

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y SU RELACIÓN CON LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS: MODELOS CUANTITATIVOS DE PROCESOS MAGMÁTICOS

PARTE I

María del Sol Hernández Bernal, Gustavo Tolson y Gabriela Solís Pichardo
Instituto de Geología, UNAM., México D.F. 04510
E-mail: msol@servidor.unam.mx

RESUMEN

El origen y la evolución de las rocas ígneas pueden ser descritos desde un punto de vista químico mediante ecuaciones sencillas que modelan los principales procesos magmáticos: fusión parcial, cristalización fraccionada, asimilación y la combinación de ellos. Uno de los factores más importantes en el modelado es el valor de los coeficientes de distribución de cada elemento, el cual depende de la composición del líquido, la temperatura y la presión. La presencia de ciertos minerales en determinado proceso magmático imprime un patrón característico a su espectro de elementos traza, el cual es útil para determinar, junto con otros parámetros petrográficos y geoquímicos, la evolución de un conjunto de rocas. Se muestran tres ejemplos que permiten visualizar la aplicación de estas ecuaciones en diferentes rocas parentales para modelar la posible trayectoria de evolución, la litología resultante y la comparación con la roca en estudio.

INTRODUCCIÓN

La formación de las rocas ígneas se ha explicado en términos de etapas idealizadas de generación y evolución de magmas. La interpretación de los patrones de elementos traza y de las propiedades isotópicas de las rocas ígneas busca explicar de forma simplificada la evolución de dichas etapas.

Para lograr una buena interpretación a partir del análisis químico de las rocas ígneas, los datos obtenidos experimentalmente deben ser comparados con los obtenidos mediante modelos matemáticos. Además es necesario tener suficiente precisión y sensibilidad en el análisis de elementos traza debido, entre otras cosas, a su baja concentración y a la variabilidad de su presencia en diferentes ambientes geológicos. Los coeficientes de distribución (o coeficiente de partición) de los elementos traza son parámetros clave para los modelos matemáticos de procesos petrogenéticos.

El coeficiente de distribución mineral-líquido (K_d) es la fracción en peso de un elemento traza en un mineral dividido por la fracción en peso de ese mismo elemento en un líquido coexistente. Si se asume que el mineral y el fundido se encuentran en equilibrio, entonces el coeficiente de distribución está dado por:

$$K_d = \frac{C_s}{C_l}$$

en donde:

K_d = coeficiente de distribución del elemento

C_s = concentración del elemento en la fase sólida

C_l = concentración del elemento en el líquido

Se considera que el elemento es *compatible* si $K_d > 1$, es decir, el elemento "prefiere" residir en el cristal; si $K_d < 1$, el elemento es *incompatible* y tiende a residir en el líquido. Por ejemplo, si se tiene un fenocristal de feldespato potásico que contiene 600 ppm de Ba, embebido en una matriz vítrea con 100 ppm de Ba, resulta un coeficiente de distribución de 6 para el Ba en el feldespato. Bajo condiciones de equilibrio, el coeficiente de distribución es independiente de las proporciones relativas del mineral / líquido y de la concentración del elemento en la roca. El coeficiente de distribución de un elemento es dependiente de la presión, temperatura y la composición del mineral y del fundido. Por ejemplo, se observa que los coeficientes de distribución de las tierras raras son generalmente más grandes en líquidos graníticos que en líquidos basálticos.

También es conveniente describir al *coeficiente de distribución volumétrico modal* D como el valor del coeficiente de distribución de un elemento en el total del sistema en estudio, dependiendo de las proporciones de cada uno de los componentes en el sistema original:

en donde:

D = coeficiente de distribución volumétrico modal,

X^i = fracción en peso de la fase i en el sólido,

K_d^i = coeficiente de distribución de un elemento para la fase i .

Por otra parte, el *coeficiente de distribución volumétrico*

no modal P es el valor del coeficiente de distribución de un elemento en el total del sistema en estudio pero en proporciones diferentes a la proporción modal de cada uno de los componentes del sistema.

$$P = p^1 K_d^1 + p^2 K_d^2 + p^3 K_d^3 + \dots + p^i K_d^i$$

en donde:

P = coeficiente de distribución volumétrico no modal

p^i = fracción de la contribución de la fase i al fundido

K_d^i = coeficiente de distribución de un elemento para la fase i .

Del estudio de la distribución de elementos traza se ha llegado a las siguientes conclusiones generales, útiles en la interpretación de los sistemas petrológicos ígneos (Hanson, 1978):

1. Rb, K y Ba son retenidos por la biotita y K y Ba por el feldespato-K.
2. Sr y Eu son retenidos por los feldespatos.
3. La relación Rb/Sr del fundido se incrementa por la presencia de plagioclasa y feldespato en el residuo y es reducida por la presencia de biotita en el residuo.
4. Las relaciones K/Ba y K/Rb son afectadas significativamente por la presencia de feldespato-K y biotita.
5. La relación Sr/Ba en el fundido se reduce por la presencia de plagioclasa y se incrementa ligeramente por la presencia de feldespato-K y biotita.

La utilidad de los elementos de tierras raras en la interpretación petrogenética radica en que, aunque el valor del coeficiente de distribución en un mineral puede variar en un rango amplio en función de la temperatura, presión y composición, en general, la forma del patrón de distribución de tierras raras para un mineral es consistente (Hanson, 1978). Así, la presencia de cierto mineral tendrá un efecto característico en el patrón de tierras raras de un líquido, lo cual permite la identificación del mineral que ha quedado en la fase residual durante la fusión parcial o durante la cristalización fraccionada.

