

## MODELIZACION GEOQUIMICA DE LOS PROCESOS DE DIFERENCIACION POR CRISTALIZACION

J. M. Cebriá \* y J. López Ruiz \*\*

### RESUMEN

Durante los procesos de diferenciación por cristalización los elementos mayores y traza y los isótopos estables sufren fraccionación, mientras que los isótopos radiogénicos no varían.

Las ecuaciones propuestas para los diferentes procesos de diferenciación permiten establecer las pautas de variación de los elementos mayores y traza durante cada uno de estos procesos. En la cristalización fraccionada simple el líquido residual se empobrece rápidamente en elementos compatibles y se enriquece en elementos incompatibles, a medida que progresa la cristalización. En la cristalización in situ el líquido evoluciona de forma idéntica a la cristalización fraccionada simple por lo que respecta a los elementos altamente incompatibles, pero experimenta un menor incremento en lo que concierne a los elementos moderadamente incompatibles; en cuanto a los elementos compatibles, los líquidos residuales también se empobrecen, aunque mucho más suavemente que en los derivados por cristalización fraccionada simple, incluso para valores de  $f$  altos.

Si tiene lugar el rellenado cíclico de la cámara y todo el líquido presente en la misma desaparece al final de cada ciclo, el magma sigue las mismas pautas que en la cristalización fraccionada simple. Por el contrario, si la fracción de líquido que cristaliza en cada ciclo y la del líquido erupcionado al final de cada ciclo son pequeñas, la composición del líquido residual se aproxima a la que se obtiene por cristalización en equilibrio.

La modelización de los procesos de cristalización plantea menos dificultades que la de la fusión parcial. Si una serie de rocas se ha generado por cristalización fraccionada simple, su proyección en diagramas  $C_L^i - C_L^j$ , si  $i$  es un elemento compatible y  $j$  un elemento altamente incompatible, permite una buena aproximación a la composición del magma inicial. Asimismo la proyección en diagramas  $\log C_L^i - \log C_L^j$ , en la que el elemento  $i$  es altamente incompatible, permite identificar las distintas etapas del proceso y calcular los coeficientes de distribución global de los elementos traza del sistema.

**Palabras clave:** *Cristalización en equilibrio, cristalización fraccionada simple, cristalización in situ, relleno cíclico, elementos mayores, elementos traza, isótopos radiogénicos, isótopos estables.*

### ABSTRACT

During crystallization processes, major and trace elements and stable isotopes fractionate, whereas radiogenic isotopes do not change.

The different equations proposed allow us to reproduce the variation in major and trace elements during these differentiation processes. In the case of simple fractional crystallization, the residual liquid is impoverished in compatible elements faster than it is enriched in incompatible elements as crystallization proceeds. During in situ crystallization the highly incompatible elements evolve in a similar way to the case of simple fractional crystallization but the enrichment rate of the moderately incompatible elements is slower and the compatible elements do not suffer a depletion as strong as the one observed during simple fractional crystallization, even for higher  $f$  values.

In a periodically replenished magma chamber if all the liquid present is removed at the end of each cycle, the magma follows patterns similar to those generated by simple fractional crystallization. On the contrary, if the liquid fraction that crystallizes during each cycle and the one that is extruded at the end of the cycle are small, the residual liquid shows compositions similar to those that would be obtained by equilibrium crystallization.

\* Earth Sciences Department, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK.

\*\* Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), 28006 Madrid, España.

Crystallization processes modelling is in general less difficult than for partial melting. If a rock series is the result of simple fractional crystallization, a  $C_L-C_L^i$  plot in which  $i$  is a compatible element and  $j$  is highly incompatible, allows us to obtain a good approximation to the initial liquid composition. Additionally,  $\log C_L^i - \log C_L^j$  diagrams in which  $i$  is a highly incompatible element, allow us to identify steps in the process and to calculate the bulk distribution coefficients of the trace elements during each step.

**Key words:** *Equilibrium crystallization, simple fractional crystallization, in situ crystallization, periodically replenished magma chamber, major elements, trace elements, radiogenic isotopes, stable isotopes.*

## Introducción

La mayor parte de las rocas ígneas que llegan a la superficie no presentan caracteres primitivos, ya que su composición está más o menos alejada del rango definido para los magmas primarios. La razón de este hecho es que los magmas suelen experimentar una compleja evolución durante su ascenso hacia zonas superficiales, sobre todo si previamente a su extrusión residen en cámaras magmáticas.

Los mecanismos por los cuales tiene lugar la evolución de los magmas son muy variados y en muchos casos imperfectamente conocidos. Dentro de estos mecanismos se pueden distinguir por una parte los procesos de diferenciación, en los que la evolución se realiza a partir del propio magma y por otra los procesos de mezcla en los que aquélla es consecuencia de su contaminación con rocas u otros líquidos de contrastada composición.

Desde las primeras experiencias de Harker (1894, 1914) y Bowen (1928) se acepta que la cristalización fraccionada es el principal proceso de diferenciación. No obstante, las nuevas ideas sobre la cristalización en cámaras magmáticas han permitido perfilar variantes y sugerir otros mecanismos. Así, actualmente sabemos que la cristalización puede tener lugar en toda la masa de magma o solamente en los márgenes, donde más intensa es la pérdida de calor, y que las pautas de evolución química del magma en uno y otro caso son distintas; que en determinado momento pueden llegar a la cámara nuevas masas de líquido, que obviamente modifican la composición de los líquidos residuales; que los fenómenos de transferencia gaseosa pueden jugar un cierto papel, especialmente en las últimas etapas de evolución, en las que existe una importante concentración de volátiles e, incluso, que se puede desarrollar una redistribución interna de ciertos elementos en respuesta a un gradiente de temperatura.

En este trabajo se abordan los procesos de diferenciación más comunes y por consiguiente mejor estudiados, dedicando especial atención a las ecuaciones que gobiernan el comportamiento de los elementos mayores y traza durante dichos procesos y a

la metodología que se aplica para la modelización de los mismos.

## Mecanismos de diferenciación por cristalización

Una vez que se produce la segregación del magma de la roca-fuente, comienza su ascenso hacia zonas superficiales. Durante las primeras etapas, el ascenso se produce en condiciones adiabáticas, por lo que es difícil que se inicie la cristalización. Al alcanzar niveles crustales, la menor densidad de las rocas de la corteza provoca el que se paralice el ascenso y se originen cámaras magmáticas. A partir de este momento la disminución de la temperatura se verifica en condiciones isobáricas, por pérdida de calor a través de las paredes de la cámara magmática. Cuando la temperatura desciende por debajo de la del liquidus, comienza la cristalización. Esta no se produce de forma simultánea, sino que las fases aparecen de forma sucesiva a medida que se alcanzan sus respectivas condiciones de estabilidad. Durante el proceso también se puede producir la inestabilidad de fases previamente formadas, lo que conduce a la digestión de éstas por el líquido.

Los minerales que cristalizan toman del líquido los elementos que entran en su estructura, por lo que la composición de éste se modifica. Si no se produce la separación de los minerales, éstos pueden reaccionar con el líquido y reequilibrarse con él, por lo que la roca resultante tiene la misma composición que el fundido original. Como las velocidades de difusión y/o reacción suelen ser inferiores a las de cristalización, si la temperatura desciende rápidamente no se llega a alcanzar el equilibrio entre los cristales y el líquido residual, por lo que la roca total conserva la composición del magma inicial, pero la matriz tiene la composición correspondiente a un líquido diferenciado (es decir, empobrecido en elementos compatibles y enriquecido en elementos incompatibles) y los cristales presentan zonación. Por el contrario, si tiene lugar la separación, y el líquido residual solidifica de forma inde-

pendiente, las diversas rocas que se originan por diferentes grados de cristalización tienen una composición más o menos alejada de la del magma primario.

Los procesos de separación mecánica entre las distintas fases sólidas y la fase líquida dependen directa o indirectamente de las diferencias entre sus propiedades físicas (densidad, viscosidad, morfología...). En el caso más simple, la separación de los minerales que cristalizan a partir de un magma se produce por efecto de la gravedad. Otros mecanismos de separación propuestos incluyen la flotación (Bowen, 1915), el flujo (p. ej., Bhattacharji y Smith, 1964), el filtrado por presión (Emmons, 1940) y la fraccionación convectiva (Sparks *et al.*, 1984). De todos ellos, el primero es el más universal, mientras que los restantes están restringidos a casos concretos (p. ej., el flujo en el caso de diques).

