

Capítulo 10

Magmas

Introducción

¿Cómo surge el concepto de magma? La respuesta surge de la observación de los aparatos volcánicos actuales y antiguos, de las coladas de lavas y de los depósitos de rocas piroclásticas; como así también de la existencia de los enormes afloramientos correspondientes a los batolitos graníticos intrusivos y en todos los casos la respuesta al interrogante es la misma, del magma.

El manto y la corteza están constituidos esencialmente por silicatos en estado sólido y los magmas sólo pueden ser generados por significativas perturbaciones en P, T, X; cuya naturaleza es tema de controversias, pero las anomalías se concentran especialmente a lo largo de los límites de placas litosféricas. Asimismo el manto superior de peridotita juega un rol fundamental en la generación de magmas, ya que es la fuente mundial de los magmas basálticos y alcalinos.

El magma se forma como líquido segregado, dejando un residuo cristalino. El fundido tiene una fuerza ascensional por encima de la región de generación, por efecto de la densidad. Los cuerpos de magma menos densos son gravitacionalmente inestables con respecto a la roca sólida que los rodea y tienden a ascender, controlados por el equilibrio hidrostático.

Otros factores que actúan, incluyen: viscosidad, ambiente tectónico, geometría, volumen del cuerpo y la existencia de conductos que condicionan la velocidad de ascenso del magma.

Asimismo en el camino de ascenso, el magma sufre cambios en la composición, por diferenciación, mezcla y contaminación.

De acuerdo a Rittmann (1981) el magma, es una masa total o parcialmente fundida de silicatos con gases disueltos, que ocurre en o debajo de la corteza cristalina de la Tierra y que es capaz de intruirse como tal, en fisuras y erupcionar en la superficie, separándose ella en lava y gases volcánicos. Clásicamente se considera a los magmas como silicáticos, pero los hay también de carbonatos (carbonatitas), de sulfuros y de óxidos férricos (volcán Pico Laco).

Los magmas son inicialmente subsaturados en volátiles, pero con el ascenso a regiones de baja presión en la corteza y el comienzo de la cristalización, se vuelve más saturado en agua y puede entrar en ebullición. La exsolución y subsecuente expansión de los gases en los sistemas magmáticos puede causar erupciones volcánicas explosivas.

A temperaturas suficientemente altas, cualquier material cristalino o mezcla de cristales, funde para formar una solución líquida homogénea o fundido. Algunos sistemas magmáticos poco comunes, consisten en dos fundidos separados distintos, este fenómeno es conocido como inmiscibilidad líquida. En los sistemas geológicos, los fundidos contienen iones de O, Si, Al, Ca, H, Na, etc. Bajo ciertas condiciones, algunos iones pueden residir predominantemente en una fase separada, que puede ser cristalina o gaseosa y que está en equilibrio con el fundido.

Una fase puede ser definida como una parte homogénea, mecánicamente separable de un sistema y que está limitado por interfases de las adyacentes. Una fase puede estar en estado gaseoso, líquido o sólido.

Dependiendo de las condiciones de presión, temperatura y composición química, el magma puede consistir de sólo un fundido libre de cristales con gas disuelto; o de un fundido

más cristales, más burbujas de gas. Así sólo en instancias especiales los términos fundido y magma son sinónimos; en la mayoría de las situaciones el fundido es sólo una parte del sistema magmático total.

Los fundidos incluyen polímeros tetraédricos distorsionados interconectados de Si-O, con otros iones mayores tales como Ca, Mg, Fe y Na, que pueden desarrollar débil coordinación con el oxígeno. Los fundidos altos en sílice y pobres en agua están más polimerizados, lo que los hace más viscosos, el flujo es más dificultoso y la nucleación y crecimiento de los cristales es lento. Los fundidos ricos en volátiles y pobres en sílice, se comportan en forma opuesta. Las relaciones de nucleación y crecimiento de cristales se incrementan por debajo de la temperatura de cristalización de los minerales, donde alcanzan un máximo y luego decrecen. El tamaño de grano de las rocas magmáticas se relaciona directamente con el número de núcleos de cristalización que se forman por unidad de volumen, por lo que pocos núcleos permiten grandes cristales y núcleos abundantes producen grano fino. La historia térmica de un cuerpo magmático y las rocas de caja que lo envuelven son factores determinantes en la textura de las rocas y se relacionan directamente con el tamaño y forma del cuerpo y con el contenido de volátiles. Un cuerpo convectivo de magma poco viscoso contrasta con aquellos que están estáticos y sólo irradian calor a las rocas de caja.

Composición de los magmas

Las rocas ígneas son usualmente divididas en dos grandes grupos de acuerdo a sus contenidos en minerales claros y oscuros. Los granitos por ejemplo, son félsicos o leucocráticos, porque están formados casi enteramente por minerales claros (cuarzo y feldespatos), mientras que los gabros, que contienen abundantes minerales ferromagnesianos oscuros, se los denomina máficas o melanocráticas y las rocas que carecen totalmente de minerales claros, se denominan ultramáficas. No hay un límite neto que separe a las rocas máficas de las félsicas, el término es esencialmente cualitativo. Una medición más precisa es el índice de color (IC), el que es simplemente la proporción en volumen de los minerales ferromagnesianos.

Las rocas ígneas, pueden ser tanto intrusivas como extrusivas, dependiendo de su profundidad de emplazamiento y velocidad de solidificación, que permite su división en tres grandes grupos:

Rocas Plutónicas: que se enfrían lentamente a profundidades moderadas o grandes en la corteza o en el manto.

Rocas hipabisales: emplazadas en niveles someros, en condiciones sub-volcánicas.

Rocas volcánicas: las que erupcionan sobre la superficie.

Cada roca plutónica tiene un equivalente volcánico, pero a escalas muy diferentes ya que la proporción de las diferentes composiciones químicas no es la misma. Las suites plutónicas tienden a tener mayores proporciones en las rocas félsicas; mientras que las suites volcánicas tienden a ser más máficas.

Cada componente individual mantiene una proporción característica para cada tipo de roca. Así la sílice es el óxido dominante, aunque acompañada por otros componentes menos abundantes y con rangos de variación más pequeños.

Los óxidos presentes en un análisis convencional son:

SiO₂: 35 - 75%, que permite dividir a los magmas en:
 ácidos : > 66% (63%)

intermedios : 66 (63%) - 52%
 básicos : 52 - 45%
 ultrabásicos : < 45%

Al₂O₃: 12 - 18% y raramente el 20%, en rocas intermedias. Valores más bajos son típicos de rocas volcánicas ricas en olivino y riolitas peralcalinas.

FeO (Fe₂O₃), MgO, CaO: en conjunto hacen del 20 al 30% de las rocas bajas en SiO₂. Todos decrecen con el aumento de SiO₂. En las riolitas p.ej. constituyen <5%.

Na₂O: 2,5 - 4% y se incrementa con el aumento de SiO₂. Valores mayores al 8% sólo se encuentran en rocas alcalinas y con contenido de SiO₂ intermedio.

K₂O: 0.5 a 5% y se incrementa con el contenido de SiO₂. Valores mayores al 6% sólo se encuentran en rocas per-alcalinas y con contenido de SiO₂ intermedio.

Con el advenimiento de nuevos métodos de análisis químicos muy sensibles, se ha obtenido información de los elementos trazas y tierras raras, que se expresan en ppm (partes por millón o gramos por tonelada), o aún en ppb (partes por billón) de los que se derivan relaciones petrogenéticamente significativas como: K/Rb, K/Ba, Rb/Sr, Nb/Ta, Th/U, Cd/Zn, Rb/Zr, etc.

Propiedades físicas de los magmas

Los datos de la composición química y mineralógica de las rocas ígneas, contrasta con la pobreza de información sobre las propiedades de los líquidos desde los cuales ellas cristalizan. Esto es un serio problema para las interpretaciones petrológicas y los estudios recientes se dedican a resolver los aspectos físicos de la evolución de los magmas y a ampliar las observaciones sobre las erupciones volcánicas, combinándolas con mediciones de laboratorio y con estudios teóricos.

Temperaturas

El magma es material rocoso fundido y móvil. Las mediciones de flujos de lava activos junto con la evaluación de los geotermómetros minerales en las rocas magmáticas, indican las temperaturas a las que un magma alcanza la superficie de la Tierra, que están en el rango entre 1200°C a 700°C, con los valores más altos para las rocas básicas y los menores para las silíceas. Las densidades de los cuerpos magmáticos están entre 2,2 y 3,0 g/cm³ y son generalmente algo más bajos que los valores de las rocas sólidas de la corteza.

Medir la temperatura de una lava incandescente que fluye puede ser hecha desde cierta distancia con un pirómetro óptico. Casi todas las lavas contienen cristales suspendidos en cantidad variable, tal que la temperatura de una lava que fluye no corresponde generalmente a la temperatura de su líquidus (aquella temperatura sobre la cual no hay fase sólida estable). Por otra parte, es muy improbable que las lavas fluyan a temperaturas por debajo del solidus (que es la temperatura por debajo de la cual todo el líquido tiende a cristalizar). Así estimaciones de laboratorio de temperaturas de líquidus y solidus de lavas (sin sus componentes volátiles) proveen límites máximos y mínimos de existencia de líquidos silicáticos. Para lavas que erupcionan con pocos cristales suspendidos, la temperatura del líquidus puede estar aproximadamente a la temperatura de erupción. La ausencia de fenocristales, sugiere que

la lava está sobrecalentada por encima de la temperatura del líquidus, lo que es raro en el momento de la erupción. Un ejemplo de esta situación es la obsidiana peralcalina del volcán Chabi de Etiopía.