Algunas consideraciones acerca del comportamiento de los elementos de tierras raras pueden resumirse como sigue (Figuras 1 y 2):

- a) los elementos de tierras raras pesadas (HREE) son retenidos notablemente por el granate, zircón y hornblenda y en menor cantidad por el clinopiroxeno (Figura 2).
- b) las tierras raras medias (MREE) son retenidas por el clinopiroxeno, hornblenda y apatito.
- c) las tierras raras ligeras (LREE) no son retenidas en gran

cantidad por los minerales comunes, excepto por el apatito.

d) una anomalía negativa de Eu en el fundido resulta de la presencia de plagioclasa o feldespato-K en el residuo (Figura 1).

e) una anomalía positiva de Eu en el fundido resulta de la presencia de granate, apatito, hornblenda, clinopiroxeno e hiperstena en el residuo (Figura 2).

f) proporciones iguales de plagioclasa y clinopiroxeno o bien plagioclasa y hornblenda en el residuo producen líquidos con anomalías muy pequeñas de Eu.

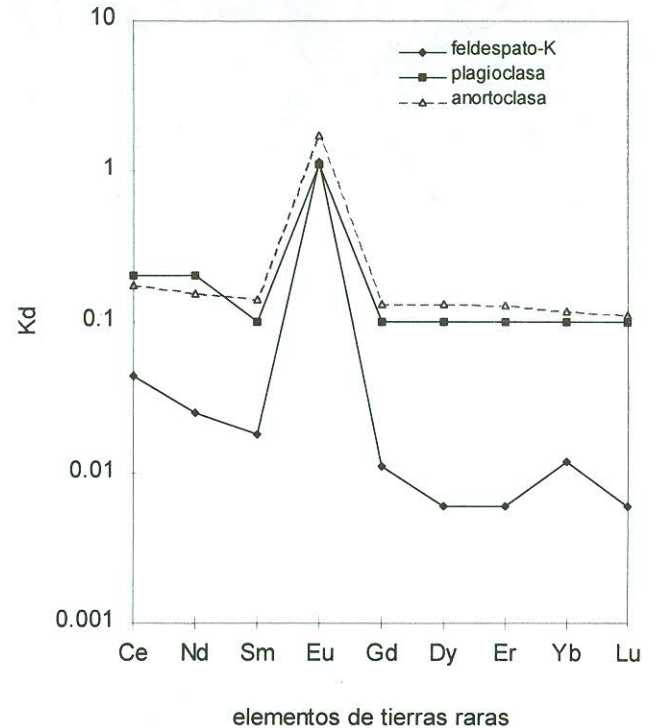


Figura 1. Coeficientes de distribución mineral/fundido, en líquidos de composición riolítica, para elementos de tierras raras en feldespatos (Arth y Hanson, 1975). Nótese que el rasgo más sobresaliente lo constituye la anomalía positiva de Eu en estos minerales.

MODELADO DE PROCESOS MAGMÁTICOS

El éxito de un modelado matemático de la evolución química de un sistema magmático depende de dos consideraciones básicas. Primero, es necesario identificar los posibles procesos que pueden afectar la evolución química del sistema. Segundo, es necesario expresar los distintos procesos en términos de funciones matemáticas. Por ejemplo, la experiencia geológica basada en observaciones de campo, así como la experiencia geoquímica, sugieren que las rocas de composición basáltica pueden ser derivadas de la fusión parcial de una roca fuente peridotítica o basáltica que puede ser modificada por diferenciación y asimilación de la corteza. Las rocas graníticas pueden ser derivadas de la fusión parcial del

manto, de rocas basálticas, de otras rocas graníticas, de rocas de composición intermedia o bien, de rocas sedimentarias, todo ello sobre un rango muy amplio de presión y temperatura. Los fundidos graníticos pueden ser modificados por diferenciación, mezcla con otros fundidos o bien reaccionar con rocas de otra composición. Aunque hay variaciones en el contenido de elementos traza en las rocas parentales de magmas basálticos, la variación no es tan grande como en las fuentes potenciales de las rocas graníticas. A continuación se describen algunos de los principales procesos magmáticos así como las ecuaciones que describen la variación de la concentración de los elementos traza debida a estos procesos.

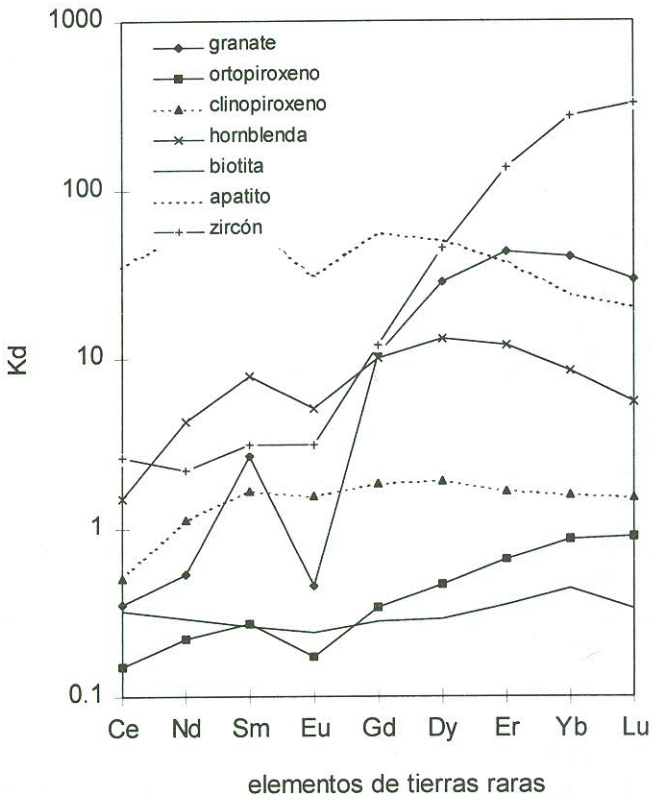


Figura 2. Coeficientes de distribución mineral/fundido, en líquidos de composición riolítica, para elementos de tierras raras en minerales comunes (Arth y Hanson, 1975). Nótese la anomalía negativa de Eu en el granate y el importante enriquecimiento de tierras raras pesadas en el granate y zircón.

FUSIÓN PARCIAL

Se parte de la premisa de que cualquier tipo de magma debe originarse por la fusión parcial de una roca pre-existente, ya sea en el manto o en la corteza. Ya que las rocas son generalmente heterogéneas, la fusión completa de una roca parental es poco común, de tal forma que los líquidos magmáticos migran de su lugar de origen dejando algún residuo refractario. Los productos de la fusión parcial o anatexis no tienen la misma composición que su fuente, sino que representan a la fracción más fácil de fundir.