En líquidos newtonianos, la velocidad de hundimiento  $v$  de una partícula esférica se puede expresar mediante la ley de Stokes:

$$v = \frac{2gr^2\Delta\rho}{9\eta} \quad (1)$$

donde  $r$ , es el radio de la partícula;  $\eta$ , es la viscosidad del líquido;  $g$ , es la constante gravitacional y  $\Delta\rho$ , la diferencia de densidad entre la partícula y el líquido. Según esta expresión, la velocidad de hundimiento de los cristales se incrementa a medida que aumenta su tamaño y su densidad, por lo que la segregación de los minerales se produce con mayor facilidad cuando forman fenocristales.

La expresión (1) no puede ser aplicada para modelizar sistemas naturales, ya que es probable que los magmas basálticos sólo se comporten como líquidos newtonianos a temperaturas cercanas al líquido. Otro factor que puede alterar el comportamiento descrito, es el carácter turbulento de los magmas. Estudios sobre transferencia de calor en líquidos silicatados (ver Sparks *et al.*, 1984; Turner y Campbell, 1986; Hess, 1989), sugieren que los magmas almacenados en cámaras magmáticas probablemente sufren convección. Las velocidades de flujo calculadas para estos magmas son comparables o incluso superiores a las de hundimiento que se deducen de la ley de Stokes, por lo que los cristales pueden permanecer en suspensión.

Aunque la separación de fases minerales a partir de un magma parece ser el mecanismo de diferenciación más importante, las nuevas ideas sobre la cristalización en cámaras magmáticas indican que esta separación se puede llevar a cabo de diferente forma e incluso que otros mecanismos también pueden jugar un papel decisivo. Así, la hipótesis de que

en las cámaras magmáticas casi no existe convección (o que está circunscrita a su parte central) implica que la cristalización tiene lugar fundamentalmente en los márgenes de la cámara. En consecuencia, se forma una zona de solidificación, constituida por los cristales generados y por un líquido intersticial, que se desplaza hacia el centro de la misma, a medida que progresa la cristalización. Si una fracción del líquido intersticial es reinyectado en la parte líquida de la cámara (fig. 1) la evolución geoquímica del magma resultante es diferente a la que experimentaría en un proceso de cristalización en equilibrio o fraccionada simple. Por ejemplo, la mezcla del líquido diferenciado con la masa principal de magma puede dar lugar a que la parte central de la cámara exhiba los efectos químicos de la diferenciación sin que haya cristalizado de hecho. Este tipo de diferenciación se conoce como cristalización *in situ* (Langmuir, 1989; Nielsen, 1990; Tait y Jaupart, 1990).

En aquellos casos en que el período de actividad magmática ha sido prolongado (p. ej., superior a los 1,5 m.a.) y rocas del mismo tipo exhiben variaciones en las relaciones entre elementos traza incompatibles, otro mecanismo de diferenciación plausible es aquel en el que la cámara es rellenada periódicamente con nuevas masas de líquido primario (O'Hara y Mathews, 1981; Albarede, 1985). En

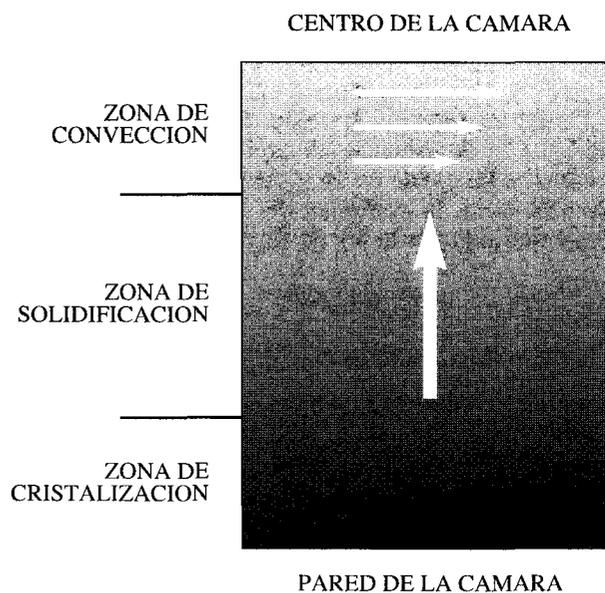


Fig. 1.—Esquema de la cristalización *in situ*. En este proceso una fracción de líquido intersticial (flecha de trazo grueso) es reinyectado en la parte líquida de la cámara, en la que domina la convección (flechas de trazo fino), por lo que continuamente se rehomogeneiza.

este mecanismo existen dos variantes ya que el líquido que resulta de la mezcla del magma existente en el reservorio y el nuevamente aportado puede sufrir cristalización fraccionada antes de ser eruptado hacia zonas superficiales o bien una parte de aquel es expelido hacia la superficie inmediatamente después de su homogeneización y el resto experimenta cristalización fraccionada. En la primera variante, propuesta por O'Hara (1977), la erupción de fundidos más o menos diferenciados implica que su mezcla con la nueva masa de magma primitivo tiene lugar muy lentamente. En la segunda, propuesta por Albarede (1985), la mezcla y la subsecuente erupción del magma híbrido tienen lugar al inicio de la diferenciación magmática.

### Ecuaciones que describen el comportamiento de los elementos mayores y traza y de los isótopos

El proceso de cristalización más sencillo es el que supone la existencia de equilibrio entre el conjunto de fases sólidas y el líquido residual. En este caso, la expresión que describe la abundancia en elementos traza del magma diferenciado es:

$$C_L = \frac{C_0}{D + F(1-D)} \quad (2)$$

donde  $C_L$  y  $C_0$ , representan la concentración del elemento traza en el líquido residual y en el inicial, respectivamente;  $D$ , es el coeficiente de distribución global<sup>1</sup> y,  $F$ , es la proporción de líquido residual.

Como en general la velocidad de cristalización supera a la de difusión, el equilibrio con el líquido residual sólo existe en la superficie de los cristales. En este caso, la composición del líquido residual viene definida por la ley de Rayleigh (1896):

$$C_L = C_0 F^{(D-1)} \quad (3)$$

y la del sólido acumulado ( $C_s$ ), por la expresión:

$$C_s = C_0 \left[ \frac{1-F^D}{1-F} \right] \quad (4)$$

Como se desprende de estas ecuaciones, a medida que disminuye  $F$  (es decir, progresa la cristalización) el líquido residual se empobrece en elementos compatibles y se enriquece en los elementos incom-

<sup>1</sup> Para una explicación del significado de  $D$  y del carácter compatible o incompatible de los elementos traza, ver Benito y López Ruiz (1994).

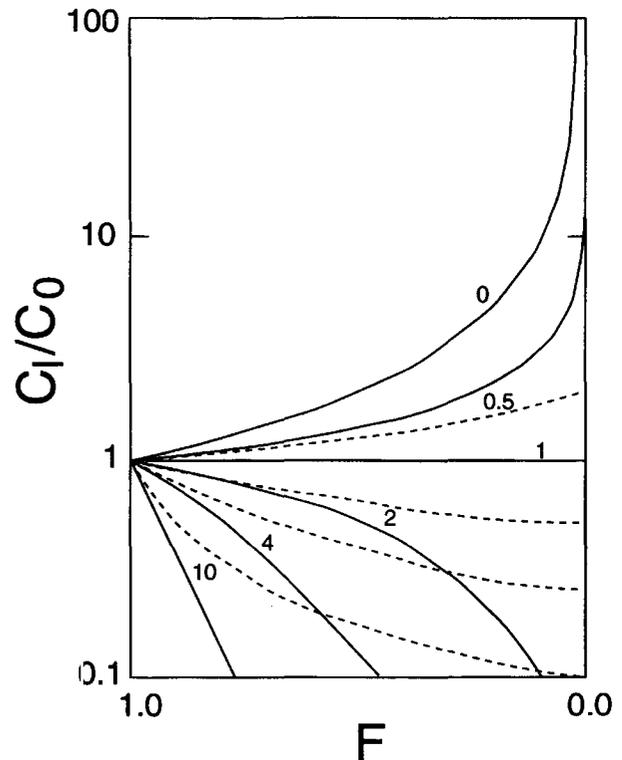


Fig. 2.--Fraccionación de los elementos traza con  $D = 0-10$  (números junto a las curvas) durante la cristalización en equilibrio (líneas de puntos) y fraccionada simple (líneas continuas).

patibles, si bien las tasas de enriquecimiento o empobrecimiento son mayores en la cristalización fraccionada simple que en la cristalización en equilibrio. Por otra parte, en la cristalización fraccionada simple las variaciones de los elementos compatibles son más importantes que las de los incompatibles, para un mismo intervalo de cristalización (fig. 2). Otra consecuencia que se deduce de las ecuaciones (2) y (3) es que las relaciones entre elementos traza altamente incompatibles no varían prácticamente, ni siquiera cuando se alcanzan valores muy altos de  $F$ . Si los dos elementos son moderadamente incompatibles (p. ej.,  $D^i = 0,1$  y  $D^j = 0,2$ ) se requiere un 80 % de cristalización para que se modifique en un 15 % su relación inicial. Por el contrario, si ambos elementos son compatibles (p. ej.,  $D^i = 3$  y  $D^j = 6$ ) la relación  $C^i/C^j$  se incrementa notablemente, incluso a pequeñas tasas de cristalización.

