencia de electrones en sus orbitales 4f. El efecto tétrada fue ampliamente estudiado en el ámbito de la geoquímica orgánica e inorgánica, pero a pesar de que fue confirmado por pruebas de laboratorio, la presencia de este efecto en rocas naturales no ha sido muy documentada hasta ahora. Masuda fue el primero en llamar la atención sobre este efecto en muestras naturales, sobre todo a partir de las mejoras en los métodos

de detección geoquímica de elementos como el Pr, Tb, Ho y Tm con la técnica de ICP-MS, que permite determinar todo el espectro de las tierras raras con precisión.

El primer estudio que determinó de manera verdaderamente clara el efecto tétrada en rocas fue el realizado por Masuda y Akagi (1989) en los leucogranitos con alteración hidrotermal en Linwu, provincia de Hunan, China. Se encontró que este efecto es típico de granitos altamente fraccionados (leucogranitos muy evolucionados y pegmatitas) que también han experimentado alteración hidrotermal y mineralización (Zhao *et al.* 1993, Lee *et al.* 1994, Bau 1996, Irber 1999). También se han revisado granitos que habían sido estudiados previamente pero cuyo efecto tétrada había pasado desapercibido (Jahn *et al.* 2001 y las referencias citadas allí).

El efecto tétrada está acompañado de otras modificaciones en el comportamiento geoquímico de los elementos traza, en los cuales dichos elementos forman complejos en medio acuoso (Bau 1996). Este efecto y la formación de complejos en medio acuoso se producen en sistemas magmáticos altamente evolucionados que son ricos en  $H_2O$ ,  $CO_2$  y elementos como Li, B, F y/o Cl, y que pueden

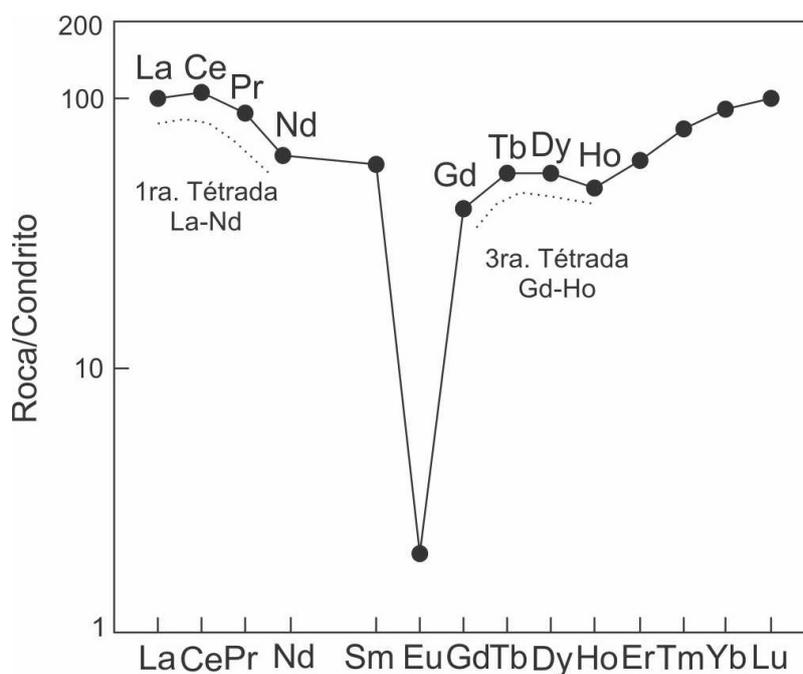


Figura 16. Efecto tétrada en el diagrama de tierras raras normalizado al condrito del plutón de San Blas, Sierra de Velasco, La Rioja (tomada de Rossi *et al.* 2011).

considerarse como transicionales entre un fundido silicático puro y un fluido acuoso (p. ej. London 1986, 1987, Bau 1996).

En Argentina se ha documentado el efecto tétrada en el plutón carbonífero de San Blas, en las Sierras Pampeanas de Velasco (Rossi *et al.* 2011). Este plutón está compuesto por monzo- y sienogranitos porfíricos tipo A. Tiene textura gráfica y cavidades miarolíticas que indican que es un plutón somero. También presenta alteración hidrotermal de tipo greisen, lo que lo convierte en un granito fértil (mineralizado). La falta de mineralizaciones asociadas al granito podría deberse debido a la erosión de su cúpula mineralizada durante la exhumación carbonífera y cenozoica. Sin embargo, se han encontrado depósitos aluviales de casiterita y wolframita en las cercanías, cuya génesis podría haber estado relacionada con este granito.