Para la fusión parcial de una roca podemos imaginarnos dos esquemas contrastantes. En uno de ellos el líquido que se forma y el sólido refractario permanecen en contacto conservando un equilibrio termodinámico durante todo el evento de fusión. En el segundo esquema, el material fundido es constantemente separado del material sólido por ascenso o migración del magma. En este trabajo, denominamos a estos esquemas como *fusión intermitente o por lotes* (batch melting) y *fusión fraccionada* (fractional melting), respectivamente. La formulación matemática de estos procesos ha sido derivada por Shaw (1970). Para cada uno de estos esquemas podemos también imaginarnos que la composición química del líquido será una función de la contribución de cada uno de los minerales fundidos. Los minerales podrían fundirse en función de su abundancia modal en la roca (*fusión modal*), o bien siguiendo alguna secuencia térmica como la secuencia de Bowen (*fusión no modal*). Lo anterior nos lleva a concluir que hay cuatro alternativas básicas distintas para modelar matemáticamente la evolución química de un magma formado por fusión parcial. La formulación matemática de estas cuatro alternativas se muestra en la Tabla I.

De esta manera, el caso en que el líquido es removido del sólido (casos 3 y 4, Tabla I) es análogo al proceso de destilación utilizado para la separación y purificación de líquidos (agua, alcoholes, etc.). El proceso de destilación consiste en separar, por medio de calor en un recipiente, una sustancia volátil de otras más fijas, enfriando luego su vapor, en otro recipiente, para reducirla nuevamente a líquido. En la *fusión fraccionada* el líquido es removido del sólido debido a que el líquido es menos denso. Este líquido migra y es almacenado en un depósito, por lo que este modelo describe la composición de los magmas originados en este depósito en diferentes etapas de su evolución.

Tabla I. Modelos básicos de fusión parcial (Shaw, 1970).

el líquido resultante	fusión parcial modal	fusión parcial no modal
se encuentra en equilibrio con el residuo sólido	caso 1 $\frac{CL}{Co} = \frac{1}{D + F(1 - D)}$	caso 2 $\frac{CL}{Co} = \frac{1}{D + F(1 - P)}$
<u>FUSIÓN INTERMITENTE O POR LOTES</u>		
se separa continuamente del sólido restante	caso 3 $\frac{CL}{Co} = \frac{1}{D} \left[1 - F \right]^{\left(\frac{1}{b} - 1 \right)}$ $\frac{Cs}{Co} = \left[1 - F \right]^{\left(\frac{1}{b} \right)}$ $\frac{\overline{CL}}{Co} = \frac{1}{F} \left[1 - (1 - F)^{\left(\frac{1}{b} \right)} \right]$	caso 4 $\frac{CL}{Co} = \frac{1}{D} \left[1 - \frac{PF}{D} \right]^{\left(\frac{1}{b} - 1 \right)}$ $\frac{Cs}{Co} = \frac{1}{1 - F} \left[1 - \frac{PF}{D} \right]^{\left(\frac{1}{b} \right)}$ $\frac{\overline{CL}}{Co} = \frac{1}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{PF}{D} \right)^{\left(\frac{1}{b} \right)} \right]$
<u>FUSIÓN FRACCIONADA</u>		

en donde:

C_o = concentración del elemento en el sólido inicial

C_s = concentración del elemento en el sólido residual

Cl = concentración del elemento en el líquido producido por la fusión parcial (fusión fraccionada)

$\overline{C_s}$ = concentración del elemento en el agregado líquido final (fusión fraccionada)

CL = concentración del elemento en el líquido producido por la fusión parcial (fusión intermitente)

D = coeficiente de distribución volumétrico modal

P = coeficiente de distribución volumétrico no modal

F = proporción de material fundido (grado de fusión parcial)

En la Figura 3 se muestra el comportamiento de un elemento traza en un líquido con respecto a su concentración en la roca parental dependiendo del grado de fusión parcial de la roca de acuerdo al caso 1. Si D es mayor que F , Cl/C_o se aproxima a $1/F$ para valores de F menores al 40%. Cuando D se aproxima a cero, Cl/C_o se aproxima a $1/F$.

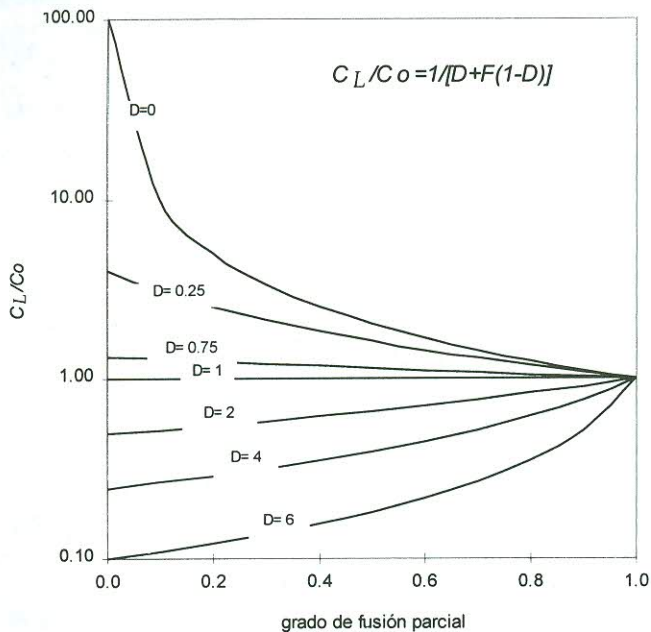


Figura 3. Concentración de un elemento traza en un líquido Cl con respecto a su concentración en la roca parental C_o , contra la fracción de fusión parcial. D es el coeficiente de distribución volumétrico modal de los minerales en el residuo. Se asume que el fundido está en equilibrio con las fases minerales residuales hasta la separación final del fundido y el residuo (fusión intermitente) y que la fusión parcial es modal (caso 1).

CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Cuando un magma solidifica lo hace en un rango de temperatura que va desde la temperatura de *liquidus* hasta la temperatura de *solidus*. Cualquier magma que exista a una temperatura entre *liquidus* y *solidus* consistirá de una mezcla de cristales de uno o más minerales suspendidos en el líquido que pueden ser o no removidos de éste inmediatamente sin entrar en equilibrio y cambiando la composición volumétrica del magma. Dado un conjunto de elementos traza y coeficientes de distribución se puede utilizar la ecuación de Rayleigh para calcular las proporciones de dichos elementos traza en las fases cristalinas durante la cristalización o diferenciación (Allégre y Minster, 1978):

Cristalización Fraccionada (ley de fraccionamiento de Rayleigh)

$$Cl = F^{(D-1)} C_o$$

$$C_s = C_o F^{(d-1)}$$

$$\overline{C_s} = C_o \frac{1 - F^{(D)}}{1 - F}$$

en donde:

C_o = concentración del elemento en el magma parental

C_s = concentración del elemento en el sólido

Cl = concentración del elemento en el líquido final

$\overline{C_s}$ = concentración del elemento en el cúmulo final

D = coeficiente de distribución volumétrico

F = proporción de magma residual (grado de cristalización fraccionada)

La diferenciación es la evolución de un fundido debido a la cristalización fraccionada. La cristalización fraccionada, tal como es contemplada en la ley de fraccionamiento de Rayleigh, consiste esencialmente en la precipitación instantánea en equilibrio de una cantidad infinitesimalmente pequeña de cristales que son separados del fundido y que son cubiertos inmediatamente por otra capa de cristales que evitan que los primeros cristales se equilibren con el líquido evolucionado (Hanson, 1978). Durante la diferenciación, cuando D se aproxima a cero, Cl/C_o se aproxima a $1/F$ (Figura 4) de forma similar al caso de fusión parcial (Figura 3). A diferencia de la fusión parcial, si un elemento dado tiene $D > 1$, la cristalización fraccionada empobrece rápidamente al líquido en tal elemento.

Para poder utilizar las ecuaciones de fusión parcial (FP) y de cristalización fraccionada (CF) en el modelado petrogenético, se deben tener claros varios aspectos de estos procesos que pueden parecer triviales, pero al tratar de dar valores a los parámetros de la ecuación no lo son.

Cuando ocurre el proceso de *fusión parcial* se tiene que

una roca parental **sólida** se funde y produce un magma **líquido**.

Si la roca parental se funde al 100%, el líquido final tiene una composición igual a la roca parental.

Si el grado de fusión parcial es bajo, el líquido tiene composición muy diferente a la roca parental.

Cuando ocurre la cristalización fraccionada el proceso es inverso: En un magma **líquido** crecen algunos cristales **sólidos** que son removidos, de tal forma que el **líquido no** tiene una composición igual a la del magma original.

Si ocurre 0% de CF quiere decir que no hay remoción de cristales y el líquido tendrá la misma composición que el magma.

Si ocurre 100% de CF, todo el magma será cristalizado y no habrá líquido restante.

Entonces, si se tiene 0% de CF y $Cl = Co F^{(D-1)}$ el líquido tiene la misma composición que el magma, es decir, no hay cristales y por lo tanto $Cl = Co$. En este caso $F = 1.0$

Si se tiene 30% de CF y $Cl = Co F^{(D-1)}$ el líquido no tiene la misma composición que el magma; es decir, sí hay cristales removidos y por lo tanto $Cl \neq Co$. Para este caso $F = 0.70$.

Si se tiene 100% de CF y $Cl = Co F^{(D-1)}$ no hay líquido restante y todo el magma cristaliza. Para este caso $F = 0.0$

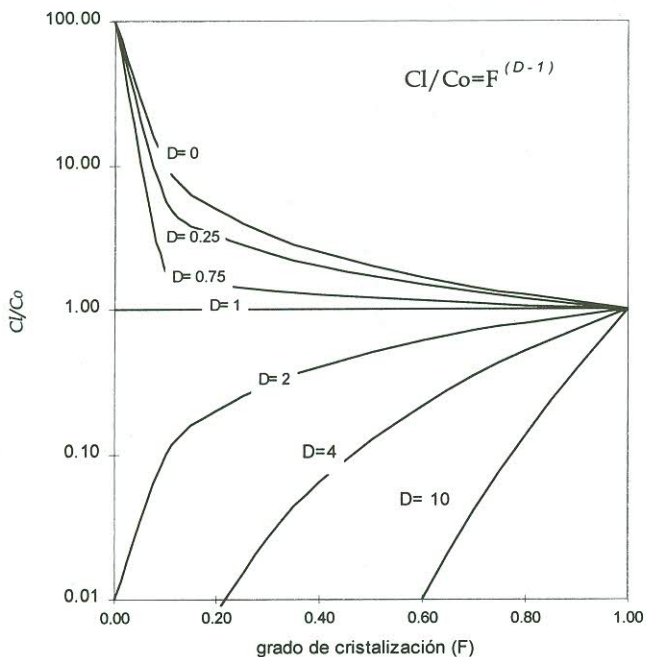


Figura 4. Concentración de un elemento traza en un líquido Cl con respecto a su concentración en la roca parental Co , contra la fracción de líquido residual durante el proceso de cristalización fraccionada F . D es el coeficiente de distribución volumétrico modal. Las curvas están calculadas con la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh.

CONTAMINACIÓN (ASIMILACIÓN)

Los magmas pueden contaminarse con las rocas que atraviesan durante su ascenso hacia la superficie, dependiendo del ambiente tectónico en que se encuentren. Los efectos de esta contaminación, así como el grado de contaminación, estarán en función del contraste en la concentración de elementos mayores y traza y de las relaciones isotópicas entre el magma y la roca encajonante. Existen dos mecanismos mediante los cuales el material contaminante puede ser incorporado al magma. El primero es por la fusión del contaminante y la incorporación de la fracción fundida al cuerpo del magma. El segundo es mediante la incorporación mecánica de xenolitos de la roca encajonante sin fusión de la misma. Cuando ocurre el primer caso, el magma sufre cambios en su composición química a nivel global, mientras que en el segundo caso sólo ocurren cambios químicos de manera local en la periferia del plutón. Para el caso en donde existe asimilación química de la roca encajonante las ecuaciones de la Tabla II pueden representar las variaciones en la composición del magma resultante de la mezcla magma parental-roca encajonante.