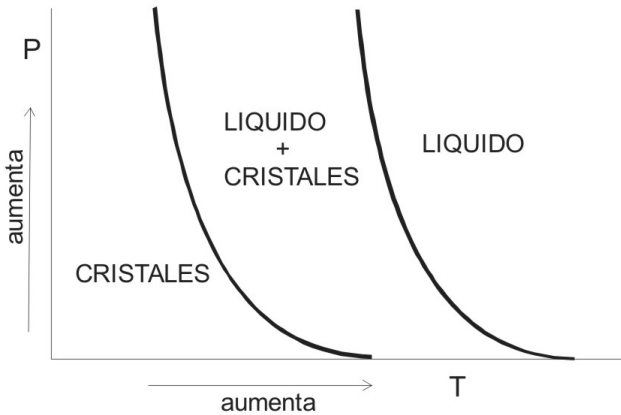


Fig. 10-1. Esquema idealizado de evolución de un magma, en un campo de presión y temperatura, desde el campo totalmente líquido a alta temperatura. El campo de coexistencia de cristales y líquido y finalmente el campo en que el magma está totalmente cristalizado.

Las lavas ácidas de alta viscosidad fluyen lentamente y las erupciones están acompañadas frecuentemente por grandes cantidades de escoria tal que pocas medidas de sus temperaturas se han hecho en el campo. Es también difícil determinar la temperatura del líquidus o del solidus de una lava ácida en el laboratorio a causa de su alta viscosidad. Por lo tanto debemos recurrir a métodos indirectos usando geotermómetros minerales, que sólo se pueden utilizar en la determinación de la temperatura del líquidus. Para las lavas ácidas muy viscosas se mide la temperatura del líquidus, fundiendo las soluciones sólidas de fenocristales de magnetita-ilmenita, el líquido que se obtiene, tiene una temperatura similar al líquido de la lava y la temperatura de extrusión puede ser similar a la lava.

Kilauea, basalto toleítico	1150 - 1225°C	Hawai
Paricutín, andesita basáltica	1020 - 1110°C	Méjico
Nyiragongo, nefelinitas	980°C	Congo
Taupo, riolita piroxénica	860 - 890°C	Nueva Zelandia
Taupo, coladas de pumitas	735 - 780°C	" "
Santiaguito, andesita hornbléndica	725°C	Guatemala
Monocraters, California, lava riolítica	790-820°C	Estados Unidos
Islandia, obsidiana riodacítica	920-925°C	Islandia
Nueva Inglaterra, andesita pumicea	940-990°C	
Nueva Inglaterra, lava andesítica y pumicea	925°C	
Nueva Inglaterra, riodacita pumicea	880°C	

(Carmichael, Turner y Verhooen 1974; Hall 1987).

Tabla 10-1. Ejemplos de temperaturas medidas.

Una gran cantidad de datos de temperatura para los magmas básicos de los volcanes Kilauea y Mauna Loa, ha sido resumida por McDonald (1963) estableciendo que estos magmas basálticos erupcionan entre 1050 y 1200°C y aún continúan fluyendo por debajo de los 800°C.

El rango de temperaturas extremas medidas de los magmas oscila entre 1200° y 800° C. Los valores superiores corresponden a los magmas básicos, mientras que los más bajos corresponden a lavas ricas en sílice, parcialmente cristalizadas y que marcarían las condiciones límites para las cuales un magma puede fluir. Los magmas que contienen mas del 40 – 50%

de cristales son demasiado viscosos y raramente erupcionan sobre la superficie. El hecho que las bajas temperaturas son observadas en lavas fuertemente diferenciadas de composiciones félsicas y las erupciones de alta temperatura están restringidas a los basaltos, implica que pocos magmas tienen un rango suficientemente amplio de cristalización para permanecer móviles a temperaturas por debajo al comienzo de la cristalización.

Muy pocas lavas están a mayor temperatura a la que los primeros minerales comienzan a cristalizar. Para los basaltos, por ejemplo, raramente se han observado temperaturas superiores a 1200°C y aún en estos casos no muestran sobrecalentamiento. Esto dice que el enfriamiento tiene lugar en un pequeño intervalo de temperaturas antes que los cristales comiencen a nuclearse y crecer. Esta es una observación significativa, porque nos informa sobre la manera que los magmas alcanzan la superficie.

Considerando que la temperatura de la corteza aumenta con la profundidad a razón de 30°C/km de profundidad, parece que a las profundidades donde los magmas se generan (~50 km), las temperaturas de fusión deben ser por lo menos 150°C más altas que las extrapoladas desde la superficie. El hecho que las lavas que erupcionan están muy próximas a sus temperaturas de cristalización a presión atmosférica, indica que deben haber perdido calor en su ascenso a la superficie y que éstas son menores que las que tuvo el magma en profundidad.

Muchas erupciones de riolitas no muestran sobrecalentamiento y las temperaturas de flujos de obsidiana, habrían estado entre 1-2% por encima de la temperatura de cristalización.

Una de las propiedades térmicas distintivas de los magmas y de las rocas ígneas, es el gran contraste entre su capacidad calórica y el calor de fusión o de cristalización. La Capacidad Calórica (C_p) está definida por la relación:

$$C_p = \Delta H / \Delta T$$

Donde ΔH es la cantidad de calor que debe ser agregado o removido, para aumentar o bajar un grado centígrado a un gramo de sustancia. El término calor específico se refiere a la capacidad calórica de una sustancia en relación al agua, bajo las mismas condiciones. El Calor de Fusión, ΔH_f , es el calor que debe ser agregado o removido de un gramo de fundido o de cristalizado, a la temperatura a la cual coexisten el líquido y el sólido. Para la mayoría de las rocas, C_p es de aproximadamente $0,3 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{grado}^{-1}$, donde los valores típicos para ΔH_f son de alrededor de 65 a 100 cal g^{-1} .

Naturaleza fisico-química de los líquidos silicáticos

Distintas evidencias muestran que los líquidos silicáticos no son simples soluciones iónicas, sino que tienen cierto grado de ordenamiento que se aproxima al de los minerales. Las pequeñas diferencias de las densidades y de los índices de refracción entre las rocas cristalinas y sus vidrios, indican que el ordenamiento estructural de sus átomos no difiere mayormente entre los dos estados. Por otra parte la pequeña cantidad de calor involucrada en el cambio desde un sólido cristalino al estado líquido es pequeño, comparado con el de vaporización e indican que la estructura cristalina sufre pocos cambios en el paso de sólido a líquido. La diferencia fundamental entre la estructura líquida y la cristalina se expresa principalmente por la unión entre los átomos. Los átomos en los fundidos silicáticos están unidos por fuerzas similares a las que existen entre los átomos de los cristales, pero en menor escala (Fig. 10-2).

La naturaleza del ión silicio es el principal responsable de las propiedades de los magmas,

en razón de su alta carga (+4) y su pequeño radio (0,39 Å) y su número de coordinación con el oxígeno (4), sus uniones con el oxígeno son mucho más fuertes que las de otros cationes comunes. El aluminio, aunque no está tan fuertemente ligado al oxígeno como el Si, no obstante es más fuerte que el Ca, Mg y Na y en algunos aspectos tanto el Si como el Al juegan roles similares en los líquidos y en los cristales sólidos.

Los fundidos de sílice pura, desarrollan tetraedros, que enlazan tridimensionalmente a los átomos de oxígeno, la mayoría de los cuales comparten dos o más tetraedros. Otros cationes pueden entrar en el fundido en cantidades limitadas, como iones independientes, que ocupan espacios entre los tetraedros que por otra parte modifican la estructura básica.

En este sentido, Si y Al se consideran como los elementos que “forman la estructura”. Y los “modificadores de la estructura”, son los iones que ocupan los espacios dentro de la estructura básica y son, Mg, Ca, Fe, Na y la mayoría de los metales. Estos componentes pueden acomodarse en cantidades de hasta aproximadamente el 20% de los cationes, antes que la estructura básica comience a romperse en unidades geométricas más pequeñas. La estructura tetraédrica básica, en la cual el Si está unido a los átomos de oxígeno en relación 1 a 2, es reducida a unidades con relación Si/O más pequeñas y donde otros cationes toman el lugar del Si compartiendo los átomos de oxígeno. Cuando más del 66% de los cationes modifica su estructura, el líquido toma la forma de orto-silicatos en los cuales cada átomo de Si forma tetraedros separados.

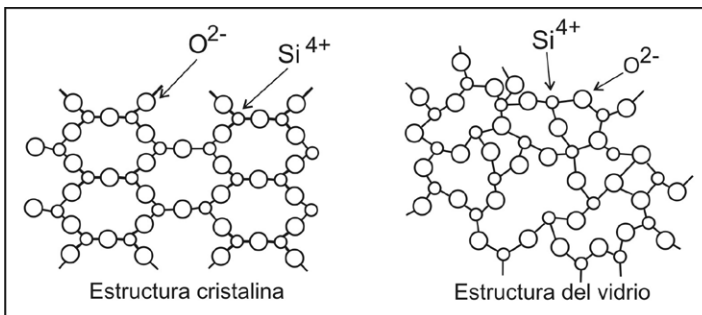


Fig. 10-2. Diferencias de la estructura cristalina entre el estado cristalino y el de un vidrio.

Viscosidad

La viscosidad es la resistencia que tienen los cuerpos fluidos a fluir; en los magmas naturales y en los fundidos silicáticos depende fundamentalmente de la temperatura y composición, teniendo muy poca influencia la presión, ya que los líquidos no son compresibles.

