

APLICACION DE LA GEOQUIMICA DE ELEMENTOS TRAZA A LA GENESIS DE LAS ROCAS IGNEAS

J. López Ruiz (*)

RESUMEN

En la primera parte de este trabajo se pasa revista al concepto de coeficiente de partición y se analiza la influencia de la temperatura, de la presión y de la composición sobre el mismo. A continuación se revisan los modelos más sencillos que describen el comportamiento de los elementos traza durante los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y mezcla. Finalmente, se discuten varios de los métodos que permiten reconocer el proceso responsable de la variación de los elementos traza en una serie de rocas comagmáticas

Palabras clave: *Elementos traza, coeficiente de partición, modelos cuantitativos, fusión parcial, cristalización fraccionada, procesos de mezcla.*

ABSTRACT

After a study of the partition coefficients and their dependence on temperature, pressure and composition, are reviewed the simplest models which describe the trace element behavior during partial melting, fractional crystallization and mixing processes. Finally, various methods for the recognition of the process responsible for the variation of trace elements concentrations in a suite of rocks are discussed.

Key words: *Trace elements, partition coefficient, quantitative models, partial melting, fractional crystallization, mixing processes.*

Introducción

Como es bien sabido, los magmas se generan en el manto superior o en la base de la corteza por la fusión parcial o total de un material preexistente, bajo determinadas condiciones físico-químicas (P, T, P_{H_2O} , etcétera). Una vez engendrados, se segregan del residuo cristalino y ascienden hacia zonas más superficiales, donde tiene lugar su consolidación. Durante el ascenso, generalmente experimentan una más o menos intensa diferenciación, y, en determinados casos, algún proceso de mezcla. En la etapa de consolidación pueden continuar desarrollándose los procesos de diferenciación y mezcla, anteriormente iniciados, tener lugar una importante pérdida de determinados constituyentes volátiles y, más tarde, en algunos casos, sufrir una serie de procesos de transformación que alteran la composición mineralógica y química de las rocas originadas.

De lo que acaba de ser expuesto se deduce que la

más o menos amplia variación de composición que presentan las rocas ígneas de cualquier área será debida a los procesos que acaban de ser citados. Por esta razón, los objetivos que se persiguen cuando se aborda el estudio de cualquier serie de rocas ígneas, son: a) establecer la composición mineralógica y química del material originario y sus eventuales transformaciones a lo largo del tiempo; b) determinar el grado de fusión requerido y las condiciones de P, T, etcétera, bajo las que ha tenido lugar la misma, y c) fijar las modificaciones que han sufrido los líquidos primarios como consecuencia de los distintos procesos de diferenciación que han intervenido en la generación de las rocas resultantes.

Para la consecución de estos objetivos, los petrólogos disponen de una amplia información, que abarca desde las observaciones sobre el terreno y los estudios petrográficos, hasta la amplia gama de determinaciones geoquímicas (elementos mayores, menores, traza y relaciones isotópicas), pasando por los datos que

(*) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.). José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

suministran los trabajos experimentales llevados a cabo en sistemas naturales o simplificados. De todas estas vías de estudio, han sido probablemente los elementos traza y las relaciones isotópicas controladas por algunos de estos elementos, los que más han contribuido al gran avance que ha dado la Petrología en estos últimos años.

La utilización de la abundancia en elementos traza de las rocas ígneas, para identificar el proceso por el que éstas se han generado y han evolucionado y para cuantificar sus parámetros, se ha convertido actualmente en una rutina. Sin embargo, la mayoría de los estudios petrológicos que se realizan en España no utilizan esta metodología. Frente a esta situación, puede ser de una cierta utilidad hacer una síntesis de la ya abundantísima bibliografía existente sobre los aspectos teóricos y prácticos del comportamiento de los elementos traza en los más usuales procesos petrogenéticos y ofrecerla de forma asequible a los investigadores que por cualquier razón no hacen uso de dicha metodología.

En este trabajo se describe el comportamiento de los elementos traza durante los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y mezcla, y se analizan los métodos que permiten identificar el proceso por el que se ha generado una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas y evaluar los distintos parámetros del mismo.

Algunos conceptos fundamentales

Elementos traza. Mecanismos de incorporación en los minerales

Todos los minerales contienen elementos químicos que no forman parte de su fórmula ideal, y que, por consiguiente, pueden ser considerados como extraños al mismo. Estos elementos se encuentran en muy baja concentración (en general, por debajo del 1% o de las 10.000 ppm), por lo que se les conoce bajo el epígrafe de elementos traza. En la mayor parte de los casos, la abundancia de dichos elementos en la litosfera es baja, pero en otros —como, por ejemplo, en el caso del Fe en la calcita— puede tratarse de elementos que se encuentran en una alta proporción en aquella. Los elementos que desde el punto de vista de la Petrología ígnea son considerados como traza (Rb, Ba, Pb, Sr, Tierras raras, Th, U, Y, Zr, Hf, Ta, Cu, Co, Ni, Sc, V y Cr) no forman minerales en los que ellos son constituyentes principales, o los forman a partir de líquidos cuya composición está muy alejada de la de los magmas y bajo unas condiciones distintas de las que corresponden a las rocas ígneas. Una importante excepción a lo que acaba de ser expuesto corresponde al Zr, ya que el zircón, mineral en el que este elemento es un constituyente esencial, puede originarse en un fundido de composición granítica.

Los mecanismos por los cuales se encuentran los elementos en cuestión en los minerales son tres: adsorción, oclusión y solución sólida (sustitución isomorfa).

En la adsorción los iones extraños se albergan en la superficie del mineral, en una capa difusa que se forma como resultado de la atracción que ejercen los átomos más exteriores, sólo parcialmente enlazados en la estructura. Es fácil comprender que la adsorción aumenta al hacerlo el área del mineral, por lo que dicho fenómeno es particularmente importante cuando éste aparece como un agregado de pequeños cristales.

En la oclusión, los elementos traza, junto con otras impurezas (inclusiones fluidas, otros minerales, etc.), son primero adsorbidas en la superficie del cristal y más tarde incorporadas al mismo como consecuencia de su rápido crecimiento.

Finalmente, por el mecanismo de la solución sólida, el elemento traza entra en la estructura del mineral, sustituyendo a un elemento mayoritario, lo que significa que, como este último, ocupa una posición determinada en la red del mineral. Evidentemente, de los distintos iones que compiten por entrar en la estructura, unos serán aceptados y otros serán rechazados. En general, los iones serán tanto mejor aceptados cuanto más próximos sean su radio y su electro-negatividad con la del elemento que van a sustituir.

Las consideraciones que siguen sólo son aplicables si el mecanismo de incorporación del elemento traza es la solución sólida, puesto que este último es el único de los tres fenómenos que puede ser descrito recurriendo a las propiedades termodinámicas del sistema.

Coefficiente de reparto. Influencia de la temperatura, presión y composición.

Las propiedades (por ejemplo, radio iónico, carga, etcétera) de la mayor parte de los elementos traza son bastante diferentes de las de los constituyentes mayoritarios a los que aquéllos sustituyen. Consecuentemente, su comportamiento en minerales y fundidos es frecuentemente no ideal. A diferencia de lo que ocurre en una solución que cumple la ley de Raoult, en una solución no ideal las relaciones actividad-concentración no siguen pautas sencillas. No obstante, si aumenta la dilución, los elementos traza están tan dispersos, que su actividad llega a ser directamente proporcional a su concentración (ley de Henry) (fig. 1).

En el intervalo en el que se cumple la ley de Henry, cuando un mineral crece a partir de un fundido o de una solución, en condiciones de equilibrio, los elementos traza se distribuyen entre las dos fases según la ley de Berthelot-Nerst. De acuerdo con esta ley, la relación de las concentraciones molares (en la práctica, la concentración en peso) del elemento i

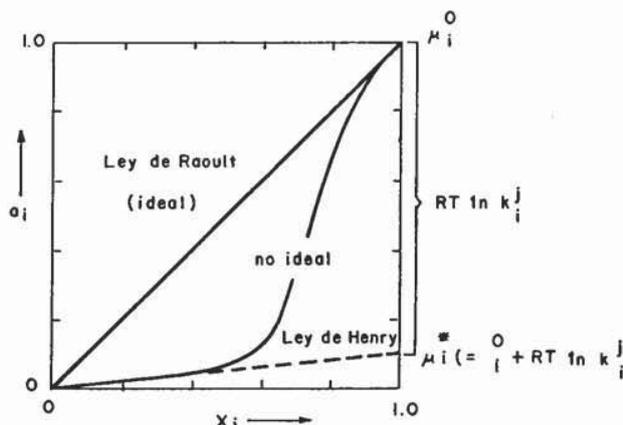


Fig. 1.—Relaciones entre la actividad y la concentración en soluciones ideales y no ideales (en Wood y Fraser, 1978).

entre dos fases α y β , coexistiendo en equilibrio, es una constante. Es decir, que $C_\alpha^i/C_\beta^i = \text{const.} = D_{\alpha-\beta}^i$. Esta constante es el denominado coeficiente de reparto o de distribución (D). Para una determinada presión, temperatura y composición, dicho coeficiente es independiente de la concentración del elemento traza en cuestión en la fase que está cristalizando.

El coeficiente de reparto puede calcularse utilizando sistemas naturales o experimentales. En ambos casos se trata de determinar la abundancia en elementos traza en las diferentes fases que integran el sistema.

El cálculo de D a partir de rocas tropieza con dos importantes problemas: a) que hay que asumir que los distintos cristales y el líquido están en equilibrio, y que durante el ascenso y la consolidación del magma no ha tenido lugar ningún proceso de reequilibrio o de alteración, y b) que las fases deben ser homogéneas y no contener impurezas. A su vez, el cálculo de D a partir de sistemas experimentales presenta los siguientes problemas: a) que la extrapolación de los resultados alcanzados puede no resultar válida, dada la relativa simplicidad del sistema experimental frente al natural, y b) que la baja velocidad de difusión entre el interior de los cristales, su zona de borde y el fundido hacen difícil establecer si se ha alcanzado el equilibrio en el sistema.