Tabla II. Modelos básicos de contaminación (Allégre y Minster, 1978)

contaminación anterior a la cristalización	$Cl = [Co\alpha + Cc(1-\alpha)]F^{(D-1)}$
contaminación simultánea a la cristalización	$Cl = \frac{Cc(1-\alpha)}{1-D\alpha} \left[\left(\frac{Co(1-D\alpha)}{Cc(1-\alpha)} - 1 \right) F^{(D-1)} + 1 \right]$
contaminación posterior a la cristalización	$Cl = CoF^{(D-1)}\alpha + (1-\alpha)Cc$

en donde:

Cl = concentración del elemento en el magma contaminado

Co = concentración del elemento en el magma original

Cc = concentración del elemento en el contaminante

F = proporción de magma cristalizado

D = coeficiente de distribución volumétrico

α = proporción de la mezcla (grado de contaminación).

AFC (ASIMILACIÓN Y CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA)

El modelo y las ecuaciones presentadas aquí pueden ser aplicables a una variedad de situaciones donde la asimilación de la roca encajonante puede ser importante. Algunos autores (Marsh y Kanta, 1978) han calculado que la velocidad de ascenso en los magmas basálticos y andesíticos puede ser grande, del orden de 5.8×10^{-3} cm/s para un cuerpo semiesférico de magma de 1 km de radio y de 2.7×10^{-5} cm/s para un cuerpo de 6 km de radio. En este caso, la asimilación de la roca encajonante bajo esas condiciones debe ser mínima, especialmente si la roca

encajonante es muy refractaria (por ejemplo peridotita). Sin embargo, también bajo ciertas circunstancias el ascenso del magma a través del manto puede inducir fusión parcial en éste. En este caso el líquido producido por fusión parcial de la roca encajonante puede ser considerado como contaminante. Los magmas basálticos experimentan un ascenso lento a través de la corteza silícica debido al contraste de densidades y de la reducida fuerza de flotación. Aún cuando el magma basáltico ascienda a través de rocas basálticas, el contraste de densidades es menor que el de un magma basáltico y una roca peridotítica. En los casos de ascenso lento, los magmas cristalizarán si su temperatura es menor a la del *liquidus* y al mismo tiempo estarán sufriendo procesos de asimilación de la roca encajonante. El ascenso del magma será posible hasta que su densidad sea igual o mayor que la del material que le rodea.

Las ecuaciones de la Tabla III expresan la variación en la concentración de un elemento traza y de la composición isotópica en una roca formada durante procesos de AFC.

Tabla III. Modelos básicos de Asimilación-Cristalización Fraccionada (De Paolo, 1981)

variación de la concentración del elemento traza en la roca formada durante procesos AFC	variación de las relaciones isotópicas en la roca formada durante procesos de AFC
$Cr = CoF^{-z} + \left(\frac{r}{r-1}\right) \frac{Cc}{z} (1 - F^{-z})$	$Er = (Ec - Eo) \left(1 - \left(\frac{Co}{Cr}\right) F^{-z}\right) + Eo$

en donde:

Cr = concentración del elemento traza en la roca

Co = concentración del elemento traza en el magma parental

Cc = concentración del elemento traza en el contaminante

F = relación Mm/Mo (masa del magma / masa inicial del magma parental)

r = relación Ma/Mc (masa asimilada / masa cristalizada fraccionadamente)

D = coeficiente de distribución volumétrico del elemento entre las fases cristalinas y el líquido

$$z = (r + D - 1) / (r - 1)$$

Er = relación isotópica del elemento traza en la roca (por ejemplo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

Eo = relación isotópica del elemento traza en el magma parental

Ec = relación isotópica del elemento traza en el contaminante.

EJEMPLOS:

Como una revisión del modelado de elementos traza aplicado a rocas ígneas, se considera la petrogénesis de una tonalita, una monzonita y una traquita. Se ha escogido a estas rocas como ejemplos debido a que tienen composiciones químicas y mineralógicas y una petrogénesis muy diferentes entre sí. En la Figura 5 se muestra el patrón de elementos de tierras raras de cada una de las 3 rocas descritas (Hanson, 1978).

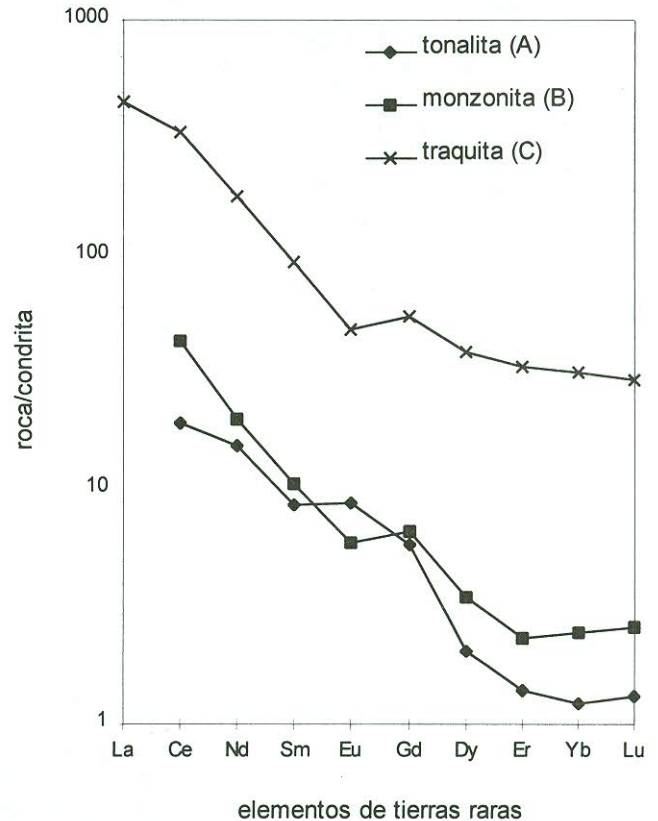


Figura 5. Contenido de tierras raras normalizado con condrita de una tonalita y monzonita arqueanas del noreste de Minnesota y una traquita de Ross Island, Antártida, utilizadas en los ejemplos A, B y C.