La ecuación que controla la viscosidad es:

$$\sigma\tau = \eta\dot{\epsilon}$$

Donde $\sigma\tau$ es el esfuerzo tangencial, $\dot{\epsilon}$ es la velocidad a la cual se deforma o fluye el material y η es el coeficiente de proporcionalidad, denominado viscosidad y que es característica para cada fluido. La viscosidad representa el esfuerzo necesario para producir una cantidad definida de deformación por unidad de tiempo. Cuanto más viscoso es el material, mayor es el esfuerzo necesario para producir mayor cantidad de deformación en el mismo tiempo. La fluidez f es la inversa de la viscosidad (η).

La viscosidad η es definida por la relación entre el esfuerzo aplicado a una capa de espesor z y la deformación permanente que esta sufre en una dirección x paralela a la dirección del esfuerzo y es expresado por la relación general: $\sigma = \sigma_0 + \eta (du/dz)^n$

Donde σ es el total del esfuerzo aplicado paralelamente a la dirección de la deformación, σ_0 es el esfuerzo requerido para iniciar el flujo y du/dz es el gradiente de velocidad; dx/dt , sobre una distancia z normal a la dirección de la cizalla, x . El exponente n tiene un valor 1,0 o menos y depende del fluido y del gradiente de velocidad producido por el esfuerzo deformante.

Las tasas de deformación lentas, en que los agregados policristalinos ceden y fluyen, ante esfuerzos mínimos, están entre $10^{-12}.s^{-1}$ y $10^{-18}.s^{-1}$, siendo comunes en la corteza inferior y manto.

Las dimensiones de la viscosidad están dadas por las relaciones esfuerzo/deformación. En el Sistema c.g.s. la unidad es el "poise = 1 dina.s.cm⁻²"; mientras que en el Sistema Internacional, la unidad es el "Pascal.s = 1 newton.s.m⁻²". La equivalencia entre Pascal segundo y poise, es de

"1 Pa. s = 10 poises".

Los magmas básicos y los ácidos con altos contenidos en volátiles tienen viscosidades más bajas que los magmas ácidos, con bajo contenido en volátiles. La viscosidad depende del grado de polimerización, que a su vez es función de la proporción de sílice. Experimentos realizados sobre fundidos basálticos, muestran que Si, Al y K, contribuyen a aumentar la viscosidad; mientras que Na, Ca, Fe y Mg, la hacen disminuir (Murase 1962). Así las lavas basálticas de Hawai son relativamente fluidas, habiéndose medido velocidades de hasta 400 m/h, con 2° de pendiente.

Material	Viscosidad	
	Pascal segundo (Pa s)	Poises
Agua	1×10^{-3}	1×10^{-2}
Glaciar	1×10^{13}	
Manto	1×10^{21} y 10^{24}	
Magma basáltico	5×10 y 1×10^3	
Magma riolítico	1×10^6 y 1×10^{13}	
Basalto Hawai		$4,5 \times 10^4$
Ekla (Islandia)		1×10^5 a 10^7

Tabla 10-2. Valores de viscosidad de algunos materiales.

Rocas	Viscosidad (Poises)
Basalto fundido a 1200° C	$10^2 - 10^3$
Andesita fundida a 1200° C	$10^4 - 10^5$
Riolita fundida a 1200° C	$10^6 - 10^7$
Lava basáltica en erupción	$10^3 - 10^5$
Lava andesítica en erupción	$10^5 - 10^7$
Lava dacítica en erupción	$\sim 10^{11}$
Granito anhidro a 800°C	$\sim 10^{12}$
Granito con $P_{H_2O} = 0,5$ kb a 800° C	$2,6 \times 10^6$
Granito con $P_{H_2O} = 2,0$ kb a 1200° C	$2,6 \times 10^6$

Tabla 10-3. Ejemplos de valores de viscosidad obtenidos en laboratorio.

Datos de: Murase y McBirney (1973) de fundidos a 1200° C. McDonald (1972) para lavas en erupción. Shaw (1963) para granitos. El coeficiente de viscosidad del agua a 20° C es de 0,01004 g/cm.s.

La viscosidad no es la única propiedad que determina el flujo de los magmas. Los magmas silicáticos, no se comportan como líquidos ideales, durante el flujo. En un fluido Newtoniano ideal, la relación de deformación es proporcional al esfuerzo aplicado, pero en un fluido Bingham, la deformación no toma lugar hasta que el esfuerzo aplicado alcanza un valor crítico. Los magmas líquidos tienen un comportamiento más de tipo Bingham, que de tipo Newtoniano. Ellos tienen un campo de deformación finito el cual debe ser excedido antes que se muevan. Los líquidos pseudoplásticos, son aquellos con partículas sólidas en suspensión y no guardan una relación lineal entre esfuerzo y deformación.

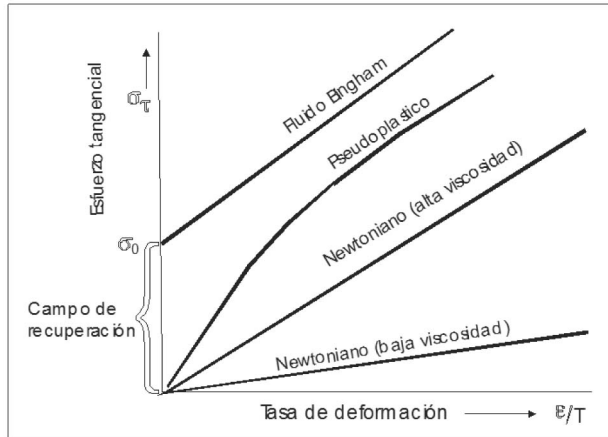


Fig. 10-3. Diversos tipos de viscosidades.

Para los llamados fluidos Newtonianos (Fig. 10-3), n es 1,0 y σ_0 es cero; pero muchos fluidos pseudos-plásticos y líquidos con partículas sólidas suspendidas tienen una relación no lineal de la relación esfuerzo – deformación (curva pseudo-plástica de la figura 10-3) para los cuales el valor de n es menor que 1,0. Otras sustancias, como materiales altamente polimerizados, tienen un campo finito de deformación que debe ser superado antes que se alcance la deformación permanente (ver figura, curva Bingham). A esfuerzos por debajo de σ_0 ellos tienen un comportamiento elástico, pero para esfuerzos mayores, ellos se comportan como viscoso-elásticos.

Las ecuaciones de la viscosidad muestran que la viscosidad efectiva se incrementa con el contenido de cristales y cuando estos se aproximan al 50%, la viscosidad efectiva se aproxima a infinito. La viscosidad junto a la densidad, son probablemente las propiedades más importantes que afectan el comportamiento físico y controlan la diferenciación química de los magmas.

Efectos del enfriamiento en la cristalización

Consideremos primero un magma que se enfría y cristaliza sin cambios en la composición global. Con su solidificación, él pasa gradualmente a través de una sucesión de estadios en los cuales la densidad, viscosidad y tensiones internas, se incrementan con el descenso de la temperatura. A altas temperaturas, donde los cristales son escasos, el magma puede ser permanentemente deformado por flujo acuoso, aún bajo esfuerzos débiles. En este estadio se aproxima a un fluido Newtoniano, pero con el descenso de la temperatura, se incrementa



Fig. 10-4. Diques básicos con baja viscosidad, cortando granito con alta viscosidad, mostrando solo reacción limitada entre ambas rocas, evidenciado por los fundidos de cuarzo que los acompañan.

la proporción de cristales y la viscosidad se incrementa abruptamente. Cuando los cristales constituyen hasta la mitad del volumen, el magma puede todavía ser deformado por flujo viscoso, pero los esfuerzos requeridos para producir deformación son muy altos y el campo elástico debe ser superado para producir una deformación permanente (fluido Bingham).

Cuando la proporción de cristales se vuelve aún mayor y alcanza el contacto entre granos, la parte fundida, se comporta como un sólido frágil, cuando está sometida a esfuerzos de corta duración; pero para esfuerzos de mayor duración, la roca se comporta como un sólido elástico.

Los diferentes tipos de rocas ígneas tienen diferentes comportamientos con respecto a la viscosidad y densidad.

En los magmas calco-alcalinos, con el descenso de temperatura aumenta el contenido en sílice, lo que aumenta la viscosidad en todo el rango de rocas, desde basaltos a riolitas. El efecto es aún mayor con la presencia de fenocristales. Por su parte la densidad declina en toda la serie, por decrecimiento de hierro aumento de sílice.

Los magmas toleíticos muestran poco aumento de la viscosidad, hasta la aparición de las riolitas. El efecto del incremento del hierro, como modificador de las estructuras y con el descenso de la temperatura, la viscosidad permanece casi constante en los estadios tempranos y medios, por el contenido de hierro y desciende en los estadios tardíos cuando se incrementa abruptamente el contenido de sílice y álcalis.

En los magmas alcalinos se observa un tipo intermedio de variación, en los que los álcalis juegan un fuerte rol como modificadores de la estructura, especialmente en los líquidos muy pobres en sílice. La densidad aumenta progresivamente con la concentración de sílice y álcalis.

Densidad

La densidad, junto a la viscosidad, es probablemente la propiedad más importante que afecta el comportamiento físico y la diferenciación química de los magmas. Las densidades de la mayoría de los magmas están en el rango entre 2,2 y 3,1 g cm⁻³ y varían con la temperatura, presión y composición.

El efecto de la composición sobre la densidad, es más importante que la temperatura y la presión. En una serie de magmas diferenciados (Fig. 10-5), la densidad puede incrementarse o disminuir, dependiendo si hay un enriquecimiento o no en el líquido de Fe, como es el caso de la evolución de un magma de composición basáltica a riolítica.