En el caso de la cristalización in situ, la ecuación que describe el comportamiento de los elementos traza, si todo el líquido intersticial de la zona de solidificación retorna a la cámara, es la propuesta por Langmuir (1989):

$$C_L = C_0 F^{\left[ \frac{f(D-1)}{D(1-f)+f} \right]} \quad (5)$$

En esta expresión  $C_L$ ,  $C_0$ ,  $F$  y  $D$  tienen el mismo significado que en la cristalización fraccionada simple y  $f$  representa la fracción de líquido intersticial de la zona de solidificación que es reinyectada en la parte líquida de la cámara magmática.

Según esta ecuación, si  $f = 0$  (esto es, si todo el líquido de la zona de solidificación cristaliza aisladamente de la zona central de la cámara),  $C_L = C_0$ , por lo que no hay fraccionación. En el otro extremo, si  $f = 1$ , la ecuación se transforma en la de Rayleigh.

Para los elementos altamente incompatibles ( $D \approx 0$ ) la evolución del líquido que experimenta cristalización in situ es idéntica a la de los líquidos que sufren cristalización en equilibrio o fraccionada simple, ya que en los tres casos  $C_L/C_0 = 1/F$ . Por el contrario, para los elementos moderadamente

incompatibles ( $D \approx 0,1$ ) las curvas de evolución se apartan de las que siguen la cristalización en equilibrio y la fraccionada simple, tanto más cuanto más bajo es el valor de  $f$  (fig. 3), de forma tal que si  $f < 0,25$  el incremento en estos elementos al progresar la fraccionación es mucho menor que en los otros dos procesos. Por lo que respecta a los elementos compatibles, los líquidos que experimentan cristalización in situ se empobrecen mucho más suavemente que aquellos otros que sufren cristalización fraccionada en equilibrio o fraccionada simple, incluso para valores de  $f$  tan altos como 0,5 (fig. 3).

De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, la signatura que imprime este proceso es muy parecida a la que se obtiene por fusión parcial en equilibrio, ya que la abundancia en elementos mayores y traza compatibles es casi constante y las relaciones entre elementos incompatibles experimentan una relativamente importante variación, si los valores de  $f$  son pequeños.

En un proceso de rellenado cíclico de la cámara, las ecuaciones que regulan la abundancia de los elementos traza (O'Hara, 1977; Albarede, 1985), son:

$$C_L = \frac{C_0 [(X + Y) F^{D-1}]}{[1 - (1 - X - Y) F^{D-1}]} \quad (6)$$

si en cada ciclo la cristalización fraccionada tiene lugar antes de que se produzca la erupción parcial, o bien

$$C_L = \frac{C_0 (X + Y)}{(1 + Y - F^D)} \quad (7)$$

en donde  $X$  corresponde a la fracción de líquido que cristaliza en cada ciclo e  $Y$  representa la fracción de líquido eruptado al final de cada ciclo.

De acuerdo con la ecuación (6), si todo el líquido presente en la cámara magmática desaparece al final de cada ciclo, por cristalización o porque es expulsado hacia la superficie,  $X + Y = 1$  y en consecuencia la ecuación se transforma en la de Rayleigh. Por el contrario, si  $X$  e  $Y$  son pequeños, la composición del líquido se aproxima a la de un magma que experimenta cristalización en equilibrio.

Por lo que respecta a los elementos mayores, su variación durante la cristalización está controlada por balances de masas del tipo:

$$M_0 = M_L F + M_a (1 - F) \quad (8)$$

y

$$M_0 = M_L F + \sum_m M_m f_m \quad (9)$$

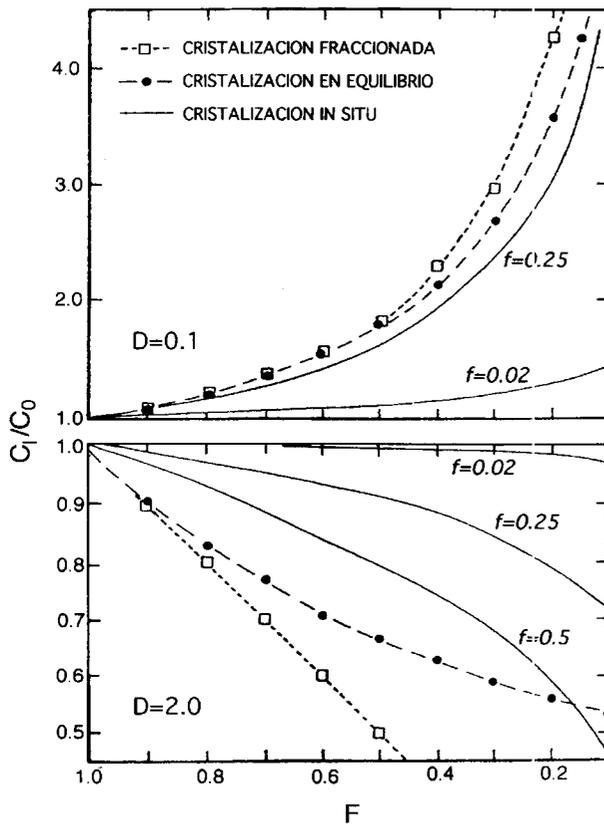


Fig. 3.—Fraccionación de elementos traza con  $D = 0.1$  y  $2.0$ , en función de  $F$ , para distintos valores de  $f$ , en un proceso de cristalización in situ. Para comparación se ha indicado el comportamiento que seguirían en el caso de la cristalización en equilibrio y fraccionada simple. En Langmuir (1989).

donde  $M_0$ ,  $M_L$  y  $M_a$ , representan la concentración del elemento mayor en el líquido inicial, en el diferenciado y en el acumulado, respectivamente;  $M_m$ , es la concentración en la fase  $m$  y,  $f_m$ , es la proporción en que ha cristalizado la fase  $m$ .

En lo que concierne a las variaciones en isótopos radiogénicos, los minerales tienen inicialmente las mismas relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb que el magma del que cristalizan (ver López Ruiz y Cebriá, 1990). En consecuencia, las rocas que derivan de un magma primario común por cristalización, tienen idénticos valores isotópicos que éste. Sin embargo, las relaciones Rb/Sr, Sm/Nd y U/Pb son diferentes, por lo que en casos excepcionales (p. ej., en volcanes con períodos de actividad muy largos) se pueden producir variaciones en los isótopos radiogénicos debidas a la lenta fraccionación de los últimos diferenciados. No obstante, si se observan relaciones isotópicas diferentes en rocas producidas por cristalización, éstas suelen ser debidas a la participación de componentes externos al sistema volcánico.

La menor masa de los isótopos estables implica que son sensibles a la fraccionación. En consecuencia, su comportamiento durante la cristalización está controlado por las mismas ecuaciones descritas para los elementos traza. Por ejemplo, en el caso del oxígeno durante la cristalización fraccionada simple:

$$(O^{18}/O^{16})_L = (O^{18}/O^{16})_0 F^{\alpha-1} \quad (10)$$

o en notación  $\delta$ :

$$(\delta O^{18})_L = [(\delta O^{18})_0 + 10^3] F^{\alpha-1} - 10^3 \quad (11)$$

donde  $\alpha$ , es el factor de fraccionación global y cuyo significado es equivalente al de  $D$ , pero aplicado a las relaciones isotópicas.