Además de los problemas que acaban de ser citados, es preciso tener en cuenta que el coeficiente de reparto varía con la temperatura, con la presión y con la composición del líquido (o del sólido).

Por lo que respecta a la influencia de la temperatura, los estudios experimentales realizados (Irving, 1978) han puesto de manifiesto que en general existe una dependencia inversa entre ambos (fig. 2). No obstante, este efecto puede ser distinto para cada mineral y para cada elemento. Por ejemplo, la variación de $D_{\text{cpx/liq}}^{\text{Sr}}$ parece ser insignificante en el rango de tempe-

raturas 1.100-1.200° C, mientras que la variación de $D_{\text{plag/liq}}^{\text{Sr}}$ puede llegar a ser del orden del 70% en el intervalo 1.200-1.300° C (Sun *et al.*, 1974, y Drake y Weill, 1975).

La influencia de la presión ha sido evaluada más deficientemente. Sin embargo, Schimizu (1974) ha determinado que en los clinopiroxenos el coeficiente de reparto de Sr, K, Ba, Rb y Cs sufre un ligero aumento al disminuir la presión (fig. 3), ya que la variación relativamente importante observada entre 15-20 Kbar es debida al drástico cambio de composición que sufre el clinopiroxeno en ese intervalo. Más recientemente, Green y Pearson (1983, 1986) han realizado una serie de experiencias en esfenas y clinopiroxenos, y han demostrado que tiene lugar un aumento sistemático en los coeficientes de reparto de La, Sm, Ho y Lu al incrementarse la presión de 7,5 a 30 Kbar.

La composición, tanto del fundido como del cristal, es el factor que más influencia ejerce sobre el coeficiente de partición. Las numerosas experiencias realizadas han puesto de manifiesto que este efecto se observa en la mayor parte de los elementos. Típicos ejemplos a este respecto (fig. 4) son el incremento de $D_{\text{plag/liq}}^{\text{Sr}}$ y $D_{\text{plag/liq}}^{\text{Ba}}$ al disminuir el contenido en Ca de la plagioclasa y aumentar la proporción de SiO₂ del fundido (Drake y Weill, 1975, y Zielinski, 1975) y la variación que en el mismo sentido experimentan $D_{\text{gr/liq}}^{\text{Sm}}$ y $D_{\text{gr/liq}}^{\text{Yb}}$ al pasar de las basanitas a las andesitas (Irving y Frey, 1976).

En los elementos polivalentes, el estado de oxidación, que a su vez depende de la fugacidad de oxígeno, también juega un cierto papel en la variación del coeficiente de reparto. Así, Drake (1975) ha demostrado experimentalmente que al disminuir la f_{O_2} , el $D_{\text{plag/liq}}^{\text{Eu}}$ aumenta notablemente (fig. 5).

Además de los factores que acabamos de indicar, determinadas investigaciones experimentales (por ejemplo, Mysen, 1979, y Harrison, 1981 a, b) han puesto de manifiesto que, en todos los minerales analizados, el coeficiente de reparto mineral/líquido de algunos elementos varía en función de la concentración en dichos elementos en el mineral correspondiente, y que estas desviaciones de la ley de Henry no sólo tienen lugar en altas concentraciones, como era de esperar, sino en concentraciones del orden de 1-10 ppm.

De todo lo anteriormente expuesto pueden deducirse tres importantes consecuencias: a) que la selección de los coeficientes de reparto obtenidos tanto a partir de sistemas naturales como experimentales, para su utilización en los diferentes modelos geoquímicos propuestos, deberá realizarse muy cuidadosamente; b) que la frecuente presunción de que el coeficiente de partición permanece constante durante el proceso petrogenético es incorrecta, puesto que las condiciones físicas, la composición de las fases y la del líquido

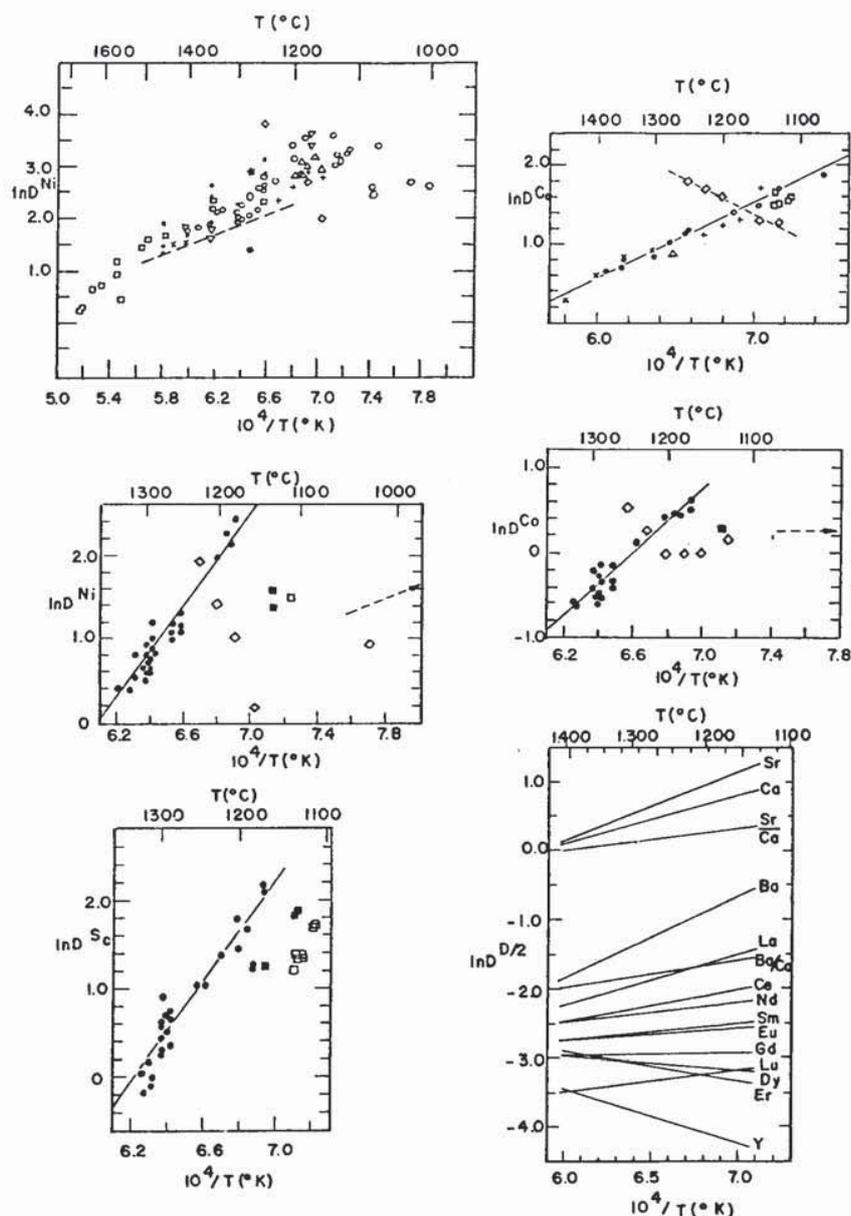


Fig. 2.—Influencia de la temperatura en el coeficiente de reparto. De izquierda a derecha y de arriba abajo, variación del $D_{ol/liq}^{Ni}$, del $D_{ol/liq}^{Co}$, del $D_{cpx/liq}^{Ni}$, del $D_{cpx/liq}^{Co}$, del $D_{cpx/liq}^{Sc}$ (en Irving, 1978) y del $D_{plag/liq}$ para algunos elementos alcalinotérreos y tierras raras (según Drake y Weill, 1975), al aumentar la T.

cambian durante el mismo, y c) que en algunos casos la ley de Henry deja de cumplirse para concentraciones que caen dentro del rango de las que corresponden a los sistemas naturales de interés petrológico.

En las tablas 1a y 1b se han recogido los valores extremos obtenidos para los coeficientes de reparto mineral/líquido de los elementos traza de interés petrológico, para rocas básicas e intermedias y ácidas.

Los datos que figuran en las tablas 1a y 1b permiten establecer los elementos indicadores de cada fase mineralógica. Así, el olivino presenta muy bajos coeficientes de reparto para todos los elementos, excepto para los elementos de transición Cr, Co y, sobre todo, Ni, por lo que la separación de esta fase empobrecerá sustancialmente el líquido en estos últimos elementos.

