

Capítulo 5

Cuerpos intrusivos o plutónicos

Introducción

El término plutón es el nombre genérico para los cuerpos intrusivos y las rocas que los envuelven, se denominan rocas de campo o rocas de caja. El tamaño y forma de los plutones es generalmente especulativo, porque la erosión expone sólo una pequeña parte del cuerpo, aunque se ha logrado considerable información de cuerpos profundamente erosionados, mediante observaciones de campo, estudios geofísicos y trabajos mineros. Estos han permitido, según su forma específica, agrupar a los cuerpos plutónicos en laminares y globosos (Llambías 2008). En las clasificaciones también se tienen en cuenta las relaciones con la roca de campo, ya sea que corten a la estructura, o que se adapten a ella se los llama discordantes o concordantes, respectivamente.

Cuerpos laminares

Entre los cuerpos laminares, se incluyen: lacolitos, facolitos y lopolitos (Fig. 5-1).

Lacolitos: son cuerpos concordantes con un piso plano y un techo arqueado. Las rocas que los constituyen son viscosas (silícicas) lo que limitan el flujo magmático a lo largo de la superficie horizontal y son suficientemente someros como para que puedan levantar las rocas del techo.

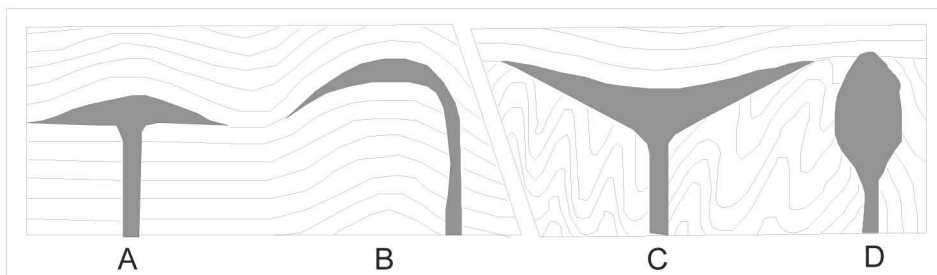


Figura 5-1. Formas de cuerpos plutónicos. A- Lacolito. B- Facolito. C- Lopolito. D- Stock (redibujado de Wimmenauer, 1985).

Lopolitos: son cuerpos concordantes intruidos en una cuenca estructural. Son de gran extensión, con forma de “plato” y característicamente están formados por rocas básicas de baja viscosidad.

Facolitos: son cuerpos de pequeñas dimensiones que se ubican en las charnelas de los pliegues y se adelgazan paulatinamente en los flancos hasta desaparecer. Los tamaños varían desde pocos centímetros a algunos kilómetros. Los ejemplos más característicos se observan en las rocas metamórficas inyectadas.

Los cuerpos laminares se caracterizan por tener una relación longitud/espesor $\gg \gg 1$ y sus lados son superficies con tendencias planas y subparalelas. Poseen alta relación superficie/volumen, que permite la pérdida rápida del calor y por ende su enfriamiento. Esto permite la formación de texturas características para las rocas de estos cuerpos. Entre los cuerpos

laminares, vamos a tratar: diques, diques anulares, diques cónicos, filones capa y chimeneas volcánicas, que junto a los plateau basálticos, coladas y depósitos piroclásticos, ya tratados constituyen los cuerpos laminares.



Fig. 5-2. Filones capa (sills) de pegmatitas. Observar la concordancia con la estructura metamórfica, así como las deformaciones plásticas sufridas. Sierra de Copabana, Catamarca.

Un cuerpo tabular intrusivo es simplemente magma que ha rellenado una fractura. Si el cuerpo es concordante con la estructura, se lo denomina filón capa (Fig. 5-2) y si es discordante, dique (Fig. 5-3). Un filón capa se desarrolla cuando el magma aprovecha los planos de debilidad de sedimentos, u otras foliaciones y se inyecta en las mismas. Un dique es un relleno de fractura que corta al bandeado o a las estructuras de las rocas preexistentes. Las fracturas son conductos ideales para el magma porque le permiten penetrar fácilmente, es especial en áreas afectadas por extensión o en la parte superior de un diapiro magmático. Estos cuerpos tabulares se presentan donde las rocas son suficientemente frágiles para fracturarse.



Fig. 5-3. Dique de pegmatita cortando la estructura de un granito equigranular.