La fraccionación magma-mineral para el oxígeno es generalmente inferior a  $\pm 1$  ‰, excepto para los óxidos de Fe-Ti, por lo que la composición isotópica del oxígeno en los líquidos diferenciados no se desvía significativamente de la del magma inicial. En efecto, para obtener variaciones de  $\delta O^{18}$  del orden del 2 ‰ son precisos valores de  $\alpha$  tan extremos como 0,998 y 1,001 y de  $F$  inferiores a 0,25 (es decir, porcentajes de cristalización superiores al 75 ‰). En casos en los que las variaciones isotópicas de oxígeno han sido atribuidas a la cristalización (p. ej., Sheppard y Harris, 1985), los efectos observados son inferiores al 0,8 ‰. Por lo tanto, cabe suponer que variaciones mayores son consecuencia de la influencia de componentes ajenos al sistema.

## Modelización de los procesos

Las características de los procesos de diferenciación hacen que, en muchos casos, su modelización plantee menos dificultades que la de los procesos de fusión parcial. Esto es debido a que en la cristalización es posible establecer un mayor número de restricciones para los valores de los parámetros, basadas en la utilización simultánea de los elementos mayores y traza. Sin embargo, éste no es el caso de los procesos de fraccionación en sistema abierto, por la participación de componentes adicionales, cuyas características pueden ser difíciles de determinar.

### Identificación del magma inicial

Cuando se estudia el magmatismo de una determinada región los datos disponibles para llevar a cabo la modelización son la composición química y mineralógica de las rocas que aparecen. En situaciones óptimas, los magmas primarios pueden estar representados junto con los términos más diferenciados. Si aquéllos no han alcanzado la superficie, la modelización se debe realizar a partir de los líquidos menos diferenciados y la composición del magma primario inicial se debe establecer de forma indirecta. En cualquier caso es necesario confirmar la relación genética entre el que se supone magma primario (primitivo o no) y los sucesivos términos de la serie.

Como ya se ha indicado, los isótopos radiogénicos son especialmente útiles a este respecto, ya que no sufren fraccionación durante los procesos de cristalización. En ausencia de este dato, también pueden ser utilizadas las relaciones entre los elementos traza altamente incompatibles. Como se desprende de la expresión (3), si  $D \approx 0$  o es negligible frente a 1,  $C_L^i/C_L^j \approx C_0^i/C_0^j$ . Por otro lado, el líquido menos diferenciado se debe caracterizar por un mayor enriquecimiento relativo en elementos compatibles y menor en incompatibles. Este comportamiento de los elementos traza se puede exponer fácilmente de forma gráfica. Por ejemplo, en un diagrama  $C_L^i-C_L^j$ , si  $i$  es un elemento compatible (p. ej., Ni) y  $j$  es altamente incompatible (p. ej., Th), los términos de una serie producida por cristalización fraccionada definen trayectorias casi horizontales que comienzan en el punto que representa el magma primario inicial (fig. 4). Por lo tanto, si se han establecido los parámetros del proceso, es posible obtener una aproximación a la composición del magma primario mediante extrapolación de las líneas de diferenciación hasta la región donde se proyectan los líquidos no diferenciados (p. ej., fijando el contenido en Ni y MgO).

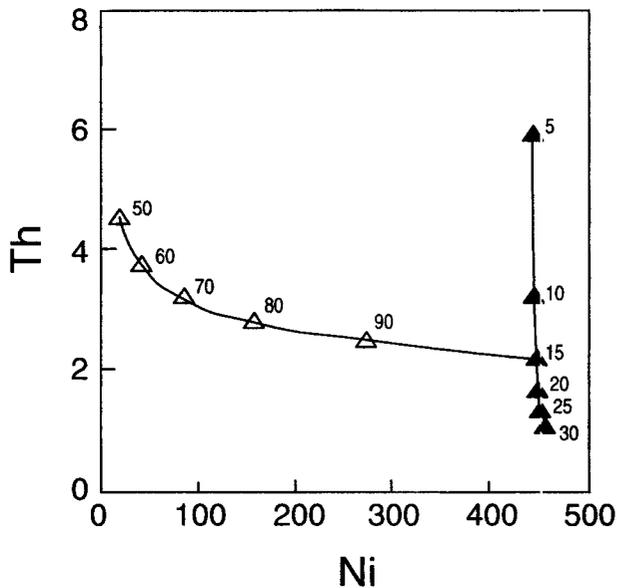


Fig. 4.—Concentración en ppm de Ni y Th de los líquidos generados por fusión parcial en equilibrio no modal (triángulos negros) y de una serie producida por cristalización fraccionada simple (triángulos vacíos). Se ha supuesto que la concentración de Ni y Th en el manto fuente es 2500 y 0,36 ppm, respectivamente, y que los coeficientes de distribución global son  $D^{Ni} = 5,7$ ,  $D^{Th} = 0,01$ ,  $P^{Ni} = 1,7$  y  $P^{Th} = 0,01$ . El número junto a cada triángulo indica el porcentaje de fusión parcial o de líquido residual (p. ej., el primer líquido diferenciado representa un 10 % de cristalización a partir del magma generado por un 15 % de fusión).

*En sistema cerrado*

Aunque la inversión del proceso de cristalización fraccionada fue anterior a los métodos desarrollados para la fusión parcial (p. ej., Allègre *et al.*, 1977 y Provost y Allègre, 1978), para los elementos traza y mayores, respectivamente, su aplicación ha sido mucho más restringida y en general se ha limitado al uso de diagramas bilogarítmicos.

Si se tiene la certeza de que una serie de rocas se ha generado por progresivos porcentajes de cristalización a partir de un magma común, los coeficientes de distribución de los elementos traza pueden ser calculados mediante diagramas  $\log C_L^i - \log C_0^i$ . En estos diagramas, el valor de la pendiente viene dado por la expresión:

$$A = \frac{D^i - 1}{D^i - 1} \tag{12}$$

En consecuencia, si el elemento *i* es altamente incompatible,  $D^i$  es negligible respecto a 1 por lo que  $D^i \approx 1 - A$ . Adicionalmente, la expresión (12) implica que las variaciones en los valores de  $D^i$  (por

ejemplo, debido al inicio de la cristalización de una o más fases con altos coeficientes de distribución para el elemento *j*), se reflejan en variaciones de la pendiente (ver p. ej., Villemant y Treuil, 1983). Finalmente, para un elemento altamente incompatible las expresiones (2) y (3) se transforman en  $F \approx C_0^i / C_L^i$ , con la que es posible calcular directamente la proporción de líquido residual.

En resumen, esta aproximación permite: 1) identificar las distintas etapas de cristalización, definidas por la separación de nuevas fases; 2) calcular los coeficientes de distribución global de los elementos traza durante cada una de dichas etapas y, 3) determinar los valores de *F* necesarios para dar lugar a una serie producida por tasas progresivamente mayores de cristalización a partir de un líquido inicial.

Por lo que respecta a los elementos mayores, la utilización de la ecuación (9) requiere que, además de la composición del líquido inicial, se conozca la de las fases que han participado en el proceso. En general, se admite que los fenocristales presentes en los líquidos diferenciados representan a dichas fases. La participación de otros minerales que no aparecen como fenocristales se puede establecer a partir de los diagramas log-log en los que se proyectan elementos traza diagnósticos (p. ej., una disminución sistemática de Zr en una serie sugiere la fraccionación de circón). Una vez determinadas o asumidas las fases que han participado en el proceso y su composición, es posible establecer un balance de masas para cada uno de los elementos mayores, con lo que se obtiene un sistema de ecuaciones que puede ser resuelto para *F* y  $f_m$  por mínimos cuadrados. En general, el número de fases participantes es menor que el de óxidos analizados, por lo que el sistema está sobredeterminado. Esto implica que en casi todos los casos es posible relacionar dos líquidos cualesquiera mediante la separación de una o más fases. Por esta razón, los resultados de esta aproximación sólo se pueden aceptar cuando están apoyados por la modelización con elementos traza (por ejemplo, comparando los valores de *F* obtenidos por ambos métodos).

Vieira (1991) propuso un sencillo método de cálculo iterativo que permite combinar las expresiones (3) y (8), de forma que los datos de elementos mayores y traza compatibles son utilizados simultáneamente para calcular los valores de *F*,  $C_0$ , *D* y  $M_a$ . Si se sustituye el valor de *F* que resulta de la expresión (8) en (3) y se aplican logaritmos, se obtiene:

$$\log C_L = \log C_0 + (D - 1) \log (M_0 - M_a) - (D - 1) \log (M_L - M_a) \tag{13}$$

que es la ecuación de una recta en un diagrama  $\log(M_L - M_a) - \log(C_L)$ , cuya pendiente es igual a  $1 - D$ . Reagrupando términos y aplicando logaritmos de nuevo, se obtiene:

$$\log \left[ \log \left( \frac{C_L}{C_0} \right) \right] = \log(D-1) + \log[\log(M_0 - M_a) - \log(M_L - M_a)] \quad (14)$$

que es también la ecuación de una recta en un diagrama  $\log[\log(M_0 - M_a) - \log(M_L - M_a)] - \log[\log(C_L/C_0)]$ , donde la pendiente es igual a 1 y la ordenada en el origen es igual a  $\log(D-1)$ .