Los piroxenos conservan muy bajos coeficientes de

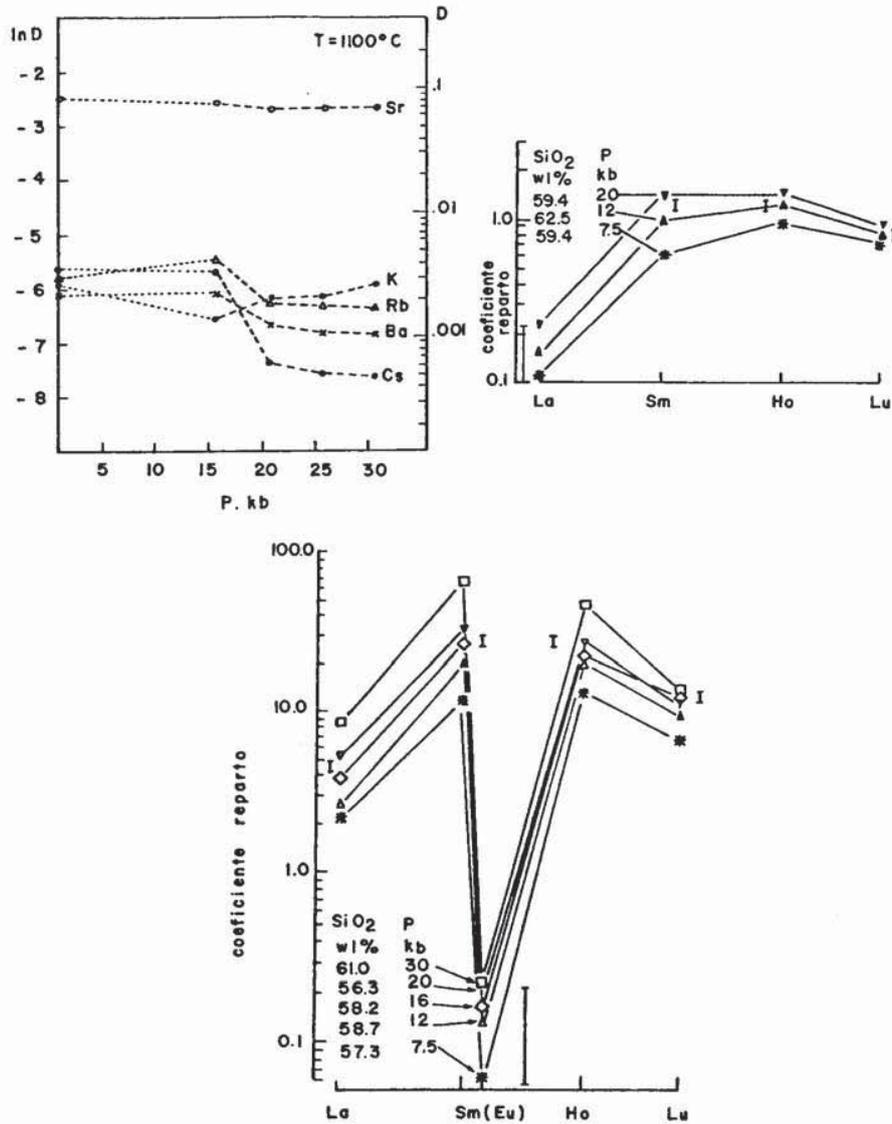


Fig. 3.—Influencia de la presión en el coeficiente de reparto. De izquierda a derecha y de arriba abajo, variación de los coeficientes de reparto de Sr, K, Rb, Ba y Cs en el clinopiroxeno (según Shimizu, 1974); de La, Sm, Ho y Lu en el clinopiroxeno y de estos mismos elementos en la esfera (según Green y Pearson, 1983), al aumentar la P.

reparto para los elementos de elevado radio y elevada carga, salvo Y, Zr y Hf, pero bastante más altos para las tierras raras, así como para Cr. Esta retención preferencial de Cr en los piroxenos con respecto al olivino implicará que, en un proceso de fusión parcial, los líquidos generados tendrán una relación Cr/Ni elevada, si el material originario contiene abundante olivino, mientras que estarán empobrecidos en Cr y enriquecidos en Ni si aquel es de composición piroxenítica. Inversamente, en un proceso de cristalización fraccionada, el predominio de piroxeno empobrecerá

el líquido residual en Cr y la mayor separación de olivino lo deprimirá en Ni.

El granate presenta bajos coeficientes de reparto para Rb, Ba, Sr, Th, U, Zr y T.R. ligeras (La-Eu) y altos para las tierras raras pesadas. Esto implica que los magmas originados a partir de un manto en el que dicho mineral está presente, estarán enriquecidos en La, Ce, Nd, Sm y Eu (que generalmente mostrará anomalía positiva) y empobrecidos en el resto de las tierras raras.

Tabla 1a.—Coeficientes de distribución de distintas fases minerales en líquidos silicatados de composición básica e intermedia*

	Ol/Liq	Opx/Liq	Cpx/Liq	Gr/Liq	Sp/Liq	Plg/Liq	Fg/Liq	Bt/Liq	Anf/Liq	Ap/Liq	Mg/Liq	Sph/Liq
Rb**	0,006 - 0,01	0,01 - 0,02	0,002- 0,05	0,02 - 0,04	0,01	0,01 -0,10	1,50-3,10	3,30	0,05- 1,15	0,01	0,01	—
Ba	0,006 - 0,01	0,01 - 0,02	0,001- 0,08	0,01 - 0,04	0,01	0,01 -0,30	0,02-2,80	6,40	0,09- 8,00	0,01 - 1,0	0,01	—
Sr	0,0004- 0,02	0,0004- 0,04	0,03 - 0,20	0,001- 0,04	0,01	1,20 -2,30	0,08-0,10	0,12	0,23- 0,80	2,0	0,01	—
La	0,0005- 0,01	0,0005- 0,02	0,002- 0,18	0,001- 0,02	0,01- 0,10	0,10 -0,14	0,03-0,10	—	0,16- 0,75	8,6 -14,0	0,05	—
Ce	0,0005- 0,01	0,0009- 0,03	0,017- 0,34	0,003- 0,35	0,01- 2,0	0,10 -0,40	0,03-0,35	0,04	0,19- 0,89	9,2 -30,0	0,03- 0,05	53,3
Nd	0,001 - 0,01	0,0019- 0,05	0,09 - 0,60	0,01 - 0,14	0,90	0,08 -0,30	0,03-0,25	—	0,33- 2,80	11,0 -26,0	0,04	88,3
Sm	0,0013- 0,015	0,0028- 0,07	0,14 - 0,90	0,08 - 1,30	0,01- 0,15	0,06 -0,25	0,03-0,20	0,06	0,34- 3,99	11,0 -20,7	0,05	102,0
Eu	0,0016- 0,01	0,0036- 0,09	0,16 - 0,90	0,13 - 1,60	0,01- 0,05	0,28 -1,20	0,03-0,10	0,14	0,35- 3,44	9,6 -14,5	0,05	101,0
Tb	0,0019- 0,03	0,0059- 0,153	0,19 - 0,645	0,25 - 3,00	0,02- 0,04	0,01 -0,10	0,03	—	0,65- 1,40	15,4 -19,3	0,05	—
Yb	0,0015- 0,02	0,0286- 0,47	0,16 - 1,00	4,00 -56,0	0,01- 0,05	0,031-0,10	0,03-0,10	0,18	0,45- 4,89	4,1 -12,0	0,05- 0,11	—
Lu	0,0048- 0,027	0,038 - 0,59	0,13 - 0,60	7,00 -35,0	0,01- 0,02	0,03 -0,10	0,04	0,18	0,43- 0,89	7,9	0,05	37,4
Th	0,01	0,01	0,01 - 0,02	0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	1,3	0,01	—
U	0,01	0,01	0,01 - 0,04	0,01	—	0,01	—	—	—	4,0	0,01	—
Y	0,002 - 0,12	0,009 - 0,45	0,20 - 1,50	1,4 -11,0	0,01	0,03 -0,20	0,03	—	0,9 - 2,5	16,8 -20,0	0,17- 0,20	—
Zr	0,01	0,01 - 0,08	0,01 - 0,25	0,01 - 0,5	0,25	0,01 -0,03	0,6	—	0,01- 1,4	0,01	0,10- 0,25	—
Hf	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	—	0,01	—
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	1,3 -10,7	1,0 - 6,0	0,7 - 4,5	0,2 - 2,0	2,0 - 40,0	0,01 -0,10	1,1	25,0	0,9 -13,0	0,001- 0,20	3,0 - 10,0	—
Ni	3,8 -35,0	2,0 - 8,0	2,0 - 6,0	0,4 - 5,0	4,0 - 16,0	0,01 -0,26	3,0 -3,7	13,0	3,0 -12,0	0	4,0 - 20,0	—
Sc	0,02 - 0,35	0,4 - 3,0	1,5 - 5,0	3,4 -28,0	0,05- 2,0	0,01 -0,15	1,1	—	1,9 -12,5	0,22	1,0 - 3,0	—
V	0,09 - 0,04	0,2 - 1,1	0,7 - 4,0	0,27 - 8,0	2,0	0,01 -1,00	1,0	50,0	1,5 -32,0	0,01	10,0 - 45,0	—
Cr	0,2 - 2,1	1,5 -13,0	3,0 -30,0	2,0 -22,0	2,0 -600	0,01 -0,20	3,0 -7,0	17,0	5,0 -30,0	—	10,0 -100,0	—

* Datos tomados de Shaw (1971), Arth (1976), Leeman (1976), Allegre *et al.* (1977), Beswick y Carmichael (1978), Frey *et al.* (1978), Gill (1978), Pearce y Norry (1975), Sun *et al.* (1979), Hanson (1980), Roden (1981), Henderson (1982), Le Roux y Erlank (1982) y Bardsley y Briggs (1984).

** Los elementos se han agrupado según su afinidad geoquímica, y dentro de cada grupo en orden decreciente de su radio iónico.