Aunque la mayoría de los diques y filones capa se emplazan durante un único evento, algunos presentan inyecciones múltiples, que puede tener lugar porque las rocas al enfriarse se contraen y desarrollan zonas de debilidad que permiten el ingreso de un nuevo pulso de magma. Un cuerpo se describe como múltiple, si las fases de inyección son todas de la misma composición y compuesto si más de un tipo de roca está presente.

Los diques y filones capa, puede presentarse como cuerpos solitarios, pero los diques en especial, típicamente se presentan en series, que reflejan los esfuerzos regionales que desarrollan fracturas en las cuales se inyecta el magma y se los denomina enjambre de diques, los que suelen tener desarrollo subparalelo. Los diques, también suelen desarrollarse como enjambres radiales en los alrededores de las chimeneas volcánicas, que en su ascenso producen fracturas radiales, por las que puede ascender el magma.

Otra forma de presentarse es con formas concéntricas, que se desarrollan por encima de los plutones. Los cuales se manifiestan como diques anulares y diques cónicos. Los diques anulares se producen cuando la presión ejercida por el magma es menor que la presión de material sobreyacente. En este caso fracturas circulares se forman como en la Fig. 5-4. En este caso como la roca de caja tiene una densidad algo mayor que la del magma tiende a hundirse en él, por lo que se producen espacios por las que penetra el magma. Cuando estas fracturas alcanzan la superficie y el magma escapa por las mismas, se produce un evento volcánico, como sería una caldera de colapso.

Los diques cónicos, se forman cuando la presión del magma es mayor que la presión confinante de las rocas sobrepuestas. En este caso los diques se inclinan hacia el interior y toman la forma de la Fig. 5-4. Los diques anulares y los diques cónicos pueden ocurrir conjuntamente y serían el resultado de diferentes fases de una intrusión.

Los diques y filones capas pueden tener espesores desde pocos milímetros a más de un kilómetros, aunque comúnmente los observamos en el rango de las decenas de metros.

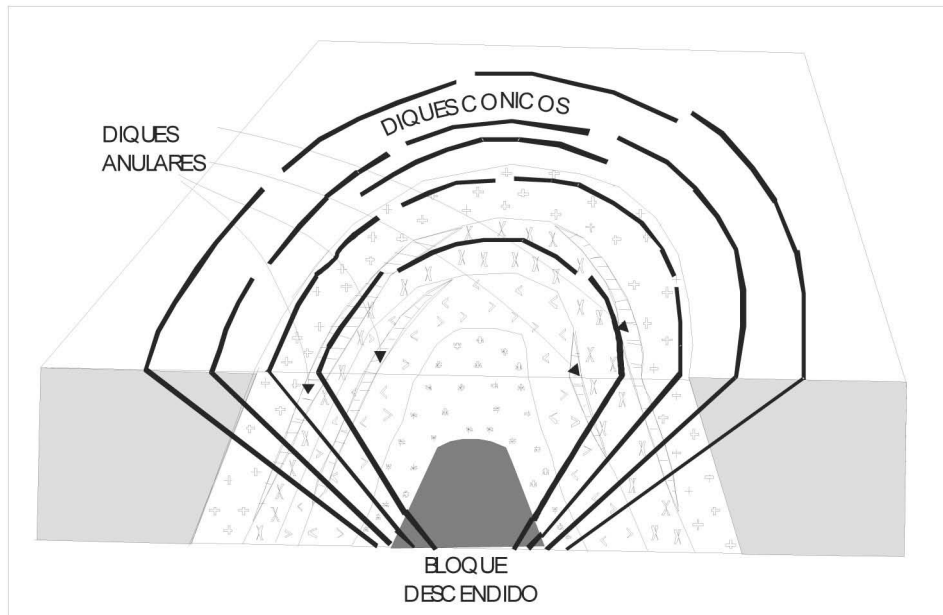


Fig. 5-4. Esquema de desarrollo de diques anulares en un cuerpo plutónico diferenciado.

Los cuerpos tabulares se emplazan generalmente por inyección asociada con dilatación de las paredes del dique y la posición es en forma general aproximadamente vertical. Los diques y filones capa se enfrían progresivamente desde las paredes hacia el centro y en algunos casos llegan a desarrollar estructuras columnares. Así en los diques subverticales el desarrollo de las columnas es casi horizontal, lo que ayuda a diferenciar los diques de coladas de composición similar, que tienen desarrollo subhorizontal y las columnas son casi verticales.

El término vena, se refiere a un cuerpo tabular pequeño, no interesa si es concordante o discordante y se usa preferentemente en relación a cuerpos mineralizados. El término no es recomendado para su uso con cuerpos ígneos.