El cálculo de  $M_a$  y  $D$  se realiza asumiendo sucesivos valores de  $M_a$  hasta que la recta definida por la expresión (14) tiene pendiente igual a 1. En principio, este cálculo no se ve afectado por la elección del valor de  $C_0$  [necesario para calcular el valor de  $M_0$  y ajustar la expresión (14)], que debe corresponder a una muestra colinear con el resto de líquidos en el diagrama  $\log(M_L - M_a) - \log(C_L)$ . Sin embargo, Vieira (1990) recomienda seleccionar un valor de  $C_0$  cercano al valor de  $C_L$  (que debe representar la muestra más diferenciada). En estas condiciones y si  $D > 1$ , la pendiente y el valor de  $x$  que se derivan de la expresión (14) son más sensibles a pequeñas variaciones de  $M_a$ . Esto pone de manifiesto lo extremadamente delicado que es este método al error analítico.

Otra aproximación propuesta para modelizar los procesos de diferenciación, son los denominados «diagramas de Pearce» (ver p. ej., Pearce, 1978, 1987; Russell, 1986; Ernst *et al.*, 1988; Russell y Nicholls, 1988; Nicholls, 1988; Russell y Stanley, 1990; Pearce y Stanley, 1991 y Bradshaw, 1992). Estos diagramas se desarrollaron para evitar el efecto de suma constante inherente al uso de elementos medidos en proporciones en peso. Así, las proyecciones son del tipo  $A/Z - B/Z$ , donde  $A$ ,  $B$  y  $Z$  son abundancias de elementos mayores, traza o combinaciones de éstos (incluso porcentajes de minerales normativos), y  $Z$  tiene una abundancia absoluta constante (p. ej., un elemento altamente incompatible). En estas condiciones, la pendiente de la línea de regresión refleja la relación  $A/B$  de los minerales fraccionados. Por esta razón, los numeradores se establecen de forma que sean sensibles a la separación de las fases cuya participación se desea evaluar (fig. 5). Por otro lado, si la proyección se normaliza respecto a las abundancias de una muestra concreta, es posible calcular las proporciones en que las fases se han separado o añadido. Sin embargo, el uso de numeradores complejos y de muestras de referencia, supone una gran sensibilidad de este método al error analítico.

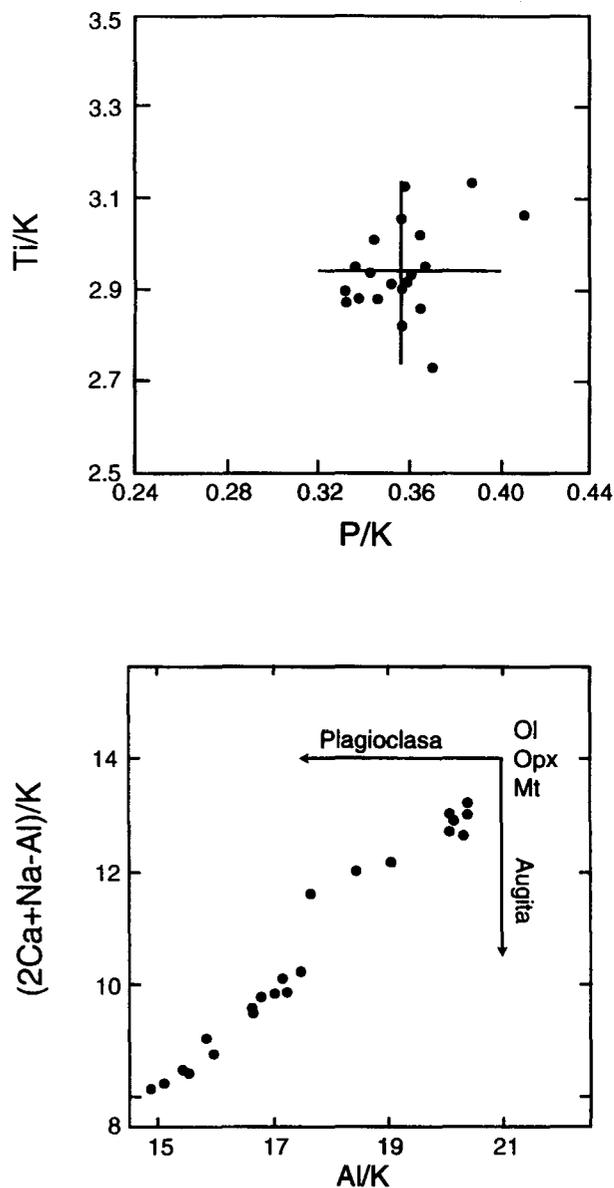


Fig. 5.—Diagramas  $P/K - Ti/K$  y  $Al/K - (2Ca + Na - Al)/K$  para la serie basáltica de 1960 del Kilauea (Hawaii). El primer gráfico demuestra el carácter altamente incompatible de los tres elementos considerados, al proyectarse todas las composiciones en un punto (la cruz representa el valor medio de ambas relaciones  $\pm 2\sigma$ ), lo que permite determinar aquellos elementos que pueden ser utilizados como denominadores en los diagramas de Pearce. El segundo gráfico muestra la proyección de dichas lavas en un diagrama de Pearce, cuyos ejes se han seleccionado para que sean sensibles a la separación de plagioclasa y augita. En Stanley y Russell (1989).

Finalmente, conviene mencionar la existencia de modelos teóricos que permiten simular la cristalización de un magma inicial determinado. Los modelos más sencillos se basan parcialmente en la geo-

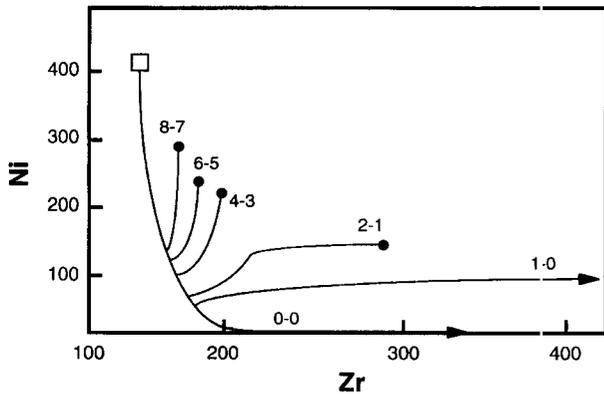


Fig. 6.—Simulación de la variación en Ni y Zr durante la cristalización de una toleíta (cuadrado) para distintos valores de los parámetros de recarga y erupción (números junto a las curvas), según el modelo de Defant y Nielsen (1990).

termometría (p. ej., Nathan y Van Kirk, 1978) y consisten en el cálculo de la composición de los minerales en equilibrio a medida que desciende la temperatura. Para cada intervalo de temperatura se determinan las fases estables, su composición y sus proporciones relativas. A partir de estos datos, se calcula la composición del líquido residual que es utilizado como composición inicial para el cálculo del siguiente paso. El carácter empírico de este tipo de modelos implica que su aplicación está restringida a líquidos de caracteres similares a los utilizados para la calibración. Otros modelos se basan en las ecuaciones descritas anteriormente (p. ej., Nielsen, 1988a) y permiten que los valores de los parámetros sean definidos por el usuario, lo que facilita una simulación más realista.

*En sistema abierto*

Cuando la cristalización tiene lugar en sistema abierto, el mayor número de variables a considerar hace que su modelización sea muy difícil y sujeta a un número mayor de indeterminaciones. Los procesos de cristalización en sistema abierto, incluyen básicamente dos efectos adicionales: la recarga o rellenado (por inyección en la cámara magmática de líquidos de composición igual a la inicial) y la asimilación. Este último caso se encuentra más relacionado con los procesos de mezcla, que son tratados en López Ruiz (1994), por lo que aquí sólo se considera el caso de la recarga.