Se debe distinguir entre la densidad de un magma, compuesto de fases sólidas junto con un líquido y un gas y la densidad de un líquido que tiene una composición idéntica a la del magma (obtenido por fusión). La mayoría de los datos de densidad han sido obtenidos, sobre líquidos silicáticos encima de su temperatura de cristalización, o sobre líquidos silicáticos enfriados a vidrio. Valores de densidad medidos a temperatura ambiente de vidrios anhidros naturales tienen valores de 2,4g/cm³ para los ácidos; a 2,9 g/cm³ para los básicos.

La mayoría de los cristales que cristalizan tempranamente, especialmente olivino (3,2) y piroxenas (2,8 a 3,7), son notablemente más densos, que los fundidos silicáticos de los cuales se separan. Esto permite que los cristales adquieran tamaño y forma, al mismo tiempo que tienden a hundirse por gravedad. Esta acumulación por gravedad es aceptada generalmente como la que produce el bandeado de las intrusiones básicas. Por otra parte el contraste de densidad que tiene la plagioclasa (2,7 g/cm³) hace que se hunda mucho más lentamente. La leucita, 2,47 g/cm³ y posiblemente otros feldespatoides, serían los únicos minerales que flotarían.

Según Turner, (1961) la densidad del granito es de 2,62 a 2,67 y la del gabro de 2,7 a 3,3.

<2,5 g/cm ³ :	analcima, sodalita, leucita.
2,5 - 3,0 g/cm ³ :	cuarzo, feldespatos, nefelina, moscovita.
> 3,0 g/cm ³ :	minerales ferromagnesianos, óxidos de Fe, apatito, circón.
3,0 a 3,5:	hornblenda

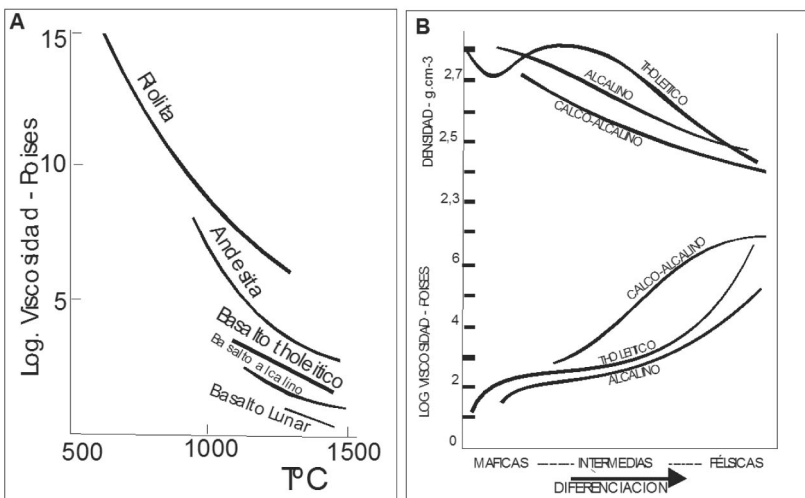


Fig. 10-5. A: viscosidades de distintos tipos de volcanitas. B: contraste entre viscosidad y densidad en distintos tipos de basaltos.

La densidad varía según se trata de magma, lava, minerales y rocas (obsidiana y taquilita) y tiene una estrecha relación con ascenso, emplazamiento y el desarrollo de estructuras internas de los cuerpos ígneos. Generalmente el magma tiene una densidad menor que la roca de caja, por lo cual genera esfuerzos diferenciales que activan su ascenso en la litósfera.

Tiempo requerido para la cristalización

La velocidad de enfriamiento de un cuerpo intrusivo, no solo depende de la profundidad de emplazamiento, sino del tamaño y forma del cuerpo, contenido de agua y del gradiente de temperatura.

Partiendo de la conductividad de calor de las rocas, la velocidad de enfriamiento es proporcional al cuadrado del espesor de una lámina o al radio de un cuerpo cilíndrico de magma.

JAEGER (1968) EXPUSO VARIOS MODELOS:

1°) Una lámina intrusiva de 200 m de espesor de magma basáltico, inyectada a 1050° C, en una roca de caja fría 25-50° C; cristaliza completamente a 850° C en 700 años.

2°) Una lámina similar de 700 m de espesor, tardaría 9000 años.

3°) Una lámina vertical de magma granítico de 2000 m de espesor, inyectada a 800° C, en roca de campo caliente a 100° C, cristaliza en el centro a 600° C, después de 64.000 años.

Larsen (1948) calculó que el batolito del sur de California, cristalizó a 6 km de profundidad en aproximadamente 1.000.000 años.

Los modelos de enfriamiento de Lovering, Jaeger y Hori (in Turner 1968), sugieren:

- Las temperaturas en los contactos con los plutones graníticos son de 500 a 550°C, mientras que temperaturas de 650 a 700°C solo se dan en los contactos con plutones básicos, bajo una cubierta espesa (en general los contactos no sobrepasan el 50% de la temperatura del intrusivo).

- Los xenolitos de la roca de caja, sumergidos en el magma, pueden alcanzar temperaturas que se aproximan a las del magma al tiempo de su intrusión.

Una diferencia importante entre magmas que se enfrían en profundidad o cerca de la superficie, depende del comportamiento de los volátiles, principalmente agua. La solubilidad del agua en fundidos silicáticos crece con el aumento de presión. Los magmas que alcanzan la superficie, pierden gran parte de sus volátiles: H₂O, Cl, F, B, etc. La pérdida de volátiles tiene el efecto, de elevar la temperatura de cristalización de la fase fundida silicatada, acelerando la misma tanto como si fuera por enfriamiento rápido. Mientras que el mantenimiento de los volátiles, aún en pequeña cantidad, baja el punto de cristalización y por lo tanto alarga el tiempo de cristalización.

Ascenso del magma a través del manto y la corteza

La densidad y la viscosidad también afectan la manera por la cual los magmas ascienden desde su fuente y pasan a través de la litósfera. Los mecanismos de intrusión de un magma particular, depende principalmente de sus propiedades físicas y de las rocas que atraviesa. A niveles profundos, donde las rocas se pueden deformar plásticamente, muchos magmas

ascienden como diapiros. La velocidad de ascenso de estas plumas boyantes es establecida por la Ley de Stokes:

$$U = g\Delta\rho r^2/3\eta_1 (\eta_2 + \eta_1/\eta_2 + 3/2\eta_1) \quad (10-1)$$

En la que, U es un cuerpo esférico con su radio, R; el contraste de densidad es $\Delta\rho$; η_1 viscosidad del cuerpo, y η_2 es la viscosidad del material a través del cual se mueve. Así, los ascensos más rápidos de magma deberían ser aquellos de gran tamaño, baja densidad y alto contraste de densidad con las rocas que atraviesa. Notar que los dos casos limitantes, se da para los cuerpos que tienen una viscosidad, η_1 , de cero o infinito, en que el factor numérico en la ecuación (10-1) cambia desde 1/3 a 2/9, y así la viscosidad del cuerpo tiene menos efecto sobre su velocidad de ascenso, que la viscosidad del material a través del cual el intrusivo asciende.

En algunos casos, se han detectado hipocentros de terremotos en el manto, desde los cuales los magmas ascienden a velocidades entre 500 y 2000 m por día hasta erupcionar. Esto ha sido interpretado como, que el ascenso de una pluma de magma, fractura y desplaza las rocas a través de las cuales asciende.

La razón por la que cuerpos densos pequeños suben más lentamente que los grandes, se debe a que pierden calor más rápidamente, por lo que tienen pocas posibilidades de alcanzar la superficie y tienden a equilibrarse más efectivamente con las rocas a través de las cuales circulan. Esto probablemente tiene fuerte influencia en los tipos de rocas que observamos en la corteza. Las lavas densas provenientes del manto solo raramente pueden ser observadas en superficie. Esto hace pensar que la litósfera liviana y fría, constituye una barrera que filtra los magmas, que son más densos que la corteza y que se vuelven demasiado viscosos para poder ascender a través de canales estrechos, ya que tienen poco calor para sobrevivir al enfriamiento de los niveles someros.

En los niveles altos de la litósfera frágil, los magmas suben por flujo a través de fracturas y por stoping, que es el mecanismo por el cual el magma asciende generando espacio por fracturamiento del techo de la cámara magmática. Los bloques liberados se hunden en el magma y pueden ser asimilados o incorporados al magma. Esto marca la importancia que tienen la temperatura y la composición, en la evolución de los magmas en la corteza.

El flujo a través de fracturas estaría confinado a los pocos kilómetros superiores de la corteza, donde las rocas pueden soportar canales con paredes rígidas. El promedio de velocidad del flujo U, varía con el gradiente de presión dP/dz , y con el ancho de la fractura W, o el radio R, del conducto cilíndrico, e inversamente con la viscosidad del magma η_1 , de acuerdo a las relaciones:

$$U = R^2/12 \eta (dP/dz) \quad (10-2 A)$$

$$U = W^2/8 \eta (dP/dz) \quad (10-2 B)$$

La razón por la que los magmas pasan a través de fracturas estrechas en rocas frías sin enfriarse drásticamente, se debe a un balance entre la velocidad de ascenso y la pérdida de calor, que determina cuan rápido puede ascender un magma.