## 10. CONCLUSIONES

Se exponen aquí algunas conclusiones que se pueden extraer de la lectura de cada uno de los apartados de este capítulo dedicado al estudio de las rocas graníticas.

Clasificación y nomenclatura:

- Los principales tipos de granitoides incluyen las granodioritas, tonalitas, monzogranitos y sienogranitos (granitos alcalifeldespáticos). También existen rocas de menor importancia que están asociadas a los granitoides, como sienitas, monzonitas, dioritas, etc., y pueden encontrarse dentro de la clasificación modal del triángulo QAPF de la IUGS.
- Las trondhjemitas se asocian con zonas de subducción, en particular con la fusión de rocas básicas en condiciones de eclogita con un residuo granatífero. Por otro lado, los plagiogranitos se forman a partir de la diferenciación de rocas básicas a bajas presiones en las dorsales oceánicas.

Caracterización de las intrusiones graníticas:

- La forma de las intrusiones graníticas es variable; pueden ser *sills* o filones capa (forma tabular) o lacolitos (*sills* con base curvada), o

tener formas esféricas como los plutones. Un caso particular de plutones son los *stocks* o *plugs* (plutones de menos de 100 km<sup>2</sup>). Los batolitos se forman a partir del amalgamamiento o de la asociación de plutones. A veces los plutones reciben el nombre de complejos ígneos, que son asociaciones de rocas ígneas que no necesariamente son consanguíneas, pero se sospecha que son coetáneas.

- Las rocas plutónicas no cumplen la Ley de Superposición de las rocas sedimentarias. Por lo tanto, no existe un consenso global para su organización litoestratigráfica. Se ha propuesto el uso del término "litodema" como unidad fundamental, que significa "cuerpo definido de roca intrusiva mapeable y de características definidas". Dos o más litodemas pueden componer una suite, varias suites una supersuite o un complejo. En lugar de litodema a menudo se utiliza la nomenclatura basada en el nombre de la ubicación específica del granito. La unidad más pequeña es la facies que describen cómo varían mineralógica o texturalmente los plutones graníticos.
- En el mapeo de cuerpos ígneos intrusivos, es importante reconocer las variaciones texturales y mineralógicas de los plutones que constituyen los batolitos. Luego, dentro de cada plutón, es esencial reconocer las unidades intrusivas que lo integran y sus diferentes facies. El uso de imágenes satelitales es de gran utilidad para el mapeo de plutones.
- Para describir un granitoide, es necesario mencionar su color, tamaño de grano (fino, mediano, grueso, muy grueso) y textura (equigranular o inequigranular, porfiroide). Además, es esencial abordar la orientación espacial de los minerales o la fábrica. La fábrica de un plutón se define mediante la foliación y la lineación magmática, lo que registra los últimos incrementos de deformación que experimentaron los plutones antes de solidificarse por completo, generalmente cuando queda entre un 20-40 % de fundido. En ocasiones, los campos de esfuerzo que

estaban activos durante la solidificación del plutón pueden continuar actuando después de su solidificación completa, lo que resulta en la superposición de texturas de recristalización de estado sólido sobre las texturas originalmente magmáticas puras. Se reconoce que los patrones de foliación y lineación en los plutones pueden responder tanto a esfuerzos de carácter regional como a esfuerzos más locales que ocurren durante la formación de la cámara magmática. Las fábricas de los plutones se pueden mapear con métodos de geología estructural tradicional o el uso de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). Los estudios de ASM son comunes para mapear las fábricas en los plutones, así como para identificar las diferentes facies que los componen.

¿Cómo se construyen los plutones?

La generación de un gran volumen de rocas graníticas plantea un problema de espacio en la corteza, ya que los granitos ocupan el espacio que antes estaba ocupado por las rocas encajonantes. Aunque algunas teorías sugirieron que los granitoides podrían formarse “*in situ*”, en realidad, la mayoría de los magmas graníticos tienen un origen magmático, producto de la fusión del manto y la corteza. Estos magmas provienen de zonas más profundas que el nivel de emplazamiento que generalmente está expuesto.