Los efectos del rellenado de la cámara magmática sólo son apreciables cuando se produce entre dos ciclos eruptivos y dependen de la relación entre la velocidad de recarga y de cristalización. En el ejem-

plo estudiado por Defant y Nielsen (1990), el comportamiento de los elementos mayores es similar al que se produciría en un proceso de cristalización fraccionada simple. Sin embargo, el magma tiende a enriquecerse en elementos compatibles respecto a los incompatibles al aumentar la velocidad de recarga respecto a la de cristalización (fig. 6). Otro efecto adicional es la modificación de los coeficientes de distribución global, debido a su dependencia de la temperatura y de la composición del líquido, y al cambio en las proporciones de las fases fraccionadas (Nielsen, 1988b). Por esta razón, cuando el rellenado de la cámara es un proceso dominante, los diagramas log-log no pueden ser utilizados para calcular dichos coeficientes (Defant y Nielsen, 1990).

En sistemas naturales, la recarga no se produce probablemente de forma continua sino en pulsos. El primer efecto que produce este carácter discontinuo, es la dispersión de los datos en diagramas elemen-

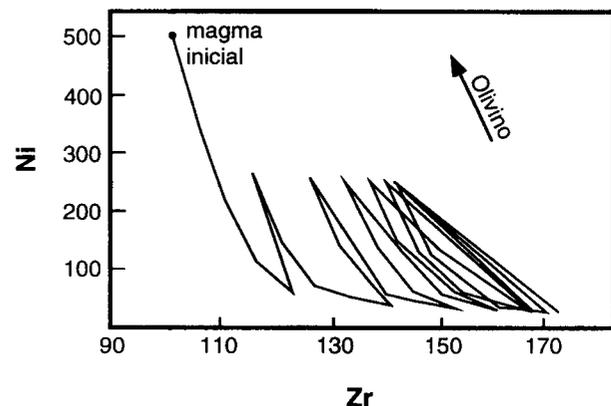
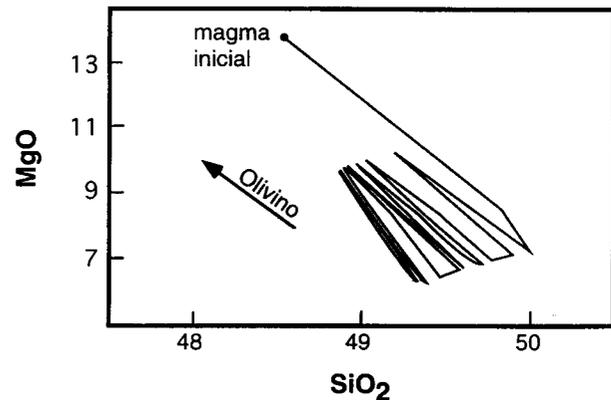


Fig. 7.—Trayectoria seguida por un magma en diagramas MgO-SiO<sub>2</sub> y Ni-Zr durante un proceso de cristalización fraccionada con recarga cíclica de la cámara. En Defant y Nielsen (1990).

to-elemento, debido a la generación de trends de cristalización paralelos que parten de la pauta definida por el proceso de mezcla entre los sucesivos líquidos residuales y las recargas de nuevo magma (fig. 7). El grado de dispersión depende de los elementos enfrentados y de la periodicidad de la recarga. Como se puede observar en la figura 7, en diagramas que enfrentan MgO o Ni frente a un elemento incompatible, los trends de cristalización están controlados por la separación del olivino. Sin embargo, éstos no se dirigen hacia la composición del magma inicial, por lo que no pueden ser utilizados para su identificación. Defant y Nielsen (1990) sugieren calcular en sentido inverso los efectos

debidos a la cristalización, a partir de magmas diferenciados saturados sólo en olivino, y obtener un rango de posibles magmas iniciales. Estas composiciones son entonces utilizadas para la modelización del proceso completo, seleccionando finalmente aquella que produce el mejor ajuste con los datos observados. Aunque los diagramas de Pearce también pueden ser utilizados para la modelización, la complejidad de este proceso limita su utilización.

Una aproximación más analítica a la solución de este problema, es la desarrollada por Caroff *et al.* (1993), que permite estimar los parámetros  $X$  e  $Y$  de las expresiones (6) y (7) en cada ciclo eruptivo. Este método consiste en calcular a partir de la composición del nuevo magma que rellena la cámara en cada ciclo, que se supone conocida, y de la de cada una de las rocas eruptadas, un factor de enriquecimiento o empobrecimiento,  $E = C_1/C_0$ , con lo que las ecuaciones (6) y (7), toman, respectivamente, la forma:

$$Y = \frac{(1-X)^{D-1}[X + E(1-X)] - E}{[(1-X)^{D-1}(E-1)]} \quad (15)$$

$$Y = \frac{[E(1-(1-X)^D)] - X}{(1-E)} \quad (16)$$

Estas ecuaciones permiten obtener, para cada elemento y para un determinado factor  $E$ , los valores que va tomando  $Y$  al introducir sucesivos valores de  $X$ . Si los valores que resultan para cada elemento se proyectan en un diagrama  $X$ - $Y$ , la zona de intersección de todas las curvas corresponderá a los valores  $X$  e  $Y$  de cada etapa del proceso de diferenciación.

Las dos variantes del proceso consideradas predicen un casi idéntico comportamiento para los elementos incompatibles, pero significativas diferencias en lo que concierne a los elementos compatibles. En efecto, si se analiza la figura 8, en la que se han representado los valores  $X$  e  $Y$  de dos elementos con coeficiente global de reparto 0,02 y 5, para distintos factores  $E$ , se observa que en ambas variantes el factor de enriquecimiento de los elementos incompatibles aumenta al incrementarse la fracción de magma que cristaliza y disminuir la fracción de magma eruptada en cada ciclo. Por el contrario, para los elementos compatibles, el factor  $E$  aumenta (esto es, los líquidos residuales se hacen menos pobres en estos elementos con relación al magma inicial primitivo) a medida que se incrementa el valor de  $Y$  y disminuye el de  $X$  en la modalidad propuesta por O'Hara, mientras que lo hace cuando se incrementa el valor de  $X$ , en la modalidad propuesta por Albarede.

La figura 8 permite comprender también las con-

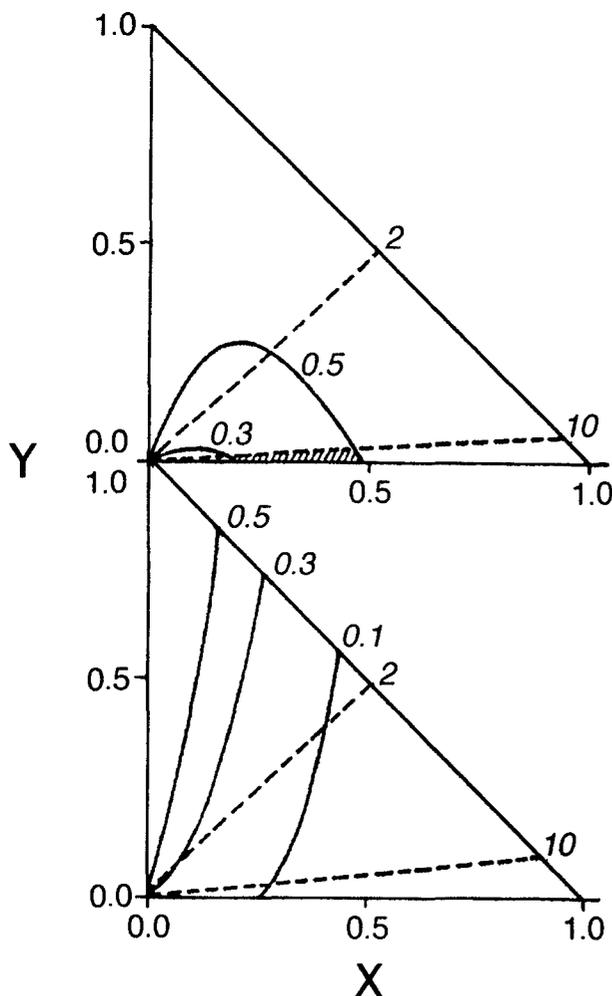


Fig. 8.—Valores de  $X$  (fracción de líquido que cristaliza en cada ciclo) e  $Y$  (fracción de líquido eruptado al final de cada ciclo) de dos elementos con  $D = 0,02$  (línea de trazos) y 5 (línea continua), para distintos valores  $E^i$  (números en cursiva junto a las curvas). En Albarede (1985).