El mecanismo más eficiente de fracturamiento de rocas frágiles es por propagación de fisuras planares, en razón de la gran superficie del plano, resulta en una gran presión hidráulica que rompe la roca. Una vez que el magma comienza a fluir por un canal plano, tiende a cambiar la forma de planar a cilíndrico, que es tanto termal como mecánicamente la forma más eficiente para que un fluido fluya, en razón de su baja superficie en relación al volumen, lo que reduce la pérdida de calor y la fricción. De esta manera el magma puede permanecer más tiempo caliente y fluir más rápidamente en la parte mas ancha de la fisura, lo que con el tiempo erosiona las paredes y desarrolla conductos cilíndricos. En planos delgados, el

flujo pierde eficiencia y calor, con lo que se mueve más lentamente y eventualmente se congela. Por esta razón, los conductos someros tienden a constituir chimeneas volcánicas, que permiten el flujo continuo de magma.

Dependiendo de las propiedades del magma y del ancho del canal, el flujo puede ser tanto laminar como turbulento. En el flujo laminar la corriente del fluido es suave y casi paralela, como se desarrolla por ejemplo en los glaciares. El flujo turbulento está caracterizado por torbellinos, como los que producen los ríos durante las inundaciones. Para la mayoría de los fluidos, la transición a turbulento ocurre cuando el número no-dimensional de Reynolds, alcanza el valor crítico de 2000.

$$Re = \rho UL / \eta \quad (10-3)$$

En esta expresión, ρ es la densidad, U es la velocidad, L es una dimensión característica, y η es la viscosidad. El número de Reynolds es una medida de la inercia a las fuerzas friccionales o de viscosidad en un fluido en movimiento. En el flujo laminar, la viscosidad domina y en el flujo turbulento la viscosidad es menos importante que las fuerzas de inercia.

La importancia petrológica de esta distinción está que en el flujo turbulento, una mezcla íntima puede tener lugar entre magmas de diferente composición y los procesos que involucran transferencia de calor y masa, son más eficientes. En el flujo laminar, la mayoría de estos procesos son lentos, porque dependen más de la difusión.

Transferencia de masa y energía por difusión

Casi todos los procesos de las rocas ígneas involucran la transferencia de masa o energía para alcanzar un estado de equilibrio en los niveles más bajos de energía. Cuando la lava es eyectada desde el cráter de un volcán y desciende, pierde energía potencial y calienta su entorno. Ambas formas de energía son transferidas en virtud de una diferencia o gradiente de energía, en un caso de altitud y en otro de temperatura y el sentido de la transferencia es siempre desde un nivel de alta energía, a uno de baja energía. Esto es lo que dice la “segunda ley de la termodinámica”, la cual establece siempre que el flujo de calor va desde un cuerpo caliente hacia uno frío, o en sentido más general, que la energía es siempre transferida desde un nivel alto hacia un nivel más bajo. En los procesos magmáticos esto controla los principios que gobiernan la transferencia de calor y masa en los diferentes tipos de rocas ígneas.

En los flujos de lava descendentes, tres tipos de procesos tienen lugar simultáneamente – *transferencia de calor, de masa y de momento* – y las leyes que gobiernan las relaciones entre estos procesos, tienen formas casi idénticas. Así como la relación de pérdida de calor está relacionada al cambio de energía interna, la relación de difusión química entre cristales y líquido se relaciona con el cambio de concentración de los componentes químicos y la aceleración de la velocidad está relacionada a la transferencia del momento dentro de un fluido viscoso. Para la mayoría de los propósitos geológicos, se investigan los cambios que tienen lugar con el tiempo, como por ejemplo cuando un magma se intruye en rocas frías, o bloques de roca de caja que son incorporados dentro de plutones y que se equilibran química y térmicamente con el magma. La figura 10-6, muestra como la distribución de temperatura alrededor de un dique cambia con el tiempo, con la transferencia de calor desde el dique hacia las paredes.

La distancia que los efectos de la difusión se extienden desde el límite, es función del tiempo y de la difusividad y es independiente de la magnitud inicial del contraste de temperaturas.

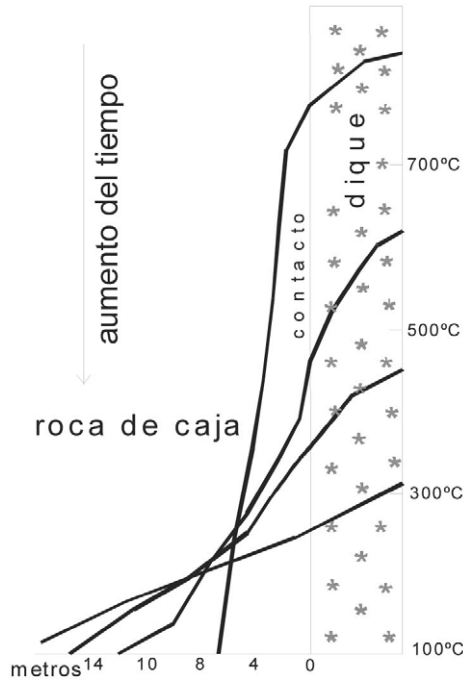


Fig. 10-6. Esquema mostrando la difusión de calor desde un dique hacia la roca de caja, que aumenta la zona de calentamiento con el tiempo.

Convección

La difusión química y térmica juegan importantes roles en los procesos magmáticos, como es la convección. Aunque la convección no ha sido observada directamente en las cámaras magmáticas naturales, distintas evidencias indican que la misma debe ser un proceso mayor que afecta a los magmas durante el enfriamiento, cristalización y diferenciación.

Los márgenes de un intrusivo ceden calor a sus paredes, constituyendo gradientes de difusión térmica, composición y velocidad, desarrollando una capa límite, entre las paredes de rocas y los fluidos de la intrusión. Dentro de esta capa límite, los gradientes térmicos y composicionales resultan de la transferencia de calor, de los componentes químicos y del momento. Con la pérdida de calor hacia las paredes se produce un gradiente térmico dentro del magma e intercambio químico entre el magma y las paredes, que producen gradientes de composición. La capa límite térmica tiende a ser más ancha que la capa límite composicional, porque la difusión térmica es mayor que la difusión química. La capa límite del momento resulta de la velocidad impartida al magma por los cambios de densidad en las capas térmica y composicional. La energía gravitacional que actúa en estas dos zonas en movimiento es transferida por la viscosidad del magma en la forma de momento hacia el interior del cuerpo. La razón por la que el momento es transferido más rápidamente, que el calor o los componentes químicos, se debe a que la capa límite del momento tiende a ser la más ancha de las tres capas. Bajo condiciones de flujo turbulento, la mezcla mecánica y la falta de difusión, controlan las relaciones de transferencia de calor y de los componentes químicos, por lo que los anchos de las capas límites composicionales y de momento, son casi iguales.

Las propias fuerzas de flotación en los márgenes de cualquier cuerpo magmático con

gradientes horizontales de temperatura tienden a transmitirse a la capa límite descendente, dependiendo del signo o de los cambios inducidos por el enfriamiento. La magnitud de esta fuerza se relaciona con el número de Grashof, que es no-dimensional, que expresa la relación térmica que induce la flotación a un líquido viscoso.

$$Gr = g\alpha\Delta TL^3 / \nu^2 \quad (10-4)$$

En la cual L es una dimensión característica, normalmente el espesor vertical del cuerpo y ν es la viscosidad cinemática (η/ρ). El término α incluye el efecto del cambio de composición y su valor puede ser tanto positivo como negativo.

Un cuerpo que se enfría desde el tope tiene mayor gradiente de temperatura vertical que horizontal y puede desarrollar corrientes convectivas, si la fuerza de arrastre, como expresa Gr, es suficientemente grande para superar la resistencia de la viscosidad del magma y la relación a la cual el contraste de temperatura es reducido por difusión del calor en los alrededores. El número de Prandtl, Pr, expresa esta última propiedad con las relaciones dimensionales de la viscosidad (V) cinemática a la difusividad térmica (k),

$$Pr = V/k \quad (10-5)$$

Así el criterio de determinar si el magma con un gradiente vertical de temperatura conveccionará o no es el producto de estos dos parámetros, sino del Número de Grashof, el Número de Prandtl y además del Número de Rayleigh, que es no-dimensional,

$$Ra = g\alpha\Delta TL^3 / \nu k \quad (10-6)$$

La forma de convección depende del tamaño, forma y otras propiedades físicas del cuerpo magmático que pueden controlar tanto los efectos térmicos como composicionales, sobre la densidad, y que pueden tomar una variedad de formas.

Convección térmica: Es la forma más simple y produce simplemente celdas “tipo Bernard”, tal como la esquematizada en la Fig. 10-7. Este es probablemente el régimen dominante, formando flujos laminares inmediatamente después de su emplazamiento. La convección puede ser tanto laminar como turbulento, dependiendo del tamaño, forma y propiedades físicas del magma. Ella tiende a ser turbulenta en grandes cuerpos globulares de magma y se volvería laminar en intrusiones más estrechas y aplanadas de magmas más viscosos.

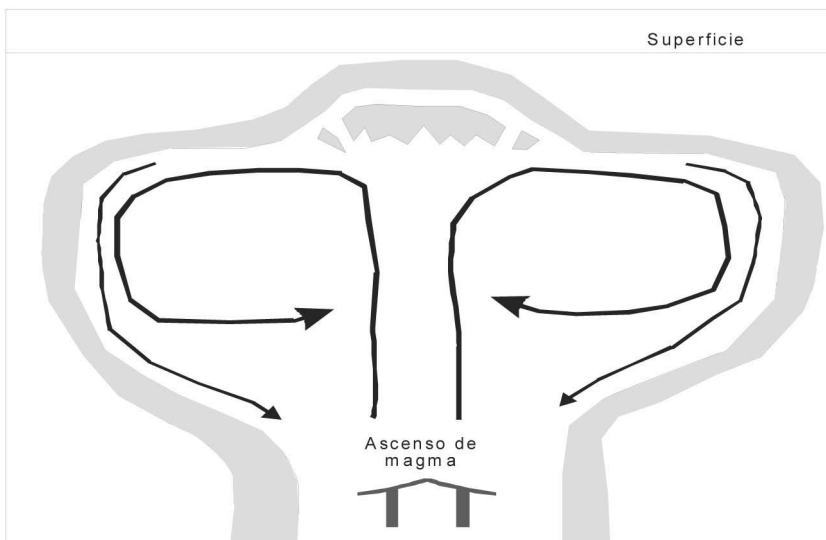


Fig. 10-7. Esquema convectivo, de celdas tipo Bernard, que se desarrollan en una cámara magmática.