A) El primer ejemplo describe a una tonalita de edad Arqueano del noreste de Minnesota (ver detalles en Arth y Hanson, 1975). Esta roca tiene relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7009 \pm 0.0002$. Debido al valor tan bajo en la relación inicial de Sr radiogénico se piensa que esta roca no pudo haber sido derivada de una roca granítica preexistente muy antigua; por ello, la roca parental debió tener una vida corta en la corteza o bien ser de composición básica o ultrabásica. El bajo contenido de K (7,500 ppm) excluye a una secuencia más antigua de grauvacas como su fuente, pero la naturaleza cuarzosa de la tonalita elimina también a una roca parental ultramáfica. El patrón de tierras raras de la tonalita muestra un notable empobrecimiento de las tierras raras pesadas respecto a las tierras raras ligeras, sugiriendo la presencia de granate en el residuo (Figura 5). Las relaciones K/Rb, Rb/Sr y Sr/Ba de la tonalita

son similares a aquellas de un metabasalto toleítico del Arqueano localizado en la misma región. Aunque las toleitas están metamorfizadas, hay evidencias de que su contenido de tierras raras no fué afectado por el metamorfismo. Para el modelado se utilizó la ecuación de fusión parcial modal en equilibrio (fusión intermitente), coeficientes de partición para un líquido dacítico, composición mineralógica granate: clinopiroxeno: cuarzo de 30:55:15 y la concentración de tierras raras del metabasalto. En la Figura 6 se muestran los patrones de tierras raras obtenidos al aplicar este modelo con varios grados de fusión parcial. Los resultados muestran que 30 a 50% de fusión parcial produce un buen ajuste al patrón de la tonalita. Este modelo, aunado a varias evidencias de campo, isotópicas y petrográficas sugieren que el origen de esta tonalita es la fusión parcial (30-50%) de un basalto del Arqueano a profundidades del manto (eclogita) dejando un residuo de granate y clinopiroxeno enriquecido en tierras raras pesadas.

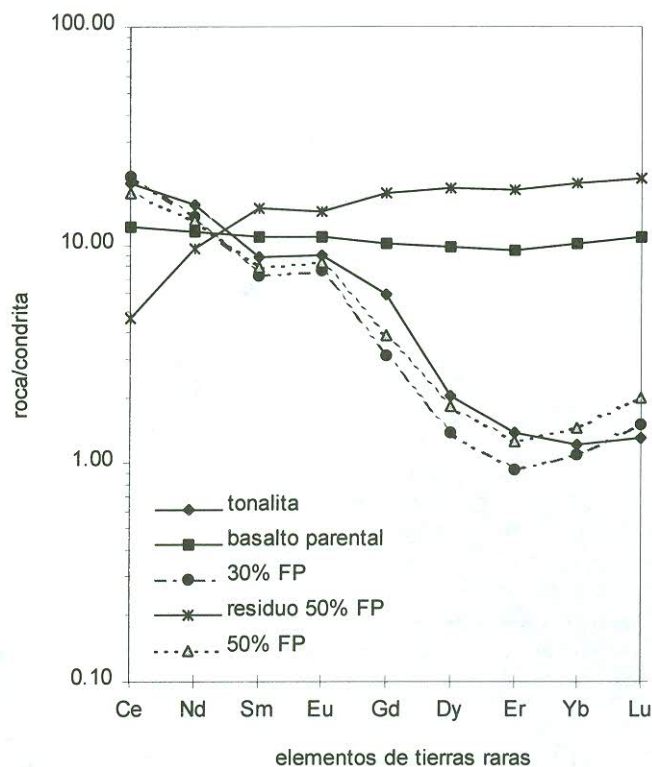


Figura 6. Gráfica normalizada con condrita de la tonalita del ejemplo A, el basalto parental propuesto, los fundidos calculados con 30 y 50% de fusión parcial y el residuo.

B) El segundo ejemplo es una monzonita de dos micas localizada en la misma región cratónica que la muestra del ejemplo A (también ver detalles en Arth y Hanson, 1975). La edad de dicha monzonita es 2,700 Ma y sus relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7002 \pm 0.0019$). Como en el caso anterior, debido a las bajas relaciones iniciales de Sr, esta roca no pudo haber sido derivada de una corteza granítica preexistente. A diferencia del ejemplo de la tonalita, el alto contenido de K, Rb y Sr no es consistente con un magma parental basáltico ($K=2100$; $Rb=5.9$; $Sr=175$ ppm), ya que el Rb está enriquecido 36 veces (de 5.9 a

210 ppm, basalto y monzonita respectivamente). Para calcular el grado de fusión parcial del basalto necesario para que ocurra este enriquecimiento se considera un caso ideal, en donde $D_{Rb}=0$, es decir, todo el Rb tiende a migrar hacia el líquido durante la fusión parcial en el caso de una fusión intermitente:

$$D_{Rb} = 0 \Rightarrow \frac{Cl}{Co} = \frac{1}{F}$$

$$\text{Si } \frac{210}{5.9} = \frac{1}{F} \Rightarrow F = 3\%$$

En este caso, se requeriría un máximo de 3% de fusión parcial de un basalto parental y un mínimo de 97% de cristalización fraccionada del líquido resultante para obtener una litología con dichas características químicas. Sin embargo, para reducir la relación K/Rb de 360 (basalto) a 202 (monzonita) son indispensables fases residuales con coeficientes de distribución grandes para el Rb y K y ya no serían válidas las consideraciones anteriores.