Tabla 1b.—Coeficientes de distribución de distintas fases minerales en líquidos silicatados de composición ácida*

	Opx/Liq	Cpx/Liq	Gr/Liq	Plg/Liq	Fto K/Liq	Fg/Liq	Bt/Liq	Anf/Liq	Ap/Liq	Zr/Liq	Mg/Liq
Rb**	0,0027-0,09	0,01- 0,032	0,0085	0,016-0,09	0,30 -0,659	0,94	2,24 -3,30	0,0077-0,014	0,01	—	0,01
Ba	0,0029-0,02	0,01- 0,131	0,017	0,30 -0,50	2,10 -6,60	15,30	6,36 -9,70	0,035 -0,054	0,10	—	0,01- 0,07
Sr	0,0085	0,12- 0,516	0,015	1,45 -6,00	3,87 -9,40	0,67	0,12 -0,36	0,022 -0,22	5,00	—	0,01
La	0,65	0,10- 0,60	0,39	0,32	0,12	—	0,32	0,86	14,00	—	0,05- 0,53
Ce	0,15 -0,46	0,12 -0,90	0,35- 0,62	0,24 -0,27	0,04 -0,11	0,23	0,037-0,38	0,899 -1,52	16,60-34,70	2,64- 4,20	0,05- 0,61
Nd	0,22 -0,62	0,38- 2,10	0,53- 0,63	0,17 -0,21	0,025-0,03	0,34	0,044-0,29	2,80 -4,26	50,00-57,10	2,20- 3,60	0,88
Sm	0,27 -0,70	0,39- 2,70	2,20- 2,66	0,13	0,018-0,11	0,39	0,058-0,39	3,99 -7,77	20,70-62,80	3,14- 4,30	0,05- 0,93
Eu	0,17 -0,50	0,50- 1,90	0,70- 1,50	2,00 -2,15	1,13 -1,50	0,50	0,145-0,33	3,44 -5,14	14,50-30,40	3,14- 3,40	0,05- 0,58
Tb	1,20	3,0	12,00	0,15	0,10	—	0,39	3,00	19,30	—	0,05- 0,84
Yb	0,86 -1,00	0,60- 2,10	39,90-43,00	0,049-0,08	0,012-0,10	0,17	0,179-0,67	4,89 -8,40	9,40-23,90	270,00-280,00	0,05- 0,40
Lu	0,90 -1,10	0,60- 2,30	29,60-38,00	0,046-0,06	0,006-0,10	—	0,185-0,74	4,50 -5,50	7,90-20,20	323,00-345,00	0,05- 0,40
Th	0,15	0,01-0,13	—	0,04	0,01	—	0,31	0,22	5,00	—	0,01- 0,11
U	0,09	0,01	—	0,03	0,01	—	—	0,40	4,00	—	0,01- 0,14
Y	1,00	0,70- 4,0	35,0	0,10	0,10	—	2,00	6,00	16,90-40,00	—	0,17- 2,00
Zr	0,20	0,60	1,2	0,10	0,01	—	2,00	4,00	0,01- 0,10	—	0,80
Hf	—	0,34	—	0,07	—	—	2,10	6,00	—	—	0,30
Ta	0,50	0,40	—	0,05	—	—	—	0,30	—	—	1,30
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	2,9	4,5 - 8,0	2,6	0,15	0,04	—	29,00	45,00	0,20	—	10,00-28,00
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	6,9	10,0 -22,0	16,0	0,07	0,15	—	11,30	20,00	0,50	—	3,90- 5,00
V	6,0	4,0	—	—	0,01	—	—	—	0,01	—	45,00
Cr	1,6	—	—	0,20	—	—	19,00	—	—	—	11,00

* Datos tomados de Arth (1976), Hanson (1978 y 1980), Pearce y Norry (1979), Henderson (1982) y Le Roux y Erlank (1982).

** Los elementos se han agrupado según su afinidad geoquímica, y dentro de cada grupo en orden decreciente de su radio iónico.

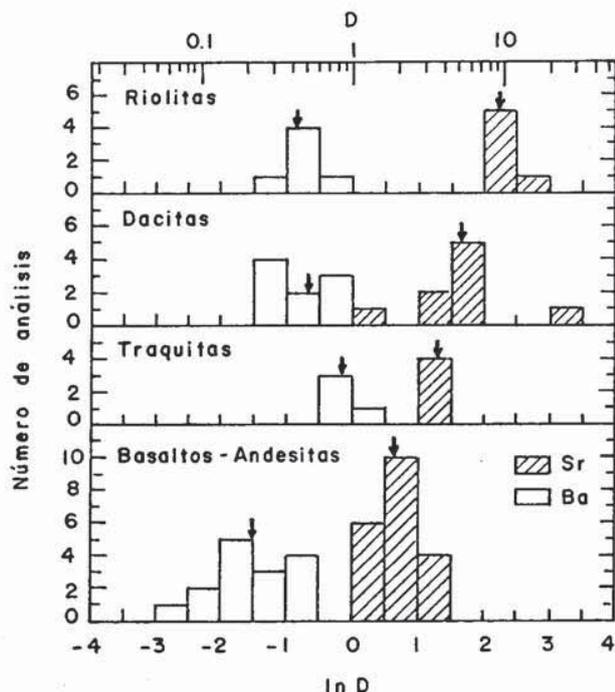


Fig. 4.—Variación del $D_{Sr}^{plág/liq}$ y del $D_{Ba}^{plág/liq}$ al aumentar el contenido en SiO_2 del fundido, según Drake y Weill (1975).

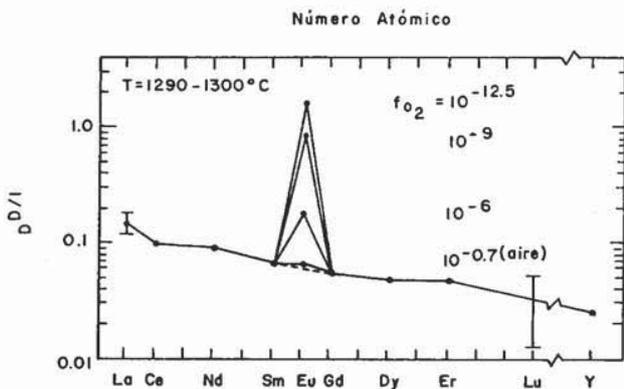


Fig. 5.—Dependencia del $D_{Eu}^{plág/liq}$ con la fugacidad de oxígeno, según Drake y Weill (1975).

En anfíboles y micas los coeficientes de reparto son más o menos altos para todos los elementos, excepto para Th y U. Especialmente significativos son Rb y Ba en las micas y los elementos de transición en ambas fases. Por lo que respecta a las tierras raras, los anfíboles presentan coeficientes de reparto más altos, sobre todo para las de elevado número atómico, que las micas.

Las plagioclasas se caracterizan por sus relativamente altos coeficientes de reparto para Sr y Eu, por

lo que su presencia empobrecerá el líquido en ambos elementos, produciendo en este último la típica anomalía negativa. En cuanto a los feldespatos alcalinos, Ba, Sr y Eu son los elementos para los que el coeficiente de distribución es más elevado. En ambas series de minerales la influencia sobre los elementos ferromagnesianos es escasa.

Finalmente, zircón, apatito y esfena presentan altos coeficientes de reparto para las tierras raras, si bien son más acusados para las de elevado número atómico en el caso del zircón y para las más ligeras en el caso del apatito. Este último también presenta un relativamente alto D^{Sr} . En cuanto a los óxidos de Fe-Ti, señalar que incorporan esencialmente elementos de transición.

Elementos incompatibles y compatibles

Cuando se considera la evolución de un líquido magmático, es necesario establecer las relaciones de equilibrio del mismo con el conjunto de fases minerales que están interviniendo. En este caso, el reparto se cuantifica por el coeficiente de distribución global (D^i), el cual es la suma de los productos de los coeficientes de distribución individuales y de la proporción en peso de cada mineral. Es decir: $D^i = x_a D_{a/liq}^i + y_b D_{b/liq}^i + \dots + z_w D_{w/liq}^i$.

De acuerdo con esta definición, los elementos traza que en un determinado sistema (por ejemplo una porción de manto de composición lherzólítica) tienen un $D^i \ll 1$ reciben el nombre de incompatibles, y, a su vez, aquellos otros cuyo $D^i > 1$ se denominan compatibles. Algunos autores (por ejemplo Treuil y Joron, 1975) prefieren subdividir los elementos de la primera categoría en fuertemente incompatibles (o higromagmatófilos), si el $D^i < 0,02$, y débilmente incompatibles cuando su coeficiente de partición global está comprendido entre 0,02 y 0,2.

Como veremos más adelante con mayor detalle, los elementos incompatibles se concentran en la fase líquida, tanto en la fusión parcial como en la cristalización fraccionada. Por el contrario, los elementos compatibles quedan preferencialmente retenidos en el residuo refractario en un proceso de fusión parcial y entran en las fases de temprana aparición durante la cristalización fraccionada.

Es fácil comprender que un cambio de las fases minerales que están interviniendo en el proceso, puede acarrear el que determinados elementos pasen de incompatibles a compatibles, o viceversa. Por ejemplo, en un sistema constituido por olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate, el Sr sería un elemento incompatible, pero la presencia de un porcentaje significativo de plagioclasa, lo podría transformar en compatible. Algo similar le ocurriría al Rb, al participar la flogopita. No obstante, ciertos elementos traza se

composición E, tendrá una composición B, no existiendo líquidos de composición intermedia entre E y B (fig. 6).

De lo que acaba de ser expuesto, pueden extraerse las siguientes conclusiones sobre la fusión parcial: a) que la composición del líquido inicial es idéntica en lo que concierne a los elementos mayores, cualquiera que sea la proporción en la que se encuentren las fases en el material originario, e independientemente de que la fusión sea en equilibrio o fraccionada; b) que la abundancia en elementos traza* de los líquidos producidos estará controlada por el tipo de fusión y por las fases presentes en el material originario, y c) que la fusión fraccionada puede producir magmas de diferente composición a partir de un mismo material originario.

Reconocer y caracterizar los magmas primarios (es decir, los líquidos que no han sufrido ningún proceso de diferenciación desde su segregación del residuo cristalino hasta su erupción y subsecuente solidificación) constituye uno de los problemas fundamentales de la Petrología ígnea, puesto que a partir de ellos puede deducirse la composición y la mineralogía del material que proceden. En general se admite que los magmas en cuestión se caracterizan por una elevada relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$, un alto contenido en Ni y por la presencia de inclusiones de peridotitas. En efecto, si se acepta que el manto terrestre tiene una relación $Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,90$, y que el $D_{oliv/liq}^{Fe-Mg} = 0,3$ (Roeder y Emslie, 1970), los magmas primarios generados tendrán una relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ que variará entre 0,68 y 0,75. De la misma forma, a partir de los coeficientes de reparto del Ni para las distintas fases presentes en el manto, puede estimarse que el contenido en Ni de los magmas primarios estará comprendido entre 90 y 670 ppm, dependiendo de la mineralogía y de la abundancia en Ni del manto (Frey *et al.*, 1978). Por último, la presencia de xenolitos de peridotitas en determinadas rocas se ha interpretado como una evidencia de la rápida velocidad de ascenso de los magmas correspondientes (Maaloe, 1973). Si no ha tenido lugar la separación de estos nódulos, tampoco se habrá producido la separación del olivino, y, por consiguiente, no se habrá modificado la composición de los líquidos que transportan dichas inclusiones.