Cuerpos globosos

Los cuerpos globosos, tienden a desarrollar formas groseramente equidimensionales, poseen en general baja relación superficie/volumen, por lo que la irradiación de calor tiende a ser baja, permitiendo un enfriamiento lento y de larga duración. Entre los cuerpos globosos vamos a tratar: plutones, stocks y batolitos.

Plutones: este término fue usado por Pitcher (1993) para cualquier cuerpo grande, no tabular, y restringe el término batolito para agrupación de múltiples plutones que se desarrollan en zonas orogénicas.

Stocks: son plutones con forma cilíndrica, que ocupan un área de menos de 100 km². Estos conductos plutónicos cilíndricos en Europa son denominados plugs. Y la parte expuesta de un plug, después de la erosión del material volcánico superior se denomina neck-volcánico.

Batolitos: son cuerpos plutónicos con superficies de exposición superiores a 100 km². Cuando la parte superior de un batolito comienza a ser erosionado, aparecen afloramientos restringidos de granito, separados entre sí por roca de caja, que se denominan cúpulas, cuando las evidencias geofísicas o el mapeo sugieren que un gran intrusivo se encuentra por debajo. Los batolitos constituyen los mayores cuerpos intrusivos y su composición corresponde a rocas silíceas. Los batolitos se forman por la actividad magmática relativamente continua en espacio y tiempo, con pulsos de variada magnitud que se suceden en forma intermitente, por lo que no constituyen un tipo de intrusión. El desarrollo de los batolitos está estrechamente ligado a los procesos geológicos regionales de tectónica de placas, ya sean procesos de subducción o de distensión.

Según la relación con los procesos tectónicos podemos clasificar a los batolitos en: orogénicos, post-orogénicos y anorogénicos (Llambias 2008).

Batolitos orogénicos: son los que se desarrollan en los arcos magmáticos desarrollados en zonas de subducción. Como por ejemplo los batolitos andinos de Chile y Perú. Composicionalmente se caracterizan por granodioritas y tonalitas, metaluminosas y calcoalcalinas. Con carácter subordinado también se encuentran granitos, dioritas y gabros.

Batolitos post-orogénicos: son los que se emplazaron con posterioridad a la orogénesis y su consolidación es post-deformación. Con posterioridad a un período orogénico se produce la relajación mecánica, pasando de la compresión a la extensión, lo que produce el colapso orogénico, en el que la actividad magmática puede ser intensa. Es en este período en el que se producen los batolitos post-orogénicos y los plateau riolíticos. La composición es monzogranítica y granodiorítica. Los plutones intruyen aprovechando fracturas y los más tardíos son de sección circular.



Fig. 5-5. Vista afloramiento Batolito de Capillitas, Sierras Pampeanas, Catamarca.

Batolitos anorogénicos: tienen lugar en el interior de las placas y su emplazamiento tiene lugar en corteza rígida, con bajo gradiente geotérmico. Se asocian con estructuras de rift, típicas de ambiente extensional. Constituyen complejos intrusivos centrados con notables diques anulares. Son generalmente de dimensiones menores que las otras dos categorías citadas. Las composiciones intermedias a silíceas tienen tendencias alcalinas y peralcalinas, constituyendo a menudo asociaciones bimodales, con participación de rocas básicas y ácidas. También constituyen complejos alcalinos máficos, que incluyen carbonatitas y sienitas. Los plutones son generalmente de secciones circulares y muestran abundantes diques anulares.

Relaciones de contacto de los plutones

El emplazamiento de un plutón involucra la yuxtaposición de un líquido caliente en movimiento, viscoso, comúnmente saturado en fluidos, contra un material frío, estacionario, sólido y generalmente de composición muy diferente. Tales contrastes en las propiedades producen interacciones mecánicas y químicas, que imparten a la zona de contacto estructuras y texturas diagnósticas. La zona de contacto puede ser neta, entre la roca ígnea y la roca de campo relativamente inalterada, o puede tener un cambio gradual en la zona de borde.

La zona de borde puede ser estrictamente mecánica (inyectada) o bien una amplia zona que exhibe gradaciones desde la roca de campo sin perturbaciones, a través de un sector con diques y venas, que provienen desde el plutón. Esto puede dar lugar a una zona de agmatitas (una roca con alta concentración de fragmentos de la roca de campo – xenolitos – en una matriz ígnea), o xenolitos espaciados de la roca de campo, que flotan en el material ígneo, hasta que estos se vuelven raros y desaparecen.