El magma asciende debido a las diferencias de flotabilidad y al tectonismo, ya que las fallas generan zonas de baja presión. El transporte ascendente se produce en forma de diapiros, que suben mientras la roca circundante se desplaza de manera dúctil. Este proceso ocurre principalmente en la corteza inferior, que es más dúctil. En contraste, en la corteza superior, que es más frágil, el magma puede ascender a través de diques. Existe un debate en la literatura sobre la predominancia de diapiros o diques para el transporte del magma, y la elección entre los dos modelos puede depender de las propiedades reológicas de la roca circundante.

Los principales mecanismos de emplazamiento del

magma son: el endomamiento de la roca de caja, la asimilación de la roca de caja, el *stopping*, la deformación dúctil y el retorno del flujo en la caja, el *ballooning* o expansión radial de la cámara magmática, y finalmente, el fallamiento y el fracturamiento. Estos mecanismos trabajan juntos para resolver el problema del espacio necesario para acomodar las intrusiones graníticas en la corteza.

Estudios geoquímicos, petrológicos, isotópicos y geocronológicos, junto con el mapeo de las facies de los plutones, han confirmado que la construcción de los plutones ocurre de manera episódica o incremental a través de la amalgamación de pulsos.

El término “cámara magmática” se refiere únicamente a un cuerpo de magma líquido que contiene cristales en suspensión. En cambio, el término “reservorio magmático” abarca toda la región que contiene proporciones variables de fusión, cristales y volátiles exhalados. La mayoría de los reservorios magmáticos se pueden entender como un mosaico en evolución de regiones dominadas por magmas, zonas de acumulación de cristales y rocas completamente solidificadas.

Un *mush* magmático se origina a partir de la cristalización de un magma, cuando una suspensión rica en cristales se transforma en una trama rígida de cristales con líquido residual. Estructuras magmáticas en granitos:

Las estructuras magmáticas se forman en el estado de *mush* y reflejan la dinámica de la cámara magmática. Para que estas estructuras se preserven, los plutones deben tener historias de enfriamiento simples, ya que las nuevas intrusiones de magma pueden erosionar estas estructuras. Las estructuras se caracterizan por la presencia de *schlieren*, que son capas máficas de escala de centímetros a metros con minerales alineados.

Los tubos y las pipas son indicadores de la paleoverticalidad de las cámaras magmáticas, mientras que las artesas pueden proporcionar información sobre la dirección de crecimiento de

las cámaras. Los diapiros y las plumas indican los gradientes reológicos de los magmas.

#### Génesis de granitos híbridos y mezcla de magmas

En la génesis de los granitos, es común que magmas de origen mantélico y composición más máfica se mezclen con magmas más ácidos provenientes de la fusión de la corteza continental. La mezcla de los dos tipos de magmas se denomina hibridación, y los procesos se denominan *mingling* (mezcla inhomogénea) y *mixing* (mezcla homogénea).

Las evidencias de *mingling* más comunes incluyen enclaves microgranulares máficos, diques máficos, diques máficos desmembrados, ocelli de cuarzo, apatitas aciculares, plagioclasas con anillos más cálcicos rodeados de plagioclasas más sódicas, cristales de feldespato potásico rodeados de plagioclasa (textura *rapakivi*), y la generación de una "*mixing line*" o una tendencia de *mixing* en la geoquímica isotópica.

#### Tipos de cámaras magmáticas y eruptabilidad

Las cámaras magmáticas columnares desarrollan un alto gradiente composicional y una concentración de volátiles en el techo. En cambio, en las cámaras magmáticas laminares, los procesos de diferenciación magmática en las paredes de la cámara no serán tan efectivos ya que se producen frentes de solidificación muy marcados.

Las cámaras magmáticas columnares erupcionan su material más fácilmente que las cámaras laminares.