Como han puesto de manifiesto los numerosos trabajos experimentales realizados, la composición de un magma primario depende fundamentalmente de los

* Las diferencias en las relaciones isotópicas de Sr y Pb, observadas en los basaltos de las dorsales e islas oceánicas, no pueden por el contrario ser explicadas recurriendo a un diferente tipo de fusión para los magmas correspondientes, puesto que no existe ninguna evidencia de que tiene lugar la fraccionación de aquellos isótopos. La más elevada relación Sr^{87}/Sr^{86} de los basaltos de las islas oceánicas refleja un más alto contenido en Rb del material originario.

tres factores siguientes: composición del material originario, profundidad de generación y porcentaje de fusión. Cada uno de estos factores puede variar dentro de unos ciertos límites, por lo que el espectro de magmas que se suponen primarios es relativamente amplio. Así, a partir de un material peridotítico anhidro, constituido por 50-60% de olivino, 10-20% de ortopiroxeno, 10-25% de clinopiroxeno y 5-15% de espinela/granate, se obtienen magmas que van siendo progresivamente más pobres en SiO_2 , al aumentar la profundidad de generación (Green y Ringwood, 1967). Si el factor que varía es el porcentaje de fusión, los líquidos que se originan pasan de basaltos alcalinos (<15% de fusión) a basaltos toleíticos (20-30% de fusión) y finalmente a picritas y komatiitas (40-60% de fusión) (Jaques y Green, 1980). A su vez, a partir de un material peridotítico hidratado, pueden generarse líquidos que tienden hacia términos andesíticos, mientras que en presencia de CO_2 llegan a originarse magmas extremadamente subsaturados (melilitas, kimberlitas y carbonatitas) a alta presión (Wyllie, 1979).

El comportamiento de los elementos traza en los dos principales mecanismos de fusión, ha sido establecido por varios autores (Schilling y Winchester, 1967; Gast, 1968; Shaw, 1970, 1977 y 1979; Hertogen y Gijbels, 1976; etc.)*.

En el caso de la fusión parcial en equilibrio, las expresiones que gobiernan la concentración de un elemento i en el fundido resultante, según que aquella tenga lugar en condiciones modales (es decir, que el porcentaje de cada fase del sólido permanece invariable) o en condiciones no modales, son:

$$C_L^i = \frac{C_o^i}{D_o^i + F(1 - D_o^i)} \quad (1)$$

$$C_L^i = \frac{C_o^i}{D_o^i + F(1 - P_L^i)} \quad (2)$$

en donde C_o^i representa la concentración del elemento i en el material originario; D_o^i es el coeficiente de partición global del elemento considerado en el sólido originario; F corresponde al grado de fusión y P_L^i es el coeficiente de partición global de los minerales que intervienen en el líquido.

Las expresiones (1) y (2) son válidas si ninguna fase presente en el sólido originario desaparece durante la fusión. En el caso de que alguna fase reaccione o funda completamente, debe utilizarse la expresión (Hanson, 1978):

$$C_L^i = \frac{C_o^i}{D_{RS}^i + F(1 - D_{RS}^i)} \quad (3)$$

* Ver asimismo el excelente trabajo de recopilación de Allegre y Minster (1978).

en la que D_{RS}^i corresponde al coeficiente de partición global del residuo refractario.

A su vez, para cada una de las dos modalidades de fusión en equilibrio a las que se acaba de hacer referencia, la concentración de un elemento traza en el residuo, C_{RS} , puede determinarse mediante las ecuaciones:

$$\frac{C_{RS}^i}{C_o^i} = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_{RS}^i = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_o^i \quad (4)$$

$$\frac{C_{RS}^i}{C_o^i} = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_{RS}^i = \frac{1}{(1-F)} \left[\frac{D_o^i - P_L^i F}{D_o^i + F(1-P_L^i)} \right] \quad (5)$$

En el caso de la fusión parcial fraccionada, las expresiones que permiten conocer la composición del líquido instantáneo, del líquido final y del residuo, en condiciones modales y no modales son, respectivamente:

$$\frac{C_L^i}{C_o^i} = \frac{1}{D_o^i} (1-F)^{(1/D_o^i - 1)} \quad (6)$$

$$\frac{\bar{C}_L^i}{C_o^i} = \frac{1}{F} \left[1 - (1-F)^{1/D_o^i} \right] \quad (7)$$

$$\frac{C_{RS}^i}{C_o^i} = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_{RS}^i = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_o^i = (1-F)^{(1/D_o^i - 1)} \quad (8)$$

y

$$\frac{C_L^i}{C_o^i} = \frac{1}{D_o^i} \left[1 - \frac{P_L^i F}{D_o^i} \right]^{(1/P_L^i - 1)} \quad (9)$$

$$\frac{\bar{C}_L^i}{C_o^i} = \frac{1}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{P_L^i F}{D_o^i} \right)^{1/P_L^i} \right] \quad (10)$$

$$\frac{C_{RS}^i}{C_o^i} = \frac{C_L^i}{C_o^i} \cdot D_{RS}^i = \frac{1}{1-F} \left[1 - \frac{P_L^i F}{D_o^i} \right]^{1/P_L^i} \quad (11)$$

De acuerdo con el primer grupo de ecuaciones, durante la fusión parcial en equilibrio (fig. 7), la abundancia de elementos altamente incompatibles en el fundido alcanza valores muy elevados, hasta acercarse a $1/F$, para muy bajos porcentajes de fusión, aunque siempre el límite máximo vendrá definido por

$1/D_o$, y disminuye progresivamente a medida que avanza el grado de fusión, hasta llegar al valor C_o . Por el contrario, la concentración en elementos compatibles en el magma generado crece progresivamente al aumentar el porcentaje de fusión, incrementándose bruscamente cuando éste llega a valores muy altos. Esto implica que el residuo refractario queda severamente empobrecido en elementos incompatibles al comenzar la fusión, pero permanece prácticamente inalterado en cuanto a los elementos compatibles durante las primeras etapas de la misma y sólo se empobrece intensamente en estos elementos, cuando aquélla alcanza porcentajes muy elevados.

La expresión gráfica de la fusión parcial fraccionada (fig. 8) pone de manifiesto que si los sucesivos líquidos originados se segregan separadamente y no tiene lugar su mezcla en una cámara magmática superior, el primer fundido removiliza casi completamente a todos los elementos altamente incompatibles. Como consecuencia de ello, el residuo queda tan intensamente empobrecido en dichos elementos, que los fundidos generados subsecuentemente tendrán una abundancia en elementos incompatibles extremadamente baja. Si los diferentes fundidos se mezclan después de su extracción, el contenido en elementos traza del magma final resultante, no será significativamente diferente del obtenido mediante la fusión parcial en equilibrio.

Cristalización fraccionada

Después de la segregación del magma del residuo sólido refractario, aquel puede sufrir una serie de procesos que tienden a modificar su composición. Desde las experiencias de Bowen (1928), existe un amplio consenso en admitir que el más importante de todos los procesos de diferenciación magmática es la cristalización fraccionada. El autor anteriormente citado distinguió dos tipos de cristalización: en equilibrio y fraccionada. En la cristalización en equilibrio los minerales que precipitan reaccionan completamente con el líquido y se reequilibran con él, por lo que la roca resultante tendrá la misma composición que el fundido original. Por el contrario, en la cristalización fraccionada los minerales que se forman se separan del magma residual, por lo que este se empobrecerá en los elementos constituyentes de los minerales que se separan y se enriquecerá en aquellos otros que no han entrado en dichos minerales; como consecuencia de ello, las rocas que se originan tendrán una composición más o menos alejada de la del magma primitivo.

La secuencia de cristalización dependerá de la composición del fundido y de las condiciones físicas bajo las que aquélla tiene lugar. A partir de un magma básico, olivino, plagioclasa cálcica y piroxenos