En razón de que muchos plutones silíceos están saturados en fluidos y son químicamente distintos a la roca de campo, los fluidos que emanan del plutón pueden pernear la roca que los rodea, produciendo alteración o incluso fusión parcial y cristalizando minerales magmáticos típicos en la roca externa. El resultado es una zona de borde que pasa desde el plutón a la

roca de campo sin un límite distintivo.

Una tercera posibilidad de borde gradacional sería el resultado de la combinación de dos procesos de inyección y de permeación. La inyección y fusión se asocian íntimamente dando como resultado una roca híbrida de carácter mixto.

En los contactos netos de los niveles someros, un intrusivo puede afectar termal y químicamente a la roca de campo. Una zona gradacional puede resultar desde un proceso estrictamente térmico, si la intrusión está muy caliente y es seca. En tales casos, la roca de campo no metamorfizada es calentada y recrystalizada por el plutón en una estrecha zona de contacto. El tamaño de grano y de recrystalización decrece rápidamente desde el contacto hacia fuera y el contacto real debería ser aún visible. Los efectos térmicos, están comúnmente combinados con un gradiente químico, establecido por los fluidos saturados en sílice que salen del plutón. Esto da como resultado una aureola de metamorfismo de contacto.



Fig. 5-6. Granito bandeado en zona de borde del Granito Capillitas. Mostrando la asimilación parcial de esquistos de caja, que da lugar a rocas híbridas, controlado por el flujo laminar.

La dinámica de la zona de contacto con las rocas de caja, imparten al plutón caracteres tales como la adición de xenolitos o zonas de enfriamiento. Una zona de enfriamiento es de grano fino resultante del rápido enfriamiento y solidificación del plutón como resultado del contacto con una pared fría. Como el material ígneo es intruido en movimiento contra una roca de caja inmóvil, ello produce una zona de cizalla en el magma y en los magmas mas viscosos la cizalla es más pronunciada. El resultado de este fenómeno es el desarrollo de una importante lineación o foliación paralelamente al contacto en las partes marginales del plutón, que se puede hacer más evidente en algunos minerales alargados o aplanados, tales como anfíboles, piroxenas y micas. Hay también desarrollo y acumulación de minerales como

biotita que se acumulan en masas alargadas denominadas schlieren (Fig. 5-6). Si el magma es suficientemente viscoso y la roca de caja es suficientemente calentada, la zona de cizalla también la puede afectar, rotando la foliación fuera del plutón y volviendo los contactos, lo cual hace que los contactos discordantes se vuelvan concordantes.

La sobreimposición de estos procesos de deformación, hace que se pierda la claridad de los contactos y la pérdida de isotropía de las texturas ígneas. Las rocas ígneas toman el aspecto de gneises y los contactos con las rocas de caja se vuelven difíciles de identificar.

Tiempo de intrusión

La mayoría de los batolitos están emplazados en cinturones montañosos como parte de los procesos orogénicos de subducción y juegan un importante papel en la evolución de esos cinturones. Cualquier intento para relacionar la deformación con el emplazamiento debe demostrar que la deformación y el metamorfismo están estrechamente relacionados con la intrusión, tanto espacial como temporalmente. Las texturas de las rocas de los plutones y de la roca de campo reflejan el tiempo de emplazamiento con respecto a la actividad tectónica. Una clasificación de este tipo fue desarrollada por González Bonorino (1950) en sus estudios de las Sierras Pampeanas.

Plutones post-tectónicos: están emplazados después del episodio orogénico-metamórfico y las rocas ígneas carecen de texturas de deformación, tales como foliaciones (como no sean las relacionadas con la intrusión). Las fábricas regionales de deformación y las estructuras de las rocas de campo, son cortadas discordantemente por el plutón o se curvan paralelamente a los contactos.

Plutones sin-tectónicos: se emplazan durante el episodio orogénico. Cualquier foliación regional se continuará con las del plutón relacionadas con la intrusión. El plutón también se verá afectado por cualquier reactivación tardía de la orogénesis.