Si el enfriamiento y cristalización se produce desde el techo, paredes y piso de la cámara magmática, la diferencia de temperatura entre el tope y la base puede ser tan pequeño que se comporta como una unidad, la capa de enfriamiento puede descender hasta la base y permanecer, formando un cuerpo termalmente estratificado, como en una habitación en que el aire caliente asciende al techo y el aire frío se acumula sobre el piso. El cuerpo no se estabilizará, mientras la capa de borde se enfríe más que el interior del intrusivo y el líquido descendente circulará paralelamente a las paredes. Las intrusiones someras pierden más calor desde el techo, que desde sus paredes y piso. Esta diferencia se debe a la rápida transferencia de calor por aguas subterráneas someras que actúan formando un sistema de circulación hidrotermal sobre el techo.

Diferenciación magmática

Los procesos de diferenciación magmática, o procesos de fraccionamiento, pueden ser definidos como la formación de distintas rocas desde un magma madre inicial homogéneo. Los procesos, físicos y químicos, que causan esta diversidad de rocas, responden a procesos de diferenciación que causan variaciones en las composiciones químicas.

Las rocas originalmente sólidas sujetas a fusión parcial, producen líquidos cuya composición varía con el aumento del volumen de fundido. Los fundidos extraídos en estadios tempranos de fusión, son ricos en componentes de baja temperatura, mientras que los productos de fusión más avanzada, producen líquidos con mayor proporción de componentes más refractarios. Tyrrel (1960) definió la diferenciación magmática como “todos los procesos mediante los cuales un magma madre homogéneo (primario) se separa en fracciones distintas, que forman rocas diferentes”.

Clasificación de los procesos de diferenciación

En la mayoría de las circunstancias naturales los materiales que constituyen las rocas ígneas pueden existir como sólidos, líquidos o vapor. En circunstancias, donde los procesos involucran fluidos supercríticos, que pueden contener gran cantidad de material disuelto, desaparece la distinción entre líquido y vapor.

Así es posible distinguir, distintos estados en los sistemas geológicos:

Estado de la materia en el sistema	Tipo de proceso geológico
Sólo líquido	ígneo
Líquido + vapor	ígneo
Sólido + líquido	ígneo
Sólido + líquido + vapor	ígneo
Sólo vapor	volcanológico
Sólido + vapor	metasomático
Sólo sólido	metamórfico

Sistemas que involucran sólo líquidos

No hay cuerpos magmáticos que sean completamente independientes de las rocas de caja que los contienen, pero es razonable suponer que la influencia de la roca de caja puede ser minimizada en las partes centrales de los cuerpos de magma, que a su vez pueden ser considerados como sistemas totalmente líquidos. Si no hay material sólido presente, puede ser debido a que éste estuvo presente y fue removido mecánicamente, o porque la temperatura del líquido es demasiado alta para que algún sólido esté en equilibrio.

En este caso, los mecanismos que pueden producir diferenciación magmática son:

a) En un magma líquido se puede desarrollar un gradiente de composición por hundimiento de iones o moléculas más pesadas, por acción de la gravedad, con elevación de los más livianos.

b) El magma líquido homogéneo puede al enfriarse separarse en fracciones líquidas inmiscibles - como aceite y agua. Los tipos de sistemas magmáticos conocidos tienen composiciones para los que líquidos inmiscibles pueden separarse en condiciones geológicas razonables son: 1) Líquidos sulfurados pueden separarse desde magmas silicáticos máficos, aún con bajas concentraciones de sulfuros. 2) Magmas alcalinos ricos en anhídrido carbónico, pueden separarse en dos fracciones inmiscibles, una rica en álcalis y SiO_2 y otra rica en CO_3 --. 3) Un magma toléítico rico en Fe, puede formar dos líquidos separados, uno félsico rico en SiO_2 y uno máfico rico en hierro.

c) Se pueden desarrollar gradientes de composición dentro del magma líquido por influencia del agua disuelta. El agua se difunde y distribuye en forma que su potencial químico sea el mismo en toda la cámara magmática y se concentra en regiones de menor presión y temperatura.

d) La difusión puede producirse por migración diferencial en respuesta a gradientes térmicos o de presión y esto puede producir variación en los líquidos magmáticos. Esta migración diferencial también podría producirse por reacción con la roca de caja de las paredes.

Sistemas que involucran sólido + líquido

Cuando un magma solidifica, lo hace en un rango de temperatura, y la temperatura a la cual la cristalización comienza es llamada temperatura del liquidus y la temperatura más baja, a la que la cristalización es completa, se denomina temperatura del solidus. Algunos magmas existen a temperaturas, entre solidus y liquidus, constituyendo una mezcla sólido-líquido, con los cristales suspendidos en el líquido.

Los procesos de fraccionamiento que involucran sólidos y líquidos son de importancia extrema porque ellos son capaces de producir importantes cambios en todo tipo de magmas. Las condiciones necesarias para funcionar son particulares en cada magma, p.ej. durante la fusión parcial cuando el magma se forma y migra se pone en contacto con distintas rocas de caja hasta la cristalización final del mismo. En todas estas circunstancias el líquido está en contacto con material sólido y diferentes mecanismos de fraccionamiento son posibles.

La separación de las distintas fases cristalinas que precipitan desde un fundido residual, puede realizarse por diversos mecanismos, como: separación gravitatoria y flotación (Bowen 1915), con a) hundimiento de cristales más pesados (típico de las intrusiones básicas estratificadas, como dunitas, piroxenitas, etc.). b) ascenso de cristales ligeros (anortositas) y

ascenso de leucita. Ambos procesos, dan origen a los cumulos.

Otros mecanismos son: separación de fases cristalinas del líquido por flujo (Bhattacharji y Smith 1964) y filtrado por presión (Emmons 1940). Aquí las partículas sólidas son concentradas hacia el centro de un flujo de líquido, en un conducto estrecho (efecto Bagnold). O bien el líquido incluido en los poros de un magma parcialmente cristalizado, puede ser exprimido por presión (p.ej. como el agua es expulsada de una esponja) o también si una masa sólida se resquebraja por fuerzas tensionales y el líquido residual tiende a llenar las grietas, fenómeno conocido como autointrusión.

Sistemas que involucran líquido + vapor

Los magmas contienen cantidades variables de constituyentes volátiles disueltos de los cuales los más abundantes son H₂O y CO₂. Bajo presión estos permanecen en solución, pero cuando la presión se reduce o se incrementa la concentración en el líquido, una fase volátil libre se presenta y origina burbujas, que al cristalizar dan origen a las vesículas, tan típicas de algunas lavas y a las drusas o cavidades miarolíticas, en algunas rocas plutónicas. En la transferencia gaseosa, las burbujas actuarían como colectores de los iones más livianos, en su ascenso a través del líquido.

Sistemas líquido + sólido + vapor

Algunos sistemas magmáticos sometidos a presión confinante baja, pueden existir y la mayoría de los procesos de fraccionamiento ya vistos pueden operar simultáneamente, p.ej. difusión a través del líquido, inmiscibilidad líquida, fraccionamiento líquido-cristal, transferencia de volátiles.

Los gases que escapan hacia arriba, pueden hacer flotar cristales, en especial en condiciones subvolcánicas, dando lugar al mecanismo que Shand define como flujo gaseoso.

Asimilación magmática

Los sistemas de fraccionamiento, que se han considerado hasta ahora son cerrados. Ahora se van a considerar los sistemas abiertos, esencialmente “reacciones con las rocas de caja”, “rocas híbridas” y “alteración post-solidificación”.

Reacciones con las rocas de caja

Un magma que se ha formado y comienza a migrar hacia la superficie bajo la influencia de la gravedad, puede ponerse en contacto con rocas que son sustancialmente diferentes al material de la fuente de origen y con las cuales no está en equilibrio químico. Si hay suficiente tiempo, se producirán reacciones entre el líquido y el sólido de la roca de caja, que modificará la composición de ambos. Este material que se produce desde fuentes múltiples se dice que



Fig. 10-8. Tabiques de anfibolita incluidos dentro de granito. Granito Cerro Toro, Sierra de Famatina.

es contaminado. En las reacciones, las fuentes contribuyen con ciertos materiales al líquido y retienen otros como residuos refractarios. Cada vez que el magma tiende a reequilibrarse con la roca de caja, este proceso se repite.

Asimilación

Cuando se considera la gran variedad de rocas corticales y las grandes diferencias de composición entre los magmas que les dieron origen y sus variaciones finales, se debe tener en cuenta que la asimilación es un fenómeno común, capaz de producir un amplio rango de composiciones. Evidencias de asimilación la tenemos en la presencia común de xenolitos corticales dentro de las rocas ígneas, con diversos grados de asimilación. Examinemos los principios básicos de los procesos de asimilación y de cómo estos contaminantes afectan la composición de los magmas.