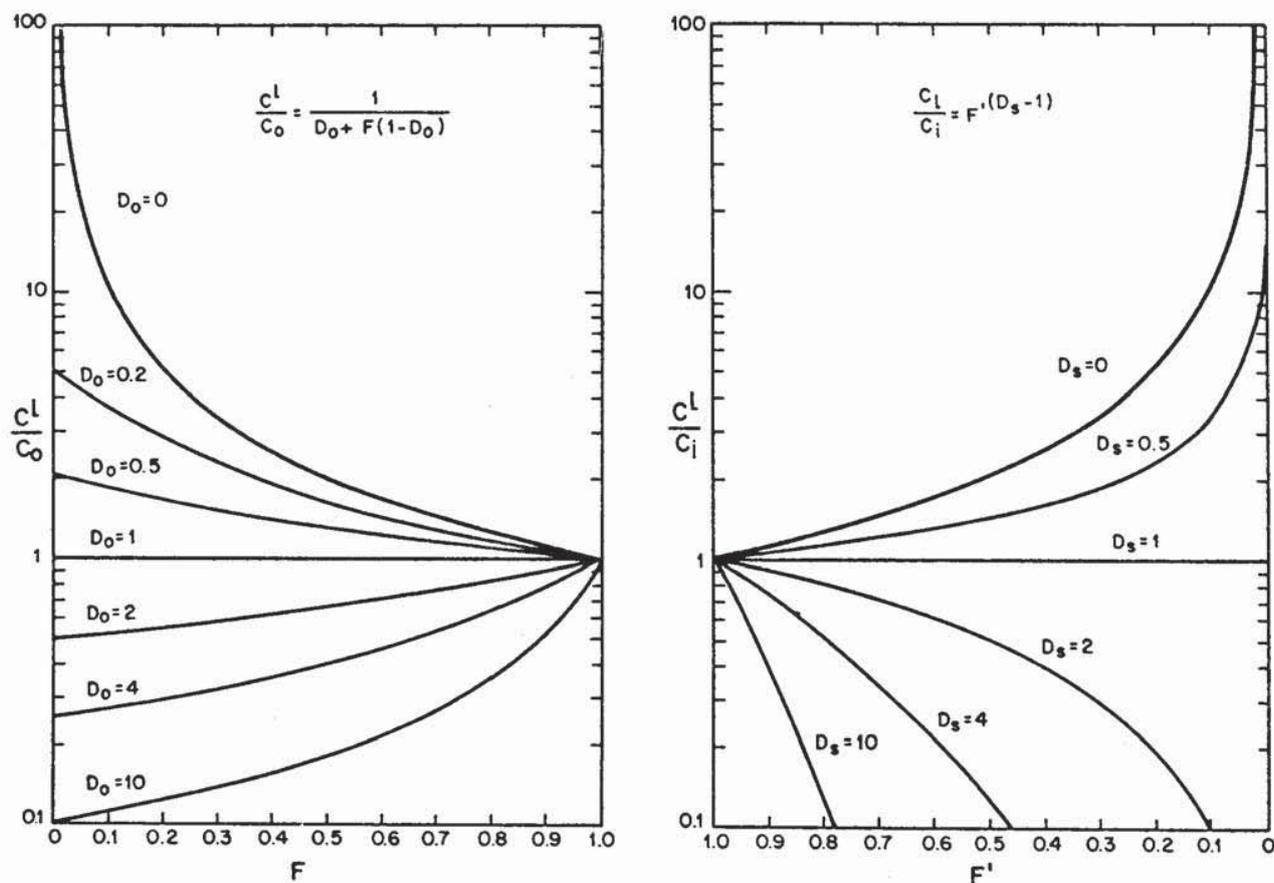


Fig. 7.—Comportamiento de elementos traza con diferentes coeficientes de partición global ($D=0-10$), durante los procesos de fusión parcial (izquierda) y de cristalización fraccionada (derecha).

son las primeras fases que cristalizan en niveles superficiales (Yoder y Tilley, 1962, y Green y Ringwood, 1967). Esta secuencia puede verse modificada si la cristalización tiene lugar a elevada presión de oxígeno, ya que en estas condiciones, como estableció Osborn (1962), estudiando el sistema experimental $\text{SiO}_4\text{Mg}_2\text{-SiO}_3\text{Ca-óxido de hierro-SiO}_2$, tiene lugar la temprana cristalización de la magnetita, fenómeno que no se desarrolla si la cristalización tiene lugar a baja presión de oxígeno. La removilización de la magnetita y de los demás minerales inicialmente precipitados, genera líquidos residuales empobrecidos en MgO , CaO y FeO^* y enriquecidos en SiO_2 y álcalis, mientras que si tiene lugar la inhibición de la magnetita, los líquidos resultantes estarán empobrecidos en MgO y CaO y enriquecidos en FeO^* , SiO_2 , Na_2O y K_2O . La primera secuencia es la que se observa en las rocas de la serie calco-alcalina, y la segunda es típica de las rocas toleíticas.

Por lo que respecta a la cristalización de la hornblenda, los trabajos experimentales realizados (por ejemplo, Yoder y Tilley, 1962, y Green y Ringwood,

1968) indican que en magmas básicos esta fase puede ser de cristalización temprana, a presiones intermedias y en condiciones hidratadas. Este hecho ha llevado a algunos autores (por ejemplo, Cawthorn y O'Hara, 1976) a suponer que las andesitas calco-alcalinas derivan de magmas basálticos hidratados por fraccionación de anfíbol.

La formación de biotita y cuarzo tiene lugar a partir de líquidos diferenciados, suficientemente ricos en sílice, álcalis y constituyentes volátiles tales como H_2O . En general, la biotita está siempre presente en los términos más evolucionados de la serie calco-alcalina y en algunos de la serie basáltico alcalina, pero está ausente en las rocas equivalentes de la serie toleítica. Esto significa que la abundancia en volátiles, y más específicamente en H_2O , de los magmas toleíticos diferenciados, no es lo suficientemente elevada para que aparezca dicha fase.

Si la cristalización tiene lugar a alta presión, la secuencia de fases es algo distinta a la anteriormente indicada, ya que los minerales que primero cristalizan son granate y clinopiroxeno (Yoder y Tilley, 1962, y

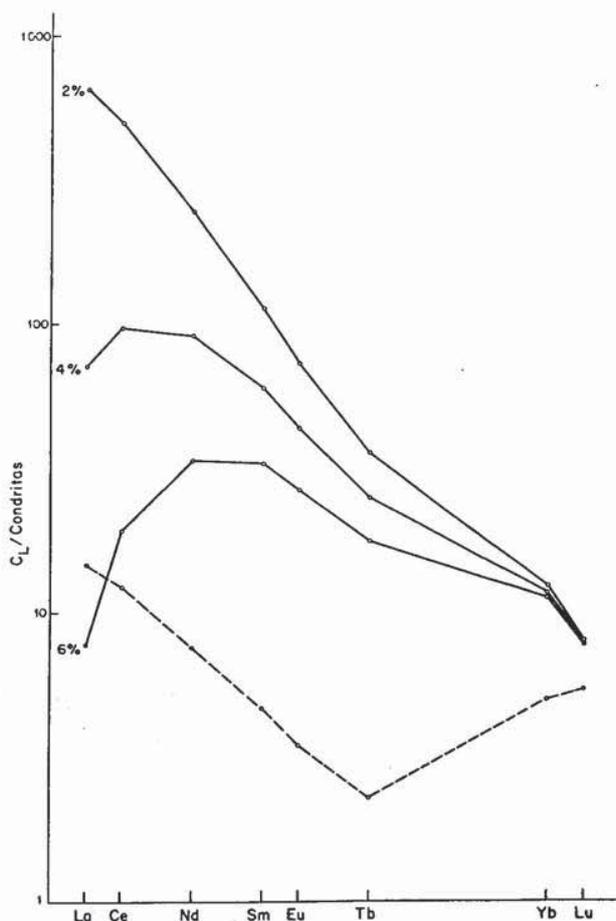


Fig. 8.—Comportamiento de las Tierras Raras (T.R.) en un proceso de fusión parcial fraccionada. Se ha supuesto que la composición mineralógica del Manto originario es 55% Ol+25% Opx+10% Cpx+10% Gr; que su abundancia en T.R. es la indicada por la línea de trazos, y que éste funde 3 veces, siendo el 2% el grado de fusión en cada caso.

Green y Ringwood, 1967). La subsecuente fraccionación de estas fases controlará la composición de los líquidos residuales, cuyas pautas bajo estas condiciones serán distintas a las que se obtienen en niveles superficiales.

Si una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas, proceden de un magma común por cristalización fraccionada, hay que suponer que cada uno de los miembros de la serie representa un líquido residual. En consecuencia, si la composición de estas rocas se representa en cualquiera de los diagramas triangulares o binarios que han sido propuestos, se observará una gradual variación, cuyas pautas serán similares a las mencionadas más arriba. Frente a esta diversidad, las relaciones isotópicas de todos los miembros serán idénticas e iguales a las del magma originario. Por otra parte, puesto que los fenocristales

que aparecen en las distintas rocas corresponderán a las fases que se han fraccionado, mediante un sencillo cálculo de balance de masas (Bryan *et al.*, 1969; Wright y Doherty, 1970, y Stormer y Nicholls, 1978), podrá establecerse por lo que respecta a los elementos mayores una aceptable coincidencia entre las composiciones químicas observadas y calculadas, y a partir de estos resultados, una compatibilidad con los datos correspondientes a los elementos traza.

Se han propuesto distintas ecuaciones para describir la variación de los elementos traza de un líquido del que están precipitando distintas fases minerales (por ejemplo, Neumann *et al.*, 1954; Greenland, 1970, y Albarede y Bottinga, 1972)*. Las dos más elementales suponen que existe equilibrio entre el magma y todo el conjunto sólido que ha cristalizado, o que sólo existe entre aquel y la superficie de las fases cristalinas. En el primer caso se trataría de un proceso inverso al de la fusión modal en equilibrio, por lo que la ecuación (1) podría ser utilizada, con sólo tener en cuenta que C_o^i y F representan ahora la concentración del elemento i en el magma inicial y la proporción de líquido original residual, respectivamente. En el segundo caso la ecuación que gobernaría el comportamiento de los elementos traza sería la propuesta por Rayleigh (1896).

$$C_L^i = C_o^i F^{D^i-1} \quad (12)$$

En donde C_o^i y F corresponden a los parámetros anteriormente indicados, y D^i representa el coeficiente de partición global del elemento i para las fases que se han fraccionado.

A su vez, la composición final del sólido resultante vendrá dada por la expresión:

$$\bar{C}_s^i = C_o^i \frac{1-F^{D^i}}{1-F} \quad (13)$$

De acuerdo con la ecuación (12), cuando D^i se aproxima a cero, $C_L^i = C_o^i/F$, por lo que la concentración de un elemento incompatible en el líquido diferenciado, aumentará progresivamente con el grado de solidificación del magma original. Inversamente, si D^i es elevado, el líquido se empobrecerá muy rápidamente al avanzar la cristalización (fig. 7). La inspección de esta figura pone asimismo de manifiesto que las variaciones de los elementos compatibles son más importantes que las de los elementos incompatibles, para un mismo intervalo de fraccionación. Por ejemplo, la concentración de un elemento i con un $D^i \ll 1$ variará de C_o^i al comienzo de la cristalización hasta $1,3 C_o^i$ cuando ya ha solidificado el 25%, mien-

* Para una información más completa, consultar el trabajo de Allegre y Minster (1978).

tras que para este mismo intervalo un elemento j con $D^j = 5$, pasará de C_0^j a $0,3 C_0^j$.

Si se comparan las magnitudes relativas de empobrecimiento y enriquecimiento que tienen lugar en un proceso de fusión parcial y de cristalización fraccionada, se observa (ver fig. 7) que para los elementos compatibles la cristalización fraccionada produce una tasa de empobrecimiento mayor que la de enriquecimiento que origina la fusión parcial. En el caso de los elementos incompatibles, también la cristalización fraccionada puede producir una tasa de enriquecimiento superior a la de empobrecimiento que origina la fusión parcial.