Plutones pre-tectónicos: son los plutones emplazados antes del episodio orogénico. Tanto los plutones pre- como los sin-tectónicos sufren los procesos de deformación y metamorfismo asociados con la orogenia. Ellos tienen deformaciones internas que se continúan paralelamente con la roca de campo. La foliación regional puede curvarse alrededor de plutones no-foliados, por el contraste de ductilidad entre ambos. Los plutones sin-tectónicos son normalmente más dúctiles al tiempo de la deformación y por lo tanto son más elongados en la dirección de la foliación y con contactos concordantes. Los plutones pre-tectónicos por su parte, están fríos y son más resistentes a la deformación, que generalmente se concentra en las márgenes del cuerpo. Como el plutonismo y la orogenia están relacionados en la mayoría de los cinturones orogénicos, los plutones puramente pre-tectónicos son raros y los que pueden ser caracterizados como tales están comúnmente asociados con una orogenia anterior de un cinturón, con múltiples ciclos de deformación.

Profundidad de los intrusivos

Juntamente con el tiempo, la profundidad de emplazamiento afecta las características estructurales y texturales de los plutones. Algunas de estas características fueron sintetizadas por Buddington (1959) sobre la base de los niveles de emplazamiento en relación a “zonas de profundidad” que fueron propuestas originalmente por Grubenmann (1904). Estas zonas

son: epizona, mesozona y catazona y se basan en las características de las rocas de campo y los límites de profundidad propuestos son solo aproximados, por cuanto varían según las diferencias del gradiente geotérmico de cada zona de los cinturones orogénicos.

La Epizona, está caracterizada por ser relativamente fría (<300° C), con rocas de campo de baja ductilidad y profundidades menores a los 10 km. Muchos plutones intruyen su propio caparazón volcánico que ha ascendido previamente hasta la superficie. Los plutones epizonales son generalmente post-tectónicos y tienen contactos netos y discordantes. Las rocas de pared están típicamente brechadas y están cortadas por numerosos diques que salen del cuerpo ígneo. El tope del plutón generalmente penetra en las rocas de techo de manera irregular. Un vástago (offshoot) es un término general para designar un lóbulo aislado del cuerpo principal que intruye en la roca de campo (Fig. 5-7). Una cúpula es un vástago no tabular, aislado del cuerpo principal, como se observa en la Fig. 5-7. Un septo es una proyección como península en la roca de campo dentro del plutón que separa dos lóbulos de rocas ígneas. Un pendiente de techo (roof-pendant) es una proyección de las rocas del techo dentro del plutón, que ha quedado aislado por efecto de la erosión. Las estructuras de pendiente de techo, son paralelas a las de la roca de campo regional, significando que ha formado parte de ella y que no ha sido rotado. Si estas rocas han sido rotadas reciben el nombre de balsa.

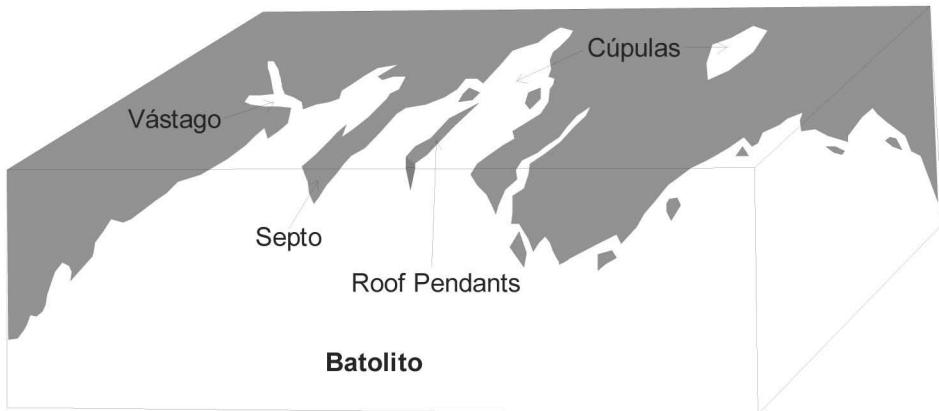


Fig. 5-7. Esquema idealizado del desarrollo de un batolito.

En general los batolitos epizonales no son muy grandes y muchos constituyen cúpulas de cuerpos mayores que están profundidad. El emplazamiento de un cuerpo intrusivo puede fracturar la roca de campo lo que le permite ascender hacia la superficie, por lo que la alteración hidrotermal y mineralización metalífera son comunes y se concentran a lo largo de tales fracturas. Asimismo se suelen establecer sistemas hidrotermales encima del plutón, produciendo intensa alteración. El metamorfismo de contacto suele ser importante, especialmente si la roca de campo no tiene metamorfismo previo. La principal limitación al tamaño de la aureola es la velocidad de enfriamiento y la pérdida de fluidos a lo largo de fracturas.