En los mecanismos de asimilación podemos tener varias situaciones. En la Fig. 10-9, se puede ver que un líquido L a una temperatura T1 está saturado con cristales de A y si se agregan cristales de B, los cristales agregados se disolverán, ya que obviamente el líquido no puede estar en equilibrio con ambas fases cristalinas a la temperatura T1. El diagrama muestra que el líquido L no está saturado con cristales de B. El calor requerido para disolver los cristales de B agregados, es obtenido por cristalización de A y el líquido evoluciona siguiendo la línea normal de evolución como si no se hubieran agregado cristales B. La composición global es así desplazada hacia B y en el resultado final se incrementará la proporción de B en las rocas que se forman. Aplicando la Regla de las Fases a un sistema con dos componentes (A y B), y tres fases (líquido, A y B) sólo puede tenerse un grado de libertad (V); C, son los componentes y F las fases:

$$V = C - F + 2 = 2 - 3 + 2 = 1$$

Mientras que la superficie del diagrama, tiene dos grados de libertad (líquido y A). En razón de que el líquido no está aún saturado con B, el líquido reaccionará con los cristales agregados y los disolverá. El calor requerido para ello puede ser derivado por la cristalización de A y el efecto total será una menor temperatura del magma sin cambio del líquido A. Si la cantidad de B que es agregada es muy pequeña para ser absorbida sin la completa recristalización del líquido, el resultado será un líquido, algo más evolucionado pero con una composición poco diferente de la que pudo haber alcanzado si la contaminación no hubiera

tenido lugar. La composición total de los cristales, se desplazará en la dirección de B en una cantidad proporcional al componente agregado y que puede ser calculado por la Regla de Lever.

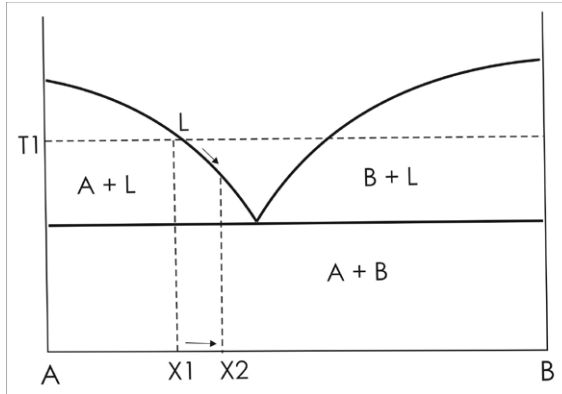


Fig. 10-9. Agregado de un componente no saturado en el magma.

En la Fig. 10-10, puede verse una situación algo diferente, mostrando a un líquido L_1 , que está cristalizando un componente intermedio AB, que con el descenso de temperatura se aproxima al eutéctico E_1 . Si el líquido es contaminado con cristales B, el líquido mientras no está saturado en B, reaccionará con los cristales agregados y ganará calor debido a la cristalización adicional AB. Los cristales de B combinados con A del líquido, precipitará más AB, la única fase en la cual el líquido está saturado.

Así al mismo tiempo el calor absorbido por los cristales agregados al líquido, desplazan la línea descendente, volviéndose más pobre en B (componente que ha sido agregado). Bajo condiciones de disequilibrio el componente L_3 del líquido, puede precipitarse alrededor de los cristales B agregados, mientras que el líquido adyacente a los cristales AB, podrían tener la composición L_2 , mientras que para el líquido entre estas dos fases, los cristales podrían estar en el rango L_2 y L_3 . Asimismo en el magma, el líquido en equilibrio con AB podría tener composición L_1 . Así las composiciones locales de los líquidos pueden diferir de la masa principal hasta cierta distancia de la zona de contaminación y si las asociaciones minerales cristalizan antes que se restaure el equilibrio, pueden producir una amplia serie de rocas.

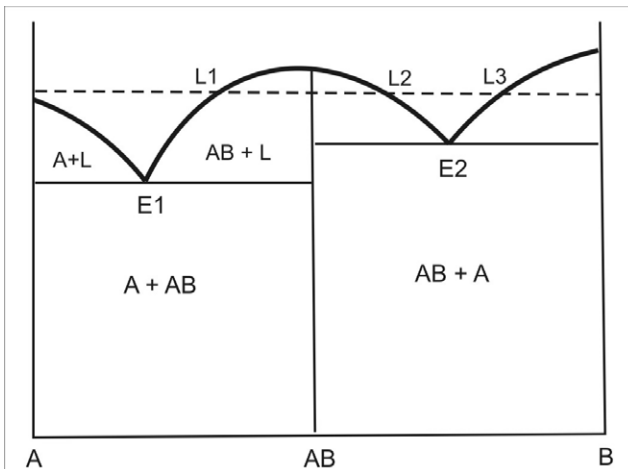


Fig. 10-10. Agregado de un componente, que deprime el contenido total.

El efecto de diferentes contaminantes y los productos extremos de un magma diferenciado puede ser examinado también en una serie de disolución sólida bajo dos condiciones, una de las cuales es el agregado de cristales que tienen una composición que pudo haber sido producida tempranamente en la historia del líquido y otra en la cual la fase sólo cristaliza desde un líquido más evolucionado.

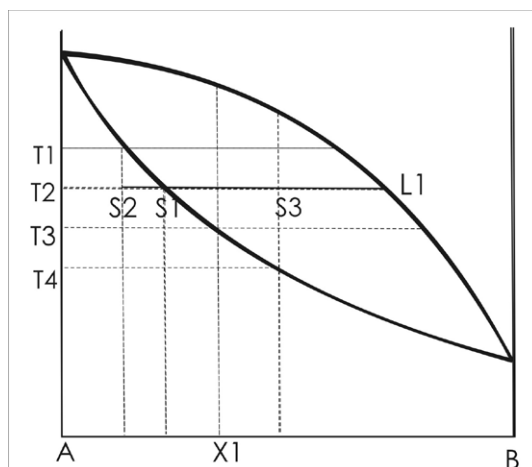


Fig. 10-11. Asimilación de un componente en equilibrio con una fase de mayor temperatura.

En la Fig. 10-11, se observa que desde un líquido L_1 , precipitan cristales S_1 , a temperatura T_2 . Si una cantidad de S_2 es agregada, se puede ver que por su composición debería haber precipitado a temperatura más alta (T_1), en un estadio más temprano de cristalización. Para equilibrar con el líquido presente, el componente no puede disolverse, porque el líquido ya está saturado con esta composición, pero reacciona y agrega su composición al componente que cristaliza a temperatura más baja B, para poder alcanzar la composición de equilibrio con el líquido a la temperatura T_2 . Esto reduce la cantidad del componente B en el líquido remanente y al mismo tiempo reduce el rango de cristalización, ya que la composición global del sistema, originalmente en X_1 , se desplaza suavemente hacia A, así que el resultado final contiene una pequeña proporción del componente de baja temperatura B, en el producto final de la cristalización.

La adición de cristales de composición S_3 , más rico en B, tendrá el efecto opuesto, se disolverán y con más B, el líquido, se produce el desplazamiento de la composición global hacia el extremo de baja temperatura de la serie, generando mayor proporción de cristales ricos en B. La composición original, X_1 , se desplazará en la dirección de B, y la temperatura final de equilibrio de la cristalización será más baja.

Rocas híbridas

El término híbrido se aplica a rocas que se originan por mezcla de rocas madres: porque el magma original ha incorporado fragmentos de alguna otra roca (asimilación) o porque dos magmas se han mezclado (sintéxis). Las rocas híbridas a menudo son fácilmente reconocibles, particularmente cuando contienen xenolitos, bloques no disueltos de material extraño. Con el tiempo, cuando los xenolitos reaccionan con el magma, estos desaparecen y el magma se homogeniza, el reconocimiento se complica.



Fig. 10-12. A: Asimilación de esquistos por el granito de Capillitas. B: Esquistos bandeados en Cumbres Calchaquíes, en Cerro Pabellón.

Rocas híbridas, formadas por la mezcla de magmas, pueden ser detectadas por la presencia de dos tipos de fenocristales, que normalmente, no están en equilibrio unos con otros.

Mixing - mezcla homogénea

Junto con las rocas asimiladas otros líquidos pueden mezclarse con los magmas. En algunos aspectos el mixing es opuesto al fraccionamiento, que produce la separación de un magma originalmente homogéneo en rocas o líquidos de diferente composición. Mientras que el mixing combina dos líquidos inicialmente diferentes para originar un producto menos diferenciado. El mixing es más eficiente cuando magmas de propiedades físicas similares son mezclados en forma turbulenta. Las diferencias de densidades de líquidos fuertemente contrastados impiden un mixing extensivo y en su lugar se forma mingling o bien da lugar a una estratificación gravitacional, donde los líquidos más densos tienden a hundirse y los líquidos más livianos tienden a ascender. En razón que la difusión química es demasiado lenta, el mixing requiere un flujo turbulento, para poder asociar líquidos diferentes a escala íntima.

Mingling - mezcla heterogénea

Este tiene lugar cuando dos magmas de composición contrastada son puestos en contacto por efecto de un flujo turbulento. En razón de la marcada diferencia de viscosidad, densidad y temperaturas de cristalización, no puede producirse mixing, pero si un rápido enfriamiento del magma más básico dentro del ácido, en el que se producen flujos turbulentos que fracturan y dispersan al cristalizado básico con muy poca reacción entre ambos (Fig. 10-12A y B).

Alteración post-solidificación

La alteración de la composición de las rocas ígneas, una vez que se han solidificado es



Fig. 10-13. Interacción heterogénea entre diorita cuarcífera y granito, dando lugar a fenómenos de mingling.

un fenómeno común y el resultado de la interacción con agua subterránea, agua de mar o fluidos hidrotermales. Entre los efectos comunes se incluyen, lixiviación o remoción de algunos componentes, oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} , así como la introducción de agua y CO_2 para dar minerales hidratados y carbonatos, así como también aporte de álcalis.