Procesos de mezcla

Aunque la mayor parte de los petrólogos acepta que la cristalización fraccionada es el mecanismo de diferenciación más importante, algunas rocas ígneas presentan unos caracteres geoquímicos (por ejemplo, una correlación positiva entre las relaciones isotópicas del oxígeno y del estroncio) que sólo pueden explicarse recurriendo a procesos de mezcla.

A diferencia de lo que ocurre con los dos procesos petrogenéticos ya estudiados, los fenómenos de mezcla no están suficientemente definidos, ya que bajo esta denominación se incluyen mecanismos tales como la mezcla de magmas, la asimilación, la contaminación del material originario anterior o simultáneamente a la fusión y el intercambio isotópico magma-roca encajante sin asimilación.

Para una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas, puede resultar difícil evaluar el proceso de mezcla por el cual se ha generado la misma, ya que algunos de ellos (por ejemplo, la asimilación de una roca y la mezcla con un líquido de la misma composición) pueden producir idénticos efectos en el magma que sufre la contaminación y ser, por consiguiente, indiferenciables desde el punto de vista geoquímico. Además, algún mecanismo de diferenciación puede jugar simultáneamente un papel más o menos importante, lo que contribuye a oscurecer o, incluso, a destruir los caracteres geoquímicos de un proceso de mezcla simple.

La mezcla de magmas (ver, por ejemplo, Anderson, 1976) consiste en la combinación de dos o más magmas coetáneos de composición más o menos contrastada. El magma resultante de esta combinación deberá tener una cierta homogeneidad y su composición será intermedia entre la de los fundidos iniciales. Puesto que los magmas no están generalmente sobrecalentados, un ligero descenso de la temperatura provoca en ellos la cristalización de una o más fases minerales. Por esta razón, la mezcla se realizará raramente entre líquidos exentos de cristales, y el nuevo magma generado estará integrado por una fase

gaseosa y otra líquida, resultantes de la combinación de las fases gaseosas y líquidas de los fundidos que intervienen, más tantas fases sólidas como minerales aporten cada uno de ellos.

Los minerales aportados podrán o no estar en equilibrio con el nuevo líquido. En el primer caso, no se producirá ninguna reacción entre ambos, ya que el líquido estará saturado en ellos y los cristales incorporados se añadirán a los que se generen a partir del nuevo magma, conservando su morfología inicial. Por el contrario, si están en desequilibrio, se producirá una interacción entre los cristales y el líquido y aquellos serán disueltos o mostrarán signos de reacción, en función de las relaciones que existan entre los cristales aportados y el magma resultante (ver, por ejemplo, McBimney, 1979). Así, los minerales aportados con los que el nuevo magma hubiera estado potencialmente saturado en un hipotético momento evolutivo anterior, mostrarán una corona de reacción, mientras que aquellos con los que están subsaturados podrán ser disueltos.

Si los minerales incorporados forman series de solución sólida, su interacción con el líquido podrá transformarlos, extrayendo de este último los componentes adecuados hasta que alcancen la composición con la cual el líquido está en equilibrio, o bien sufrirán reabsorción. Ahora bien, puesto que el sistema resultante de la mezcla no permanece en condiciones isotérmicas, sino que experimenta un progresivo descenso de temperatura, no se llega a alcanzar el equilibrio en el mismo. Por ello, los procesos de disolución y reacción no se completan y los minerales agregados, que forman series de solución sólida, aparecerán zonados. A este respecto, los minerales que procedan del magma con más temperatura presentarán zonado normal y los derivados del magma más frío exhibirán zonado inverso. En ambos casos la zona periférica de estos cristales tendrá la misma composición que los que se generan directamente del magma resultante.

La asimilación es la incorporación y digestión de un material preexistente por un magma. Para los petrólogos de principios de siglo, la asimilación fue un proceso ampliamente aceptado, llegándose a interpretar muchas rocas ígneas como el resultado de la asimilación de material de la corteza por magmas primarios. Sin embargo, posteriormente fue progresivamente abandonada, debido sobre todo a la amplia diferencia existente entre la capacidad calorífica (0,2-0,3 cal/g) y el calor latente de fusión (80-110 cal/g) de los silicatos. Obviamente, la asimilación requiere una energía térmica suficiente para, en primer lugar, elevar la temperatura de la roca englobada hasta que puedan comenzar a desarrollarse los procesos de reacción o fusión y después para suministrar el calor latente de fusión necesario. Puesto que esta fuente de energía solamente puede suministrarla el propio magma, hay que pensar que éstos deben estar sobre-

calentados o bien que la energía procede del calor latente de cristalización. Como no hay ninguna evidencia que induzca a pensar que los magmas se encuentran sobrecalentados, el segundo factor considerado debe ser el responsable del proceso.

Como puso de manifiesto Bowen (1928), si el material asimilado son fases minerales individualizadas, su interacción con el líquido magmático será similar a la descrita anteriormente al tratar de la mezcla de magmas. Por el contrario, si el material incorporado son rocas, el efecto sobre el magma que las engloba va a ser distinto según la composición de aquéllas. Así, la asimilación de rocas carbonáticas por un magma basáltico produce un incremento en la precipitación de augita y anortita y un empobrecimiento en el magma de otros componentes de estos minerales no contenidos en los xenolitos como SiO_2 , MgO , FeO^* y Al_2O_3 . Por el contrario, la incorporación de sedimentos aluminicos originará un aumento en el contenido de anortita e hiperstena en los productos finales de la cristalización, y la de rocas pelíticas tenderá a incrementar la proporción de los últimos diferenciados, ya que dichas rocas contienen muchos componentes de los líquidos magmáticos félsicos.

De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, la asimilación no afecta drásticamente el contenido en elementos mayores del magma-huesped, salvo si el material es de naturaleza calcárea. Sin embargo, la abundancia en elementos traza y, sobre todo, las composiciones isotópicas de los productos resultantes pueden variar muy intensamente. Otro importante efecto de la asimilación puede ser el aumento de las proporciones de los últimos diferenciados.

Diversos autores (por ejemplo, Vollmer, 1976; Langmuir *et al.*, 1978; Taylor, 1980, y De Paolo, 1981) han desarrollado expresiones matemáticas que permiten describir el comportamiento de los elementos traza y de las relaciones isotópicas durante los procesos de mezcla.

La mezcla simple de dos componentes de composición C_1 y C_2 vendrá definida por la ecuación:

$$C_L^i = C_1^i \alpha + C_2^i (1-\alpha) \quad (14)$$

en la que α representa la participación del componente 1 en la mezcla.

Vollmer (1976), considerando las variaciones de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ encontradas en los basaltos alcalinos del sur de Italia, desarrolló la ecuación:

$$Ax + Bxy + Cy + D = 0 \quad (15)$$

aplicable a diagramas del tipo elemento-elemento, relación-elemento (por ejemplo, $\text{K}/\text{Rb}-\text{Sr}$) y relación-relación (por ejemplo, $\text{K}/\text{Rb}-\text{Ba}/\text{Sr}$ o $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}-\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$).

La ecuación (15) corresponde a una hipérbola en la que x e y son las variables y A , B , C , D los coeficientes de éstas. El valor de dichos coeficientes varía según el tipo de diagrama.

Cada punto de la curva está definido por dos coordenadas x_i e y_i , las cuales a su vez tienen un valor para cada uno de los dos componentes de la mezcla ($x_1, x_2; y_1, y_2$). Cuando se utiliza un diagrama del tipo elemento-elemento, los coeficientes de la ecuación (15) vienen dados por las expresiones:

$$A = y_2 - y_1 \quad B = 0 \quad C = x_1 - x_2 \quad D = x_2 y_1 - x_1 y_2$$

por lo que aquella queda reducida a una recta. Dicho de otra forma, en un diagrama elemento-elemento los productos que resultan de la mezcla de dos componentes se disponen según una línea recta.

Si en ordenadas se proyecta una relación y en abscisas un elemento, los coeficientes de la ecuación (15) toman el valor:

$$\begin{aligned} A &= a_2 y_2 - a_1 y_1 & B &= a_1 - a_2 \\ C &= a_2 x_1 - a_1 x_2 & D &= a_1 x_2 y_1 - a_2 x_1 y_2 \end{aligned}$$

en donde: a_1 = denominador de y_1 ; a_2 = denominador de y_2 ; $b_1 = b_2 = 1$, puesto que se trata de un elemento.

La expresión resultante es una función hiperbólica controlada por el coeficiente B . Finalmente, cuando se proyecta una relación frente a otra relación, los coeficientes de la ecuación general vendrán definidos por:

$$\begin{aligned} A &= a_2 b_1 y_2 - a_1 b_2 y_1 & B &= a_1 b_1 - a_2 b_1 \\ C &= a_2 b_1 x_1 - a_1 b_2 x_2 & D &= a_1 b_2 x_2 y_1 - a_2 b_1 x_1 y_2 \end{aligned}$$

La curva que resulta de esta ecuación es asimismo una hipérbola, cuya curvatura está controlada por el coeficiente B .

En la figura 9 se han proyectado algunas de las formas que puede tomar la expresión (15), cuando se proyecta en un diagrama del tipo relación-relación. Los números que figuran sobre las curvas corresponden al valor de r , el cual a su vez está relacionado con el coeficiente B^* .

Identificación del proceso petrogenético de una serie de rocas asociadas

Cuando se dispone de una amplia variedad de datos (cartográficos, petrográficos, experimentales,

* En el caso más complejo, $r = a_1 b_2 / a_2 b_1$. Si una de las variables es un elemento $B=1$ y $r = a_1 / a_2$. Si ambas variables corresponden a elementos, $a = b = 1$, por lo que también $r = 1$.