Los plutones epizonales tienen fábrica típicamente isótropa, con contactos netos y suelen desarrollar cavidades miarolíticas, que representan burbujas de fluidos liberados a baja presión, con minerales euhedros que se proyectan hacia el interior de las mismas. Son típicos de epizona los lacolitos, lopolitos, diques anulares y diques cónicos.

La mesozona, se desarrolla entre los 5 y los 20 km de profundidad. La roca de campo

corresponde al bajo grado del metamorfismo regional con temperaturas entre 300 y 500° C. Los plutones de esta zona tienen caracteres transicionales entre los de epizona y de catazona. Ellos pueden ser tanto sin- como post-tectónicos. Los contactos pueden ser netos o gradacionales y concordantes o discordantes, porque la roca de campo es más dúctil que la de epizona. La aureola de metamorfismo de contacto, está generalmente bien desarrollada, porque los plutones son mayores y el enfriamiento es más lento. Las rocas de la aureola de contacto comúnmente tienen fábrica foliada, porque sufren tanto el metamorfismo regional como el de contacto. Pizarras y filitas moteadas son comunes, que se desarrollan durante o después de la foliación regional. La fábrica del plutón puede ser isótropa, pero comúnmente es foliada o desarrolla lineación en las proximidades del contacto.

En zonas más profundas se desarrolla la catazona, con profundidades mayores a los 15 km. La roca de campo está representada por metamorfismo regional de medio a alto grado en el rango de 450 a 600° C. Los plutones son generalmente sin-tectónicos con contactos gradacionales y sin bordes de enfriamiento. El contraste de viscosidad entre las rocas de campo y el magma es relativamente bajo, por lo que los contactos son generalmente concordantes, en el sentido que la foliación se produce en rocas relativamente dúctiles que son deformadas y rotadas paralelizando los contactos. No producen metamorfismo de contacto, por cuanto la roca regional ya está en alto grado de metamorfismo. Los plutones se presentan como domos u hojas, en las que la foliación o lineación interna, pasan directamente a la fábrica de la roca metamórfica regional. Asimismo se produce foliación por flujo, que pudo haber sido impuesta al final, junto con la foliación metamórfica, durante el final de la cristalización ígnea. Todo esto produce similitudes entre las rocas ígneas y las rocas metamórficas de alto grado, con relaciones transicionales entre ambas en la corteza profunda.

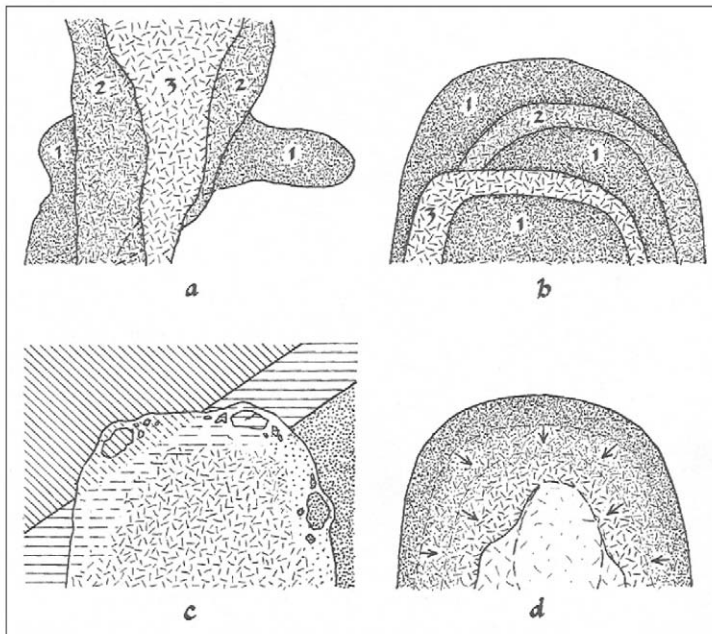


Fig. 5-8. Intrusivos compuestos. A: Secuencia intrusiva múltiple que va de 1 a 3. Los sucesivos pulsos aprovechan la zona más caliente para intruirse, mientras que las zonas de bordes están más frías y rígidas. B: Secuencia intrusiva múltiple que se inicia con un primer pulso (1), seguido por el 2 y finalmente el 3, ocasionados por colapsos progresivos. C: Intrusivo con borde de enfriamiento mostrando asimilación parcial de un dique anterior. D: cristalización centrípeta de un Plutón. (Modificado de Mc Birney 1984).