Como alternativa, se sabe que en la región donde aflora esta monzonita existe también una secuencia de grauvacas argiláceas formada por una mezcla de detritos de dacita + basalto. Esta secuencia de grauvacas es otra roca parental potencial, ya que su composición mineralógica puede explicar las relaciones bajas de Sr, mientras que el enriquecimiento en K y Rb puede ser explicado por procesos sedimentarios en las

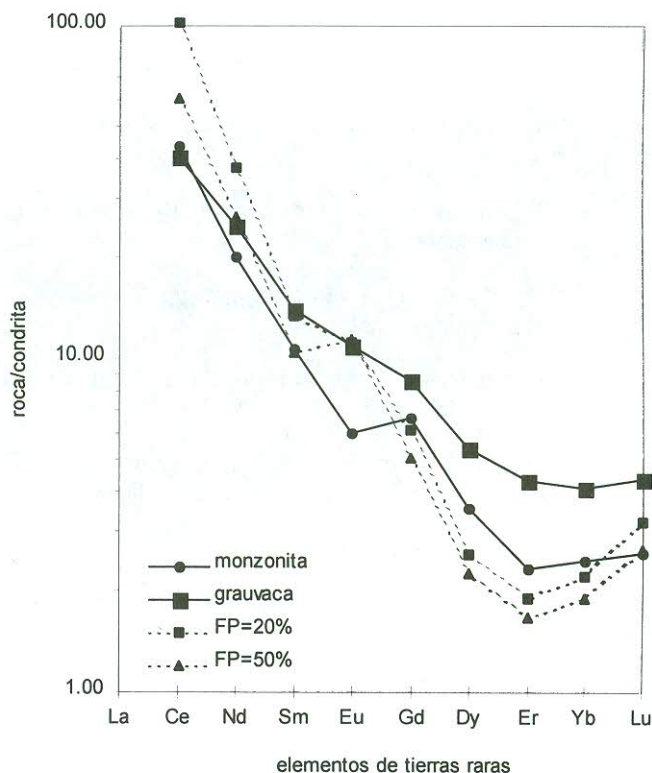


Figura 7. Gráfica normalizada con condrita de la monzonita del ejemplo B, la roca parental propuesta y los fundidos calculados con 20 y 50% de fusión parcial.

fracciones argiláceas. Para modelar el origen de esta roca, se utilizó la ecuación para el caso de fusión parcial no modal en donde el líquido permanece en equilibrio con el sólido residual (fusión intermitente). El porcentaje de las fases que se funden es de un tercio de cuarzo, un tercio de plagioclasa y un tercio de ortoclasa. Bajo estas condiciones, la fusión parcial (20-50%) de la grauvaca produce contenidos de Rb, Sr, Ba y tierras raras similares a aquellos de la monzonita (Figura 7).

C) El tercer ejemplo es una secuencia volcánica en Ross Island, Antártida que varía desde basanitaide hasta traquibasalto, fonolita y en menor cantidad a traquita. Los elementos mayores, menores y traza, así como la mineralogía, son consistentes con la siguiente secuencia (ver detalles en Sun y Hanson, 1976):

El patrón de tierras raras similar al de un traquibasalto con 45.5% de SiO₂ es derivado del 60% de cristalización fraccionada de un magma basanitaide con la mineralogía: cpx:ol+esp:plg = 23:15:2 (Figura 8).

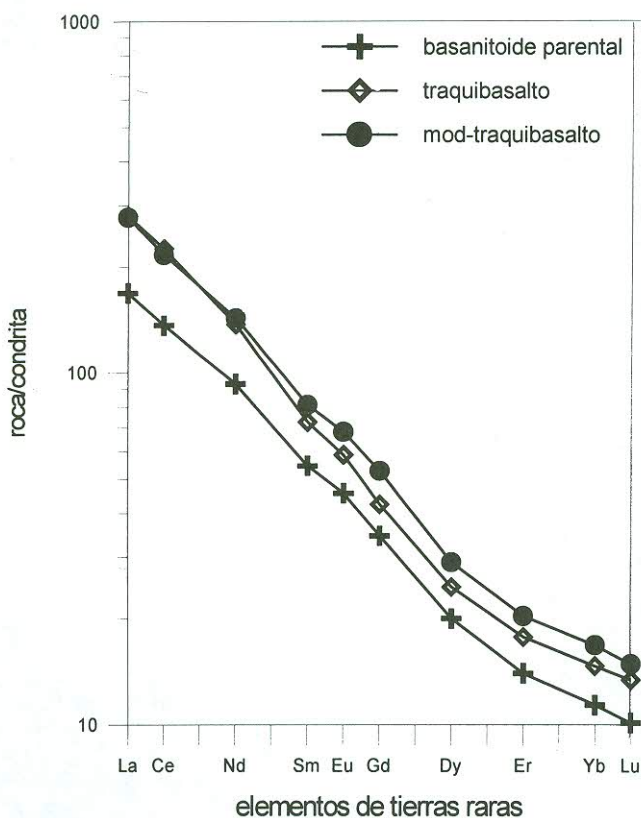


Figura 8. Modelo de cristalización fraccionada de un basanitaide y el traquibasalto resultante.

El patrón de tierras raras para una fonolita de anortoclasa con 56.1% SiO₂, es derivado del 50% de cristalización fraccionada de un traquibasalto con la mineralogía cpx:ol+esp:plg:apat = 25:12:10:2.6. El patrón calculado ajusta bien con los datos de la fonolita excepto por la anomalía de Eu y una menor concentración de tierras raras pesadas (Figura 9). Al variar las proporciones de los minerales precipitados no se resuelven estas

diferencias. Puede ser que el magma parental de la fonolita haya tenido menor enriquecimiento en tierras raras ligeras que el traquibasalto o bien, que los coeficientes de distribución de las tierras raras pesadas sean significativamente menores a los usados. La diferencia en la anomalía de Eu puede ser debida también a los coeficientes de distribución del apatito utilizados.