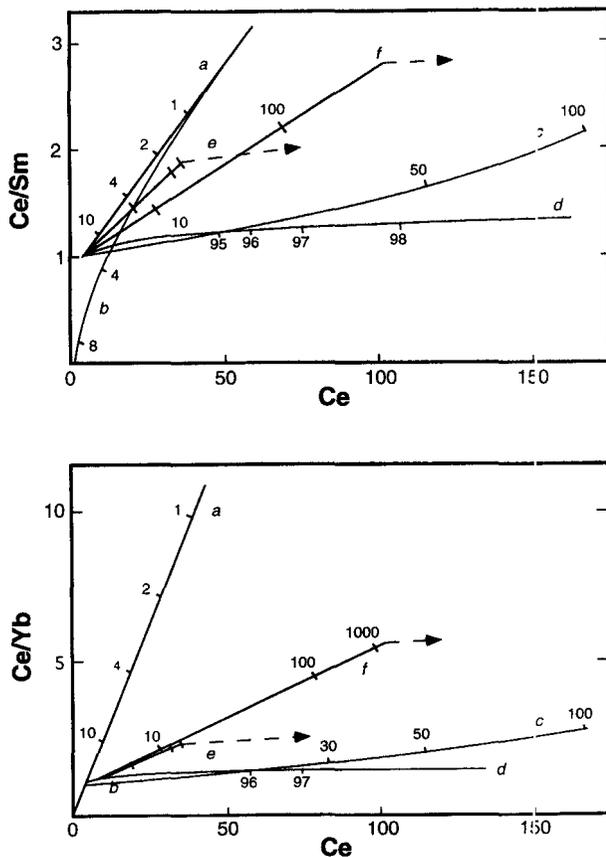


Fig. 9.—Incremento de las relaciones Ce/Sm y Ce/Yb en función de la abundancia en Ce (en ambos relativos al valor de estos elementos en el manto), en procesos de fusión no modal en equilibrio (línea a), fusión fraccionada (línea b), refinado zonal (línea c), cristalización fraccionada simple (línea d) y cristalización fraccionada en sistema abierto (líneas e y f). En Pankhurst (1977).

diciones que tienen que reinar en un proceso de cristalización fraccionada en sistema abierto (es decir, las fracciones de magma que deben cristalizar o sufrir erupción en cada ciclo) para que se generen rocas con un marcado enriquecimiento en elementos incompatibles y moderada abundancia en elementos compatibles (zona rayada en la modalidad de Albaredé y zona con muy bajos valores de X e Y en el modelo de O'Hara), o algo enriquecidas en elementos incompatibles y relativamente empobrecidas en elementos compatibles (sector con X e Y con igual valor), etc.

Comparado con los mecanismos de diferenciación en sistema cerrado, la cristalización fraccionada en sistema abierto produce una mayor fracciónación relativa de los elementos incompatibles (fig. 9), por lo que este último proceso permite explicar la existencia de rocas con relativamente

importantes variaciones en elementos incompatibles y ligeras variaciones en elementos tales como MgO, FeO, CaO y Na<sub>2</sub>O, sin recurrir a diferencias en el grado de fusión o a distintos materiales-fuente.

Finalmente, es necesario tener en cuenta que los efectos de la recarga no son detectables mediante el ajuste de balances de masas con elementos mayores, y que es posible obtener bajos residuales aun cuando la cristalización fraccionada simple no ha sido el proceso predominante (Defant y Nielsen, 1990).

### Recomendaciones prácticas

La modelización debe ser realizada con el mayor número posible de muestras, para que estén representadas todas las etapas del proceso. Asimismo, los análisis químicos tienen que ser de calidad, pues si el error analítico es alto el resultado final puede carecer de significado, al propagarse aquel a lo largo de los cálculos. Por ejemplo, la abundancia en elementos altamente incompatibles aumenta un 10 por 100 aproximadamente al sufrir el líquido inicial una fracciónación del 10 por 100, lo que significa que si la precisión de los análisis de estos elementos es del orden del 10 por 100 será imposible evaluar el parámetro *F* del sistema. Finalmente se deben evitar aquellas muestras que hayan sufrido algún tipo de alteración.

Es necesario confirmar la relación genética de los líquidos que forman la serie a modelizar, ya que, como se ha mostrado en el caso de los elementos mayores, es posible relacionar dos líquidos por separación de fases minerales sin que por ello sea el resultado de un proceso de cristalización fraccionada. A este respecto resultan especialmente útiles los datos isotópicos o en su defecto las relaciones entre elementos traza altamente incompatibles.

Para establecer las fases que han participado en el proceso, es necesario contar con un detallado estudio petrográfico y con los análisis químicos de los fenocristales. Esta información se debe contrastar con las variaciones en elementos diagnósticos para dichas fases (p. ej., Ni y MgO para olivino; Sr y CaO para plagioclasa, etc.), con el fin de confirmar que los fenocristales representan a las fases fraccionadas y para detectar otras que no aparecen como fenocristales. La utilización de geotermómetros y otros estudios que combinen observaciones de tipo geoquímico y termodinámico se pueden utilizar también para detectar xenocristales que no se encuentran en equilibrio con el magma que los engloba.

Por las razones ya expuestas, es asimismo recomendable establecer modelos en los que se consideren los elementos mayores y traza de forma simultánea.

Como ocurre con la modelización de la fusión parcial, se dispone de una serie de programas de cálculo y representación gráfica que facilitan la elaboración de los modelos. Los más sencillos realizan el cálculo de balances de masas por mínimos cuadrados [p. ej., XLFRAC, Stormer y Nicholls (1978); GENMIX, Le Maître (1981) y Wright y Doherty (1974)]. Otros programas como TRAZAS (Cebriá y López Ruiz, 1990 y 1992) y PEARCE.PLOT (Stanley y Russell, 1989) permiten la modelización directa de la cristalización en equilibrio y fraccionada simple y la elaboración de diagramas de Pearce, respectivamente. Finalmente algunos como TRACE (Nielsen, 1988a; Defant y Nielsen, 1990) permiten el uso combinado de elementos mayores y traza para modelizar procesos complejos como la cristalización *in situ*.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto de Investigación PB92-108 «Magmatismo intraplaca relacionado con puntos calientes en la Península Ibérica», financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

#### Referencias

- Albarede, F. (1985). Regime and trace-element evolution of open magma chambers. *Nature*, 318, 356-358.
- Allègre, C. J., Treuil, M., Minster, J. F., Minster, B. y Albarede, F. (1977). Systematic use of trace element in igneous processes. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.
- Bhattacharji, S. y Smith, C. (1964). Flowage differentiation. *Science*, 145, 150-153.
- Benito, R. y López Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de fusión parcial. *Estudios Geol.*, 50, 291-308.
- Bowen, N. L. (1915). Crystallization-differentiation in silicate liquids. *Amer. J. Sci.*, 39, 175-191.
- Bowen, N. L. (1928). *The evolution of the Igneous rocks*. Princeton Univ. Press, Princeton, 332 págs.
- Bradshaw, T. K. (1992). The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 450-458.
- Caroff, M., Maury, R. C., Leternier, J., Joron, J. L., Cotten, J. y Guillé, G. (1993). Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Muro-roa atoll, French Polynesia. *Lithos*, 30, 1-22.
- Cebriá, J. M. y López Ruiz, J. (1990). TRAZAS - Programa para calcular la composición de los magmas y evaluar los parámetros de los procesos magmáticos. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 48 págs.
- Cebriá, J. M. y López Ruiz, J. (1992). TRAZAS - A program for trace-element modeling of igneous processes. *Computer & Geosci.*, 18, 689-696.
- Defant, M. J. y Nielsen, R. L. (1990). Interpretation of open system petrogenetic processes: Phase equilibria constraints on magma evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 87-102.
- Emmons, R. (1940). The contribution of differential pressure to magmatic differentiation. *Amer. J. Sci.*, 238, 1-21.
- Ernst, R. E., Fowler, A. D. y Pearce, T. H. (1988). Modeling igneous fractionation and other processes using Pearce diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 12-18.
- Harker, A. (1894). Carrock Fell: A study in the variation of igneous rock masses. Part I. The gabbro. *Quarterly J. Geol. Soc. London*, 50, 311-337.
- Harker, A. (1914). Fractional crystallization the prime factor in the differentiation of rock magmas. *Int. Geol. Congr.*, XII, 205-208.
- Hess, F. C. (1989). *Origins of Igneous rocks*. Harvard Univ. Press, Cambridge, Massachusetts, 336 págs.
- Langmuir, C. H. (1989). Geochemical consequence of in-situ crystallization. *Nature*, 340, 199-205.
- Le Maître, R. W. (1981). GENMIX - A generalised petrological mixing model program. *Computers & Geosci.*, 7, 229-247.
- López Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de mezcla. *Estudios Geol.*, 50, 323-339.
- López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Editorial Rueda, Madrid, 168 págs.
- Nathan, H. D. y Van Kirk, C. K. (1978). A model of magmatic crystallization. *J. Petrol.*, 19, 66-94.
- Nicholls, J. (1988). The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 11-24.
- Nielsen, R. L. (1988a). TRACE.FOR - A program for the calculation of combined major and trace-element liquid lines of descent for natural magmatic systems. *Computers & Geosci.*, 14, 15-35.
- Nielsen, R. L. (1988b). A model for the simulation of combined major and trace element liquid lines of descent. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 27-38.
- Nielsen, R. L. (1990). Simulation of igneous differentiation processes. En J. Nicholls y J. K. Russell (eds.), *Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy, 24, Mineralogical Society of America, Washington, 65-105.
- O'Hara, M. J. (1977). Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature*, 266, 503-507.
- O'Hara, M. J. y Mathews, R. E. (1981). Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionating magma chamber. *J. Geol. Soc. London*, 138, 237-277.
- Pankhurst, R. J. (1977). Open system crystal fractionation and incompatible element variation in basalts. *Nature*, 268, 36-38.
- Pearce, T. H. (1978). A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 142-157.
- Pearce, T. H. (1987). The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: A discussion of some statistical arguments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 529-534.
- Pearce, T. H. y Stanley, C. R. (1991). The validity of Pearce element ratio analysis in petrology: An example from the Uwekahuna laccolith, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 212-218.