Inyecciones múltiples y plutones zonados

Como en los centros volcánicos, muchos plutones muestran historias complejas de intrusiones múltiples de magmas que varían en composición. Los grandes cinturones batolíticos están compuestos de numerosos plutones menores y los mismos, cuando se los mapea en forma cuidadosa muestran diferentes unidades composicionales, que pueden presentar variaciones marcadas entre ellas. En general los plutones más antiguos tienen formas alargadas, mientras que los últimos tienden a tener formas circulares. Asimismo cada uno de ellos suelen desarrollar zoneamientos concéntricos producto de la cristalización centrípeta de los mismos, con los bordes más básicos y los núcleos más silíceos. Las tendencias mineralógicas y químicas asociados con las secuencias intrusivas, son generalmente consistentes con la evolución de cámaras magmáticas en profundidad, que sufren procesos de cristalización fraccionada, asimilación de las rocas de caja y mezclas de magmas.

Los procesos de ascenso del magma y emplazamiento y el problema del espacio

Las rocas ígneas intrusivas, son simplemente magmas que no han alcanzado la superficie. El volumen de rocas ígneas que forman los cuerpos plutónicos es considerable y pueden gradar a los sistemas volcánicos. Los magmas se forman en profundidad y se segregan desde un residuo sólido para formar masas discretas de fundido. Estas masas son menos densas que el sólido que las rodea por lo que se vuelven boyantes y tienden a ascender si el material que las rodea es suficientemente dúctil. Un diapíro, que es una masa fundida móvil que perfora las capas que se encuentran por encima, que son rocas dúctiles más densas, que ascienden mientras la viscosidad del magma permita el movimiento y la densidad de las rocas de campo sean menores o similares. En las áreas menos dúctiles del manto superior y de la corteza, el magma no puede ascender por diapirismo.

La forma por la cual un gran cuerpo intrusivo asciende a través de la corteza, creando suficiente espacio para él, no ha sido totalmente aclarada. El problema del espacio ha sido objeto de extensos debates por décadas y aún así sigue siendo un problema (Paterson et al. 1991).

Las fracturas abiertas y vacías están limitadas a niveles muy someros próximos a la superficie y tienen pocas decenas de metros. El magma que viene ascendiendo simplemente rellena tales aberturas. El ascenso del magma puede seguir fracturas preexistentes, desplazando a las rocas que forman las fracturas y siguiendo estos conductos planares. En profundidad, la habilidad de los magmas para forzar a una fractura a abrirse es limitada, por la alta presión que existe. Por supuesto si el área está sometida a extensión regional, las paredes de cualquier fractura no están bajo compresión y el magma puede forzar su separación. El número y espesor de los diques que rellenan los conductos depende de la relación de extensión y tiene relación con la velocidad de las placas tectónicas que es menor a aproximadamente 3 cm/año.

El problema del espacio se vuelve más complicado para los grandes cuerpos intrusivos que deben mover mucho mayor volumen de roca en su ascenso. La fig. 5-9 resume los mecanismos propuestos por los cuales un plutón hace espacio para ascender. Los batolitos pueden alzar el techo por plegamiento o domamiento, o elevar bloques a lo largo de fallas. La controversia se produce con respecto a la fuerza de elevación que tiene un plutón si

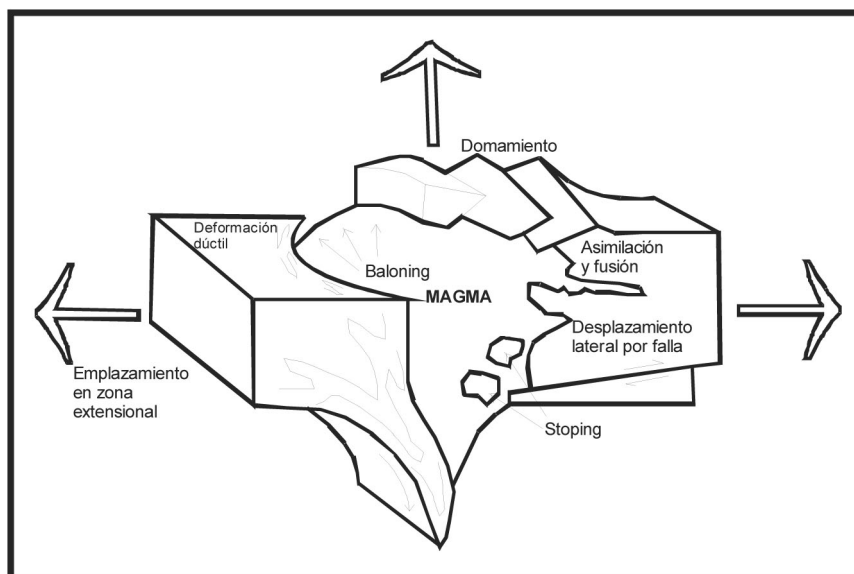


Fig. 5-9. Mecanismos posibles de ascenso de intrusivos (redibujado de Paterson et al. 1991).