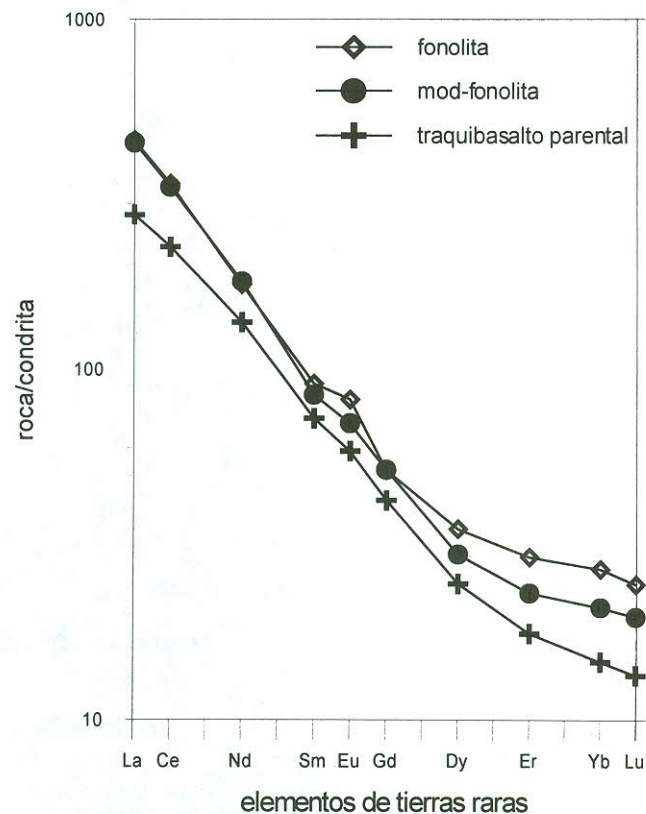


Figura 9. Modelo de cristalización fraccionada de un traquibasalto y la fonolita resultante.

El patrón de tierras raras de una traquita con 58.1% de SiO₂ puede ser derivado de la fonolita de anortoclasa cristalizando al 70% la mineralogía anort:plg:apat=15:15:0.5. El modelo calculado produce una anomalía negativa de Eu un poco menor que los datos, sugiriendo que la plagioclasa y la anortoclasa tienen mayores anomalías de Eu que las utilizadas en el modelo (Figura 10). El contenido del Ba del modelo y la traquita son similares, pero la traquita tiene menor concentración de Sr que el calculado. Esto puede ser explicado por procesos de contaminación del magma con una roca rica en plagioclasa que empobrece el fundido en Sr sin afectar necesariamente el contenido de Ba.

CONCLUSIONES

El propósito del estudio petrogenético de un conjunto de rocas ígneas es determinar el ambiente tectónico y la composición química y mineralógica de la fuente, el grado de fusión parcial, las condiciones de P-T durante la fusión parcial

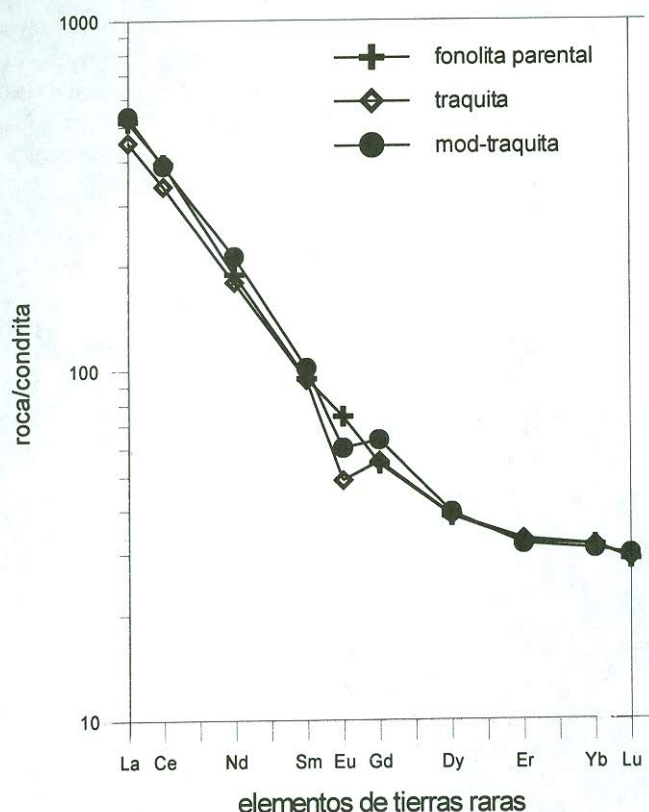


Figura 10. Modelo de cristalización fraccionada de una fonolita y la traquita resultante.

y las modificaciones posteriores del líquido primario debido a procesos de diferenciación, mezcla con otros magmas, asimilación, metasomatismo, etc.. Para ello, es necesario conocer las relaciones geológicas de dichas rocas con las unidades circundantes y, si las rocas estudiadas son intrusiones, es importante estimar la profundidad y mecanismos de emplazamiento. La petrografía es esencial para determinar las fases presentes durante la cristalización y una herramienta para fundamentar los parámetros a utilizar en los modelos matemáticos. El contenido de elementos traza permite estimar la composición de la roca parental, los minerales residuales, la secuencia de minerales involucrados en la diferenciación y, junto con las relaciones isotópicas, la extensión de la contaminación con otras rocas. Los ejemplos aquí tratados son una aplicación directa de las ecuaciones formuladas.

En la parte II de este trabajo se tratará el tema del modelado cuantitativo de procesos magmáticos utilizando las relaciones isotópicas de algunos elementos traza (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf y Re-Os). El estudio de estos sistemas isotópicos tiene la capacidad de ampliar y sustentar las hipótesis de evolución de magmas y su relación con ambientes tectónicos adquiridas con los criterios descritos en este trabajo.

REFERENCIAS

- Allègre, C.J. and Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 1-25.
- Arth, J.G. and Hanson, G.N., 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 325-362.
- De Paolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 26-43.
- Marsh, B.D., and Kantha L.H., 1978. On heat and mass transfer from an ascending magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 435-443.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.1
- Sun, S.S. and Hanson, G.N., 1976. Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54, 139-155.