- Provost, A. y Allègre, C. J. (1978). Process identification and search for optimal differentiation parameters from major element data. General presentation with emphasis on the fractional crystallization process. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 487-501.
- Rayleigh, J. W. S. (1896). Theoretical considerations respecting the separations of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42, 77-107.
- Russell, J. K. (1986). A Fortran 77 computer program for the least squares analysis of chemical data in Pearce variation diagrams. *Computers & Geosci.*, 12, 327-338.
- Russell, J. K. y Nicholls, J. K. (1988). Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 25-35.
- Russell, J. K. y Stanley, C. R. (1990). Origins of the 1954-1960 lavas, Kilauea volcano, Hawaii: Major element constraints on shallow reservoir magmatic processes. *J. Geophys. Res.*, 95, 5021-5047.
- Sheppard, S. M. F. y Harris, C. (1985). Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension island lavas and granites: Variation with crystal fractionation and interaction with sea water. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 74-81.
- Sparks, R. S. J., Hupper, H. E. y Turner, J. S. (1984). The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A310, 511-534.
- Stanley, C. R. y Russell, J. K. (1989). PEARCE.PLOT - A Turbo-Pascal program for the analysis of rock composition with Pearce element ratio diagrams. *Computers & Geosci.*, 15, 905-926.
- Stormer, J. C. y Nicholls, J. (1978). XLFRAC - A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosci.*, 4, 143-159.
- Tait, S. y Jaupart, C. (1990). Physical processes in the evolution of magmas. En J. Nichols y J. K. Russell (eds.), *Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy, 24, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 125-152.
- Turner, J. S. y Campbell, I. H. (1986). Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, 23, 255-352.
- Vieira, N. (1991). A new method to evaluate fractional crystallization in igneous rocks. *J. Geology*, 99, 879-885.
- Villemant, B. y Treuil, M. (1983). Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay, comparaison avec la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bull. Mineral.*, 106, 465-486.
- Wright, T. L. y Doherty, P. C. (1974). A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 1995-2008.

Recibido el 28 de abril de 1994  
Aceptado el 15 de noviembre de 1994

## APENDICE

### Problemas

En un proceso de cristalización fraccionada simple la variación de los elementos compatibles es más importante que la de los elementos incompatibles, para un mismo intervalo de fraccionación. Justificar lo anterior para un elemento con un  $D \ll 1$  y otro con un  $D = 5$ , cuando ha solidificado el 25 % del líquido inicial.

#### Resultados y discusión

De acuerdo con la ecuación (3), la abundancia en el líquido de un elemento con un  $D = 0$ , cuando ha solidificado un 25 %, es 1,33 el contenido de dicho elemento en el líquido inicial. Por el contrario, la abundancia de un elemento con un  $D = 5$ , en el mismo intervalo de fraccionación, es 0,32 el valor de este elemento en el líquido inicial.

**Calcular el grado de fraccionación que debe alcanzar un líquido con un contenido inicial de Zr de 125 ppm, para que comience a cristalizar circón.**

#### Datos

$K_{\text{circón/liq}}^{\text{Zr}} = 2.500$ ;  $D^{\text{Zr}}$  (para el resto de las fases que cristalizan) = 0,05;  $C_{\text{circón}}^{\text{Zr}} = 500.000$  ppm

#### Resultados y discusión

Como el Zr es constituyente estructural esencial del circón, su concentración en el líquido no depende del coeficiente global de reparto sino del coeficiente de reparto circón-líquido y de la concentración de Zr en el circón. A partir de la definición de coeficiente de reparto, dados los valores  $C_{\text{circón}}^{\text{Zr}}$  y  $K_{\text{circón/liq}}^{\text{Zr}}$ , se deduce que  $C_{\text{liq}}^{\text{Zr}} = 200$  ppm. Es decir, que cuando el líquido fraccionado alcance una concentración en Zr de 200 ppm, comenzará a cristalizar circón. De acuerdo con la expresión (3), esto ocurre cuando  $F = 0,609$ , o lo que es lo mismo, cuando el grado de fraccionación es 0,39.

En teoría mientras tenga lugar la cristalización de zircon la concentración de Zr en el líquido es constante e igual a 200 ppm, si no se modifica el  $K_{\text{circón/liq}}^{\text{Zr}}$ . En la práctica se observa una cierta variación en el contenido de Zr al progresar la cristalización, ya que el coeficiente de reparto del Zr se modifica con la temperatura, la presión y la composición, y estos parámetros cambian durante el proceso.

**Identificar la roca primaria de la que ha derivado la nefelinita A y calcular el grado de fraccionación sufrido y la proporción en que se han fraccionado oli-**

**vino y clinopiroxeno para que se origine dicha nefelinita.**

#### Datos

Composición química de la nefelinita A y de las rocas primarias asociadas:

	A	B	C	D
SiO <sub>2</sub>	42,53	42,00	43,24	43,25
TiO <sub>2</sub>	3,13	2,84	2,72	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,15	11,94	11,24	11,83
FeO'	10,53	10,12	11,03	10,88
MnO	0,18	0,21	0,17	0,18
MgO	10,90	11,58	13,01	12,22
CaO	12,13	13,05	11,82	11,13
Na <sub>2</sub> O	3,39	3,37	3,53	5,21
K <sub>2</sub> O	1,24	1,51	1,24	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,76	1,08	0,76	0,63
La	61,53	59,7	59,10	63,0
Ce	122,3	121,0	112,0	120,0
Nb	72	61	71	98
Zr	280	275	269	331

Composición química media de los fenocristales de la nefelinita A:

	Olivino	Clinopiroxeno
SiO <sub>2</sub>	40,06	47,35
TiO <sub>2</sub>	—	2,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	5,64
FeO'	14,23	7,06
MnO	0,16	0,11
MgO	45,87	14,50
CaO	0,25	23,08
Na <sub>2</sub> O	—	0,58

#### Resultados y discusión

La similitud de las relaciones entre los elementos altamente incompatibles (La, Ce, Nb y Zr) que muestran la nefelinita A y la roca C y el mayor empobrecimiento relativo en dichos elementos de esta última, con respecto a las otras dos, que también son primarias, sugiere que la roca C representa con mayor probabilidad el magma inicial del que ha derivado la nefelinita A. El valor de  $F$  se puede calcular directamente con los elementos traza altamente incompatibles (asumiendo  $D = 0$ ) a partir de la expresión (3). En este caso,  $F = 92-98$  %, en función del elemento incompatible que se utilice. El similar resultado que se obtiene mediante el balance de masas [ecuación (9)] (93 %), sugiere una adecuada elección del líquido inicial. Esta última expresión permite también calcular el porcentaje en que se ha fraccionado cada fase mineral: 5,7 % Ol y 2,6 % Cpx.