se restringe a su capacidad de boyar, que limita su posibilidad de levantar el techo cuando alcanza densidades iguales a las de la roca de campo. El levantamiento puede ser facilitado en tales casos por sobre-presión magmática, que brinda un esfuerzo adicional al ascenso. El domamiento de los techos de los lacolitos está limitado a profundidades de menos de 3 km, donde la presión magmática puede exceder la presión de carga.

Alternativamente el magma puede fundir roca de campo en su ascenso, proceso que se denomina asimilación. La capacidad de un plutón de fundir la roca de caja, está limitado a la cantidad de calor del magma. Así como se vio, que los magmas que intruyen son el resultado de fusión parcial, debería haber un “sobrecalentamiento” apreciable (calentamiento por encima de la temperatura a la que el fundido coexiste con el sólido). Así, si el calor disponible para fundir la roca de campo no existiera, este debería ser aportado por el calor latente de cristalización de algunos minerales del magma, lo que lo hace menos móvil.

Si las rocas de campo son suficientemente frágiles y bloques del techo caen dentro del plutón, se produce un desalojo por caída y el magma asciende ocupando dicho lugar. Este proceso se denomina stoping. Buenas evidencias de stoping se observan en las partes superiores de muchos plutones, donde bloques de roca de campo están suspendidos en la roca ígnea cristalizada, formando balsas y xenolitos. El stoping requiere que la roca de campo sea más densa que el magma y que los bloques deben ser lo suficientemente grandes (decenas de metros) para que se hundan rápidamente en el magma viscoso. El stoping puede ser efectivo sólo en corteza somera cuando las rocas pueden ser fracturadas.

Una combinación de solución stoping o zona de fusión, puede operar a profundidades donde la roca de campo está próxima al punto de fusión. En este proceso los minerales de la roca de techo se funden y una cantidad equivalente de magma cristaliza en el piso, como propone Ahren et al. (1981). Este proceso mitiga la pérdida de calor desde el magma, que es el mayor impedimento para la asimilación. Este proceso puede ser efectivo en el manto o en la corteza inferior, donde el magma puede ascender por diapirismo, pero si la roca de campo está por debajo del punto de fusión, muchos minerales pueden tender a cristalizar desde el fundido y el plutón se solidifica rápidamente.

La deformación dúctil y el retorno por flujo descendente, corresponde a mecanismos asociados con el ascenso de los diapiros desde grandes profundidades y serían eficientes donde la viscosidad de la roca de campo es baja. A cualquier profundidad el balón (balloning) o expansión radial de la cámara magmática, por adición de magma desde profundidad, es posible. El balón de magma puede comprimir físicamente las paredes de las rocas hacia los lados del diapiro, forzando a las paredes a apartarse, produciendo una aureola de deformación. Los estudios teóricos y experimentales sugieren que el diapirismo y balón pueden ser efectivos si las viscosidades del plutón y las rocas de caja son similares. La falta de evidencias texturales de rocas de pared ablandadas alrededor de plutones en niveles medios y superiores, son argumentos fuertes contra el diapirismo como mecanismo de emplazamiento en estos niveles.

Lecturas seleccionadas

Ahren, J.L., Turcotte, D.L., y Oxburgh, E.R. 1981. On the upward migration of an intrusion. *J.Geol.* 89: 421-432.

Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H. Freeman and Co.

Buddington, A.F. 1959. Granite Emplacement with Special Reference to North America. *Geological Society American Bulletin* 70: 671-747.

González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 81-110.

Grubenmann, U. 1904. *Die Kristallinen Schiefer*. Borntraeger, Berlin.

Hall, A. 1987. *Igneous Petrology*. 573 pág. Longman Scientific & Technical.

Llambías, E. J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina. Serie B – Didáctica y Complementaria* N° 29. 222 pp.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Fowler, T.K. Jr. 1991. Aureole tectonics. In: Kerrick, D.M. (ed.). *Contact Metamorphism*. *Rev. Mineral* 26: 673-722.

Smith, R.L., y Bailey, R.A. 1968. Resurgent cauldrons. *Geological Society American Memoir* 116: 623-662.

Wimmenauer, W. 1985. *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. 382 pp. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.