Generación de magma en la tierra

Petrogénesis es un término de la petrología que trata sobre la generación de magmas y de los mecanismos de diversificación que se producen para dar los diversos tipos de rocas ígneas.

El término provincia petrogenética (o provincia petrográfica) se utiliza para referirse a regiones geográficas en las que las rocas ígneas están relacionadas en espacio y tiempo y se presume que tienen un origen común.

La mayoría de los magmas se originan por fusión en el manto de la tierra, el cual evidencia incipiente fusión parcial. Las placas tectónicas (Fig. 10-14) juegan un importante rol en la generación de algunos tipos de magmas, que resultan de su interacción a gran profundidad en el manto o zona inferior de la corteza.

La actividad ígnea más voluminosa ocurre en los límites de placas divergentes, comúnmente en las dorsales medio-oceánicas (Fig. 10-14-1). Debajo de las dorsales, el manto somero sufre fusión, dando lugar a la formación de magma basáltico, que al cristalizar produce la corteza oceánica. Si un sistema divergente se inicia debajo de la corteza continental (Fig. 10-14-2), tienen lugar procesos similares. El magmatismo resultante, particularmente en estadios tempranos de rift continental, es de tipo alcalino y típicamente muestra evidencias de contaminación por la gruesa corteza continental. Si el rift continúa su desarrollo, corteza oceánica será eventualmente creada y separará los fragmentos continentales, dando como resultado una nueva cuenca oceánica y actividad similar a las dorsales medio-oceánicas.

Las placas oceánicas creadas en las dorsales medio-oceánicas se mueven lateralmente y eventualmente se subducirán debajo de una placa continental o de otra oceánica. En estas zonas de subducción, se produce fusión, las fuentes de magmas posibles son mayores que en las dorsales y puede incluir varias composiciones del manto, corteza subductada o sedimentos subductados. Los tipos de magmas producidos son correspondientemente más

variados que en los bordes divergentes, aunque las andesitas son las rocas más comunes. Si corteza oceánica es subductada por debajo de corteza oceánica (Fig. 10-14-3), se forma un arco de islas. Si la corteza oceánica es subductada debajo de un borde continental, un arco continental se forma a lo largo del borde continental activo (Fig. 10-14-4). Un arco continental es generalmente más rico en sílice que un arco oceánico. Los plutones graníticos son también más comunes en los arcos continentales, tanto porque los fundidos básicos llegan a la superficie menos eficientemente a través de corteza continental ligera, o porque el levantamiento y erosión es mayor en los continentes y deja expuesto material más profundo.

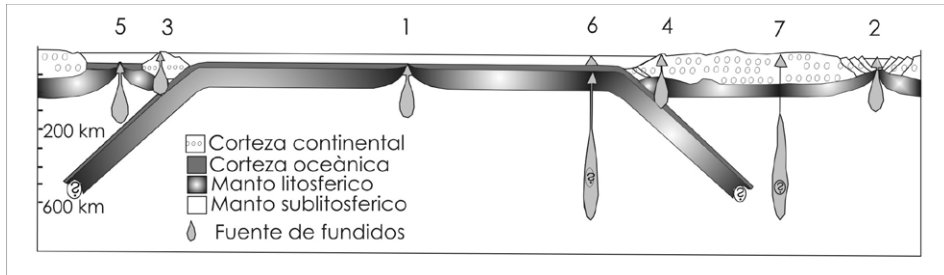


Fig. 10-14. Sección esquemática mostrando la relación entre placas tectónicas y la generación de magmas.

Un tipo de placa divergente diferente y más lenta, típicamente tiene lugar con los arcos volcánicos asociados con la subducción (Fig. 10-14-5). La mayoría de los geólogos cree que una suerte de “retro-arco” extensivo es una consecuencia natural de la subducción, probablemente creado por arrastre friccional asociado con la placa que se subducta. Tal arrastre de material del manto sobre puesto, requiere el completo relleno de la cuenca. El magmatismo de retro-arco es similar al volcanismo de las dorsales medio oceánicas. De hecho, una dorsal se forma aquí, y corteza oceánica es creada con la extensión lateral. La extensión de retro-arco es más lenta, el volcanismo es más irregular y menos voluminoso y la corteza formada es más delgada que la de los océanos. Al mismo tiempo que se forma el rift detrás de un arco continental, la porción separada desde el continente como un mar marginal se forma un retro-arco distensivo. Tal proceso es el que ha separado a Japón del continente Asiático. El resultado puede ser una estructura de graben, o plateau basáltico antes de que cese la actividad.

Aunque el magmatismo está esencialmente concentrado en los límites de las placas, alguna actividad también tiene lugar en el interior de las placas, tanto oceánicas (Fig. 10-14-6), como continentales (Fig. 10-14-7). Las islas oceánicas tales como Hawái, las Galápagos, las Azores, etc., se han formado por vulcanismo de intraplaca. El magmatismo es generalmente básico, pero comúnmente más alcalino que los basaltos de las dorsales. La razón de este tipo de magmatismo es mucho menos obvia que el de los márgenes de placas, porque nuestro paradigma de placas tectónicas es poco usado en los regímenes de intra-placa. La fuente de los fundidos es también menos clara, pero parece ser de origen profundo, desde la astenosfera. Algunas de las ocurrencias exhiben patrones de actividad ígnea que es progresivamente más joven en una dirección, que se correlaciona con la dirección de movimiento sobre un “punto caliente” o “pluma de manto” estacionario, cuya actividad más reciente tiene lugar directamente sobre la pluma. La actividad de intraplaca dentro de las placas continentales es mucho más variable que en la de los océanos. Son de composiciones muy variables, pero usualmente alcalinos. Esto refleja que la corteza continental es más compleja y heterogénea, así como el manto sub-continental. Algunas de las rocas ígneas más inusuales, tales como

carbonatitas y kimberlitas, ocurren en estas provincias continentales. El término asociación ígneo-tectónica se refiere a la amplia ocurrencia de tipos de rocas, tales como en las dorsales medio-oceánicas, arcos de islas, y sistemas alcalinos intra-continentales.

Fusión parcial

Las evidencias geofísicas indican que con excepción de la zona externa del núcleo, la tierra normalmente consiste en material en estado sólido. Así un magma debe originarse por fusión de rocas sólidas preexistentes. La fusión puede ser inducida, por incremento local de temperatura, por descompresión o por influencia de componentes móviles, tales como agua que hacen descender el punto de fusión del sólido. La fusión de una roca, raramente es completa y es probable que en la mayoría de los fundidos estén en contacto material sólido y líquido, que tiende a migrar. Como los fundidos raramente tienen la misma composición química que la roca original, la separación de un fundido ya es un proceso de fraccionamiento.

Hay diferentes tipos de fusión parcial (Wilson 1991). Así tenemos “Fusión en Equilibrio” o “Batch Melting”, el fundido parcial que se forma reacciona continuamente y mantiene el equilibrio con el residuo cristalino hasta el momento de la segregación, hasta este momento el sistema permanece constante en su composición.

“Fusión fraccionada o Fusión Raleigh”, el fundido parcial es continuamente removido desde el sistema tan pronto como él se forma, así que la reacción con el residuo cristalino, no es posible. Para este tipo de fusión parcial, la composición global del sistema está en continuo cambio.

En el manto ocurre la “Fusión Crítica”, definida por Maaloe y Aoki (1977), como un proceso intermedio entre el batch melting (baño de fusión) y los modelos de fraccionamiento. En este caso el manto se volvería permeable para muy bajo desarrollo de baño de fusión parcial (<1%) y el magma es expulsado continuamente desde el residuo y acumulado. Determinaciones experimentales muestran que lherzolitas no deformadas se vuelven permeables con el 2-3% de fusión parcial.

Lecturas seleccionadas

- Bowen, N.L. 1915. Crystallization-differentiation in silicate liquids. *Amer.J.Sci.* 39: 175-191.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., y Verhoogen, J. 1974. *Igneous Petrology*. International Series in the Earth and Planetary Sciences. 739 pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. 450 pp. London. George Allen & Unwin.
- Hall, A. 1987. *Igneous Petrology*. 573 pág. Longman Scientific & Tecnical.
- Jaeger, J.C. 1968. Cooling and solidification of Igneous Rocks. In: Hess, H.H. (ed.). *Basalts*. 2:503-536. Interscience, Wiley.
- Maaloe, S., y Aoki, K. 1977. The major element chemistry of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63: 161-173.
- Macdonald, G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, N.J., 1-150.
- McBirney, A.R. 1984. *Igneous Petrology*. Freeman, Cooper & Co. 504 pp.
- Murase, T., y McBirney, A.R. 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol.Soc. Am.Bull.* 84: 3563-3592.
- Rittmann, A.1981. *Vulkane und ihre Tätigkeit*. 3 Aufl. Stuttgart, Enke.
- Shaw, H.R. 1963. Obsidian-H₂O Viscosities at 1000 and 2000 Bars in the Temperature Range 700° to 900°C. *J.Geophys.Res* 68: 6337-6343.

- Turner, G. 1968. The distribution of potassium and argon in chondrites. In: Ahrens, L.H. (ed.). Origin and distribution of the elements. Pergamon Press. London: 387-398.
- Tyrrel, G.W. 1960. Principios de Petrología. Co. Editorial Continental S.A. 369 pp.
- Wilson, M. 1991. Igneous Petrogenesis. Harper Collins Academic, 466 pp.