#### Clasificación geoquímica de granitoides:

Los plutones son indicadores de su diferente ambiente tectónico de formación. Así, los granitos de tipo I son de origen ígneo y típicos de zonas de subducción. Los granitos S se forman a partir de la fusión de rocas sedimentarias,

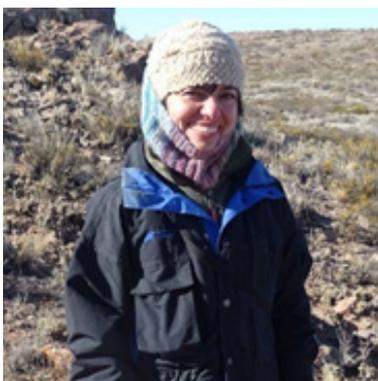
son de tipo reductor y se originan en ambientes colisionales. Los granitos tipo A se encuentran en ambientes anorogénicos y de intraplaca, son de tipo alcalino. Los granitos tipo M se forman en ambientes de dorsales centro-oceánicas y son conocidos como plagiogranitos o un tipo especial de trondhjemitas, como se vio anteriormente en el texto.

Los granitos de la serie de la magnetita son granitos de tipo oxidado, que contienen magnetita como mineral accesorio y pertenecen al tipo I. Los granitos de la serie ilmenita tienen ilmenita como mineral accesorio y se clasifican como granitos de tipo S, formados en condiciones reductoras o con menor fugacidad de oxígeno. Los estudios de magnetismo de rocas pueden ayudar a discriminar entre estos tipos de granitoides.

También se utiliza el índice MALI, el número de Fe y el índice ASI como formas adicionales de clasificar geoquímicamente a los granitoides en función de su mayor o menor enriquecimiento en álcalis con respecto al aluminio y su contenido variable de hierro.

#### Procesos tardío-magmáticos y mineralizaciones

Los granitos pueden estar asociados con mineralización generada por procesos tardíos pneumatolíticos o hidrotermales, siempre en presencia de agua o de vapor. Las pegmatitas y las aplitas son ejemplos de cristales extremadamente grandes (pegmatitas) o muy pequeños (aplitas) que se forman debido a la influencia de fluidos tardíos. Además, en algunos granitos, la circulación de una fase fluida puede dar lugar a procesos de alteración como la greisenización y la formación de pórfidos de cobre. El efecto tétrada se produce en granitos mineralizados debido a la influencia de fluidos hidrotermales.



Claudia B. Zaffarana nació en Buenos Aires y es Doctora en Ciencias Geológicas egresada de la Universidad de Buenos Aires (UBA). Se especializa en el estudio de rocas ígneas plutónicas y volcánicas de la Patagonia utilizando técnicas geofísicas y geoquímicas. Es investigadora Adjunta del Conicet y Profesora Adjunta en la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN).



Carmen Martínez Dopico nació en la ciudad de Buenos Aires y estudió Geología en la Universidad de Buenos Aires (UBA) y se especializó en petrología de rocas plutónicas, paleomagnetismo y geocronología de minerales accesorios. Escribió más de 30 artículos en revistas científicas resolviendo problemas de la geología del Arqueano al Mesozoico de los núcleos cristalinos de Sudamérica y África occidental. En la actualidad es docente e investigadora en Geosciences Montpellier, Francia. En su tiempo libre le gusta leer novelas biográficas, pintar, y escuchar música.



Pablo H. Alasino nació en Nogoyá (Entre Ríos, Argentina) y es Doctor en Ciencias Geológicas egresado de la Universidad Nacional de Córdoba (UNC). Se especializa en Petrología, Reología del magma, Geoquímica y Cartografía geológica. Es investigador Independiente del CONICET y Profesor Titular en la Universidad Nacional de La Rioja (UNLaR).



Lucio P. Pinotti nació en Río Cuarto (Córdoba, Argentina) y es Doctor en Ciencias Geológicas en la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC). Se especializa en Petrología estructural y Cartografía geológica. Es director del (ICBIA) Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (CONICET-UNRC). Es investigador Principal del Conicet y Profesor Asociado en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC).



Fernando J. D'Eramo nació en Río Cuarto (Córdoba, Argentina) y es Doctor en Ciencias Geológicas en la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC). Se especializa en petrología estructural de rocas graníticas. Es integrante del (ICBIA) Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (CONICET-UNRC). Es investigador Independiente del CONICET y Profesor Adjunto en el Departamento de Geología de la UNRC.