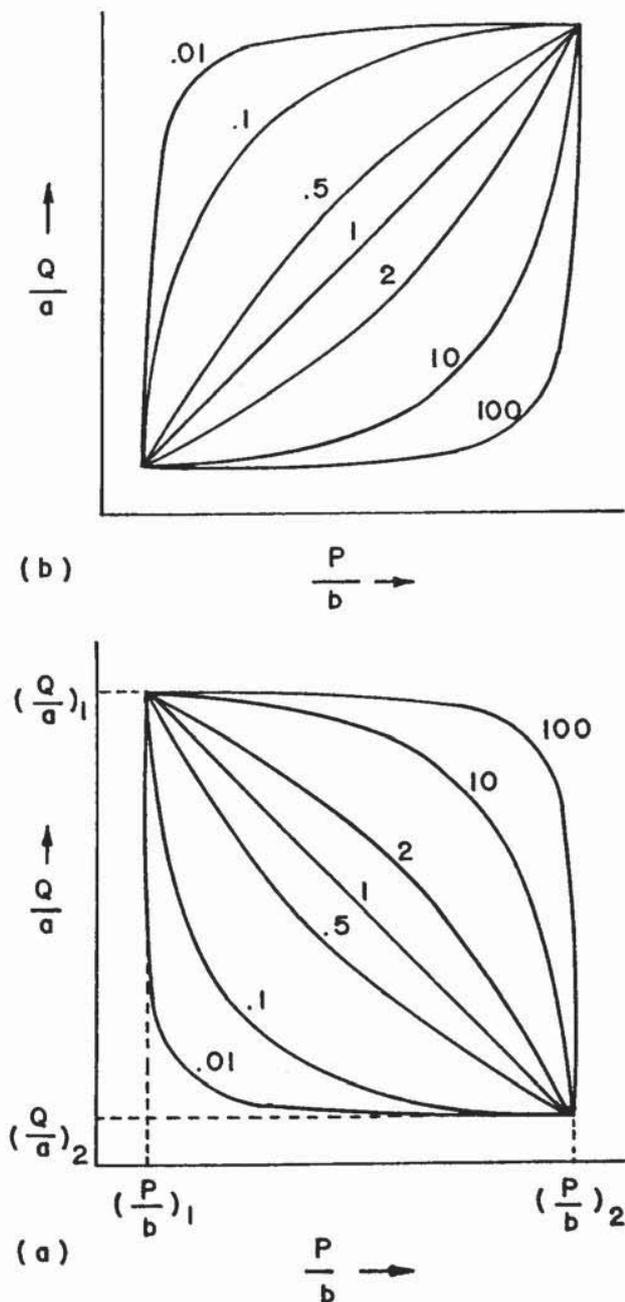


Fig. 9.—Diversas expresiones gráficas de la ecuación $Ax+Bxy+Cy+D+O$ en un diagrama del tipo relación-relación ($Q/a-P/b$). Los números que figuran sobre las curvas corresponden a distintos valores de r .

geoquímicos, etc.) de una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas, se puede estar en condiciones de descifrar el proceso petrogenético por el que se han generado dichas rocas y de determinar los parámetros del mismo. La identificación del proceso genético puede llevarse a cabo tras el detenido examen de

los caracteres mineralógico-petroológicos que exhiben las rocas que se están investigando, a partir de la variación que sufren los elementos traza de elevado coeficiente de partición en el conjunto de rocas que se está considerando y sobre todo por las pautas que siguen los elementos altamente incompatibles en diagramas ad-hoc.

Por lo que respecta a los primeros aspectos, una monotonía petrográfica, unido a un alto y relativamente constante contenido en MgO y Ni y a la presencia de xenolitos de naturaleza peridotítica, sugieren que la fusión parcial es el mecanismo por el que pueden haberse generado las rocas que presentan los caracteres que acaban de describirse. Por el contrario, el sistemático descenso de la abundancia de Ni, Cr, Co y Sc a lo largo de la serie, puede indicar que la cristalización fraccionada es el proceso por el que se ha originado la serie.

Probablemente, el mejor procedimiento para identificar el proceso genético, es el desarrollado por Treuil y Joron (1975), basado en el comportamiento de los elementos incompatibles en sencillos diagramas del tipo elemento-elemento y relación-elemento. En los párrafos que siguen se establecen los principios en los que se basa el procedimiento propuesto por los citados autores.

Consideremos dos elementos i y j . De acuerdo con la ecuación (2), la concentración de cada uno de estos elementos en el líquido resultante de la fusión parcial de un material preexistente, será:

$$C_L^i = \frac{C_o^i}{D_o^i + F(1-P_L^i)} \tag{16}$$

$$C_L^j = \frac{C_o^j}{D_o^j + F(1-P_L^j)} \tag{17}$$

Si la expresión (17) se escribe en la forma:

$$\frac{1}{C_L^j} = \frac{D_o^j}{C_o^j} + \frac{1-P_L^j}{C_o^j} F$$

y en la misma se sustituye el valor de F por el que resulta de la ecuación (16), tendremos:

$$\begin{aligned} \frac{1}{C_L^j} &= \frac{D_o^j}{C_o^j} + \frac{1-P_L^j}{C_o^j} \cdot \frac{C_o^i - C_L^i D_o^i}{C_L^i (1-P_L^i)} = \\ &= \frac{D_o^j}{C_o^j} + \frac{C_o^i - C_L^i D_o^i}{C_o^i C_L^i} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} = \\ &= \frac{D_o^j}{C_o^j} + \frac{C_o^i}{C_o^i C_L^i} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} - \frac{C_L^i D_o^i}{C_o^i C_L^i} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} \end{aligned}$$

Si se multiplican por C_L^i los dos miembros de esta última ecuación, y se saca factor común a C_L^i/C_o^j , se obtiene:

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{D_o^j}{C_o^j} \cdot C_L^i + \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} - \frac{D_o^i}{C_o^j} \cdot C_L^i \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} = \frac{D_o^j - D_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} \cdot C_L^i + \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{1-P_L^j}{1-P_L^i} \quad (18)$$

A su vez, en un proceso de cristalización fraccionada, la concentración de ambos elementos en el líquido resultante será, según la ecuación (12):

$$C_L^i = C_o^i \cdot F^{D_i-1} \quad \text{y} \quad C_L^j = C_o^j \cdot F^{D_j-1}$$

y la relación de concentraciones vendrá expresada por:

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot F^{D_i-D_j} \quad (19)$$

Finalmente, en un mecanismo de mezcla simple de dos magmas 1 y 2, las concentraciones de los elementos C_L^i y C_L^j , en el líquido final, satisfarán, según la expresión (14), la relación:

$$C_L^i = \frac{C_1^i - C_2^i}{C_1^i - C_2^i} C_L^j + \frac{C_2^i C_1^j - C_1^i C_2^j}{C_1^i - C_2^i} \quad (20)$$

Si los dos elementos en cuestión son altamente incompatibles, $D_o^i(P_L^i) = D_o^j(P_L^j) = 0$, por lo que las ecuaciones (18) y (19) quedan reducidas a:

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_o^i}{C_o^j}$$

Esto significa que en un diagrama rectangular del tipo $C_L^i - C_L^j$, las concentraciones en elementos incompatibles de una serie de rocas cogénitas, se dispondrán formando una recta que pasará por el origen, tanto si las mismas se han formado por distintos grados de fusión a partir de un substrato homogéneo, como si derivan de un magma común por cristalización fraccionada. En el caso de mezcla de magmas, la ecuación (20) indica que existirá correlación lineal para todos los elementos y no sólo para los elementos con muy bajo coeficiente de partición. Sin embargo, la recta de correlación sólo pasará por el origen si $C_2^i C_1^j - C_1^i C_2^j = 0$; es decir, si las relaciones entre las concentraciones de los dos elementos en ambos magmas son idénticas, lo que sólo puede ser considerado como excepcional.

Si uno de los elementos (por ejemplo, el i) es fuertemente incompatible y el otro moderadamente incompatible, $D_o^i = P_L^i = 0$ y P_L^j será despreciable frente a 1. Bajo estas condiciones, las ecuaciones (16) y (17) quedan reducidas a:

$$C_L^i = \frac{C_o^i}{F} \quad \text{y} \quad C_L^j = \frac{C_o^j}{D_o^j + F}$$

y la relación de concentraciones, vendrá dada por la expresión:

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{D_o^j + F}{F} \quad (21)$$

A su vez, la ecuación (19) queda en la forma:

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{1}{F^{D_j}} \quad (22)$$

De acuerdo con la expresión (21), en un diagrama del tipo $C_L^i - C_L^j$, los elementos incompatibles de las rocas originadas por fusión parcial, mostrarán una buena correlación, aunque como $D_o^i \neq D_o^j$ la recta no pasará por el origen (fig. 10). Si $D_o^j \geq 1$ no existirá correlación, lo que significa que algún mineral, para el que uno de los elementos considerados tiene un elevado coeficiente de reparto, está presente en el residuo. En efecto, si un elemento tiene un carácter más o menos incompatible con respecto a un determinado material originario, y otro es constituyente esencial de algún mineral presente en dicho material, la concentración del primer elemento en el fundido que se genere será, según la ecuación (16), inversamente proporcional al grado de fusión y al porcentaje de las distintas fases minerales existentes, mientras que la del segundo elemento será independiente de estos dos factores. Por ello, si se enfrentan en un diagrama ambos elementos, los datos se distribuirán de forma irregular. La existencia o inexistencia de colinearidad entre determinados elementos (por ejemplo, Ce- P_2O_5 , Ce- K_2O , K_2O -Rb, etc.), en rocas que representan líquidos primarios o poco diferenciados, ha sido utilizada por Sun y Hanson (1975a y b), Glague y Frey (1982) y otros autores, para evidenciar la ausencia o la presencia de minerales minoritarios (apatito, flogopita, kaersutita, etc.), en el residuo refractario.

Por el contrario, si la serie ígnea está relacionada por un proceso de cristalización fraccionada, los datos se dispondrán según una recta que pasa por el origen, ya que la expresión (22) es del tipo $y = ax$.

En un diagrama $C_L^i/C_L^j - C_L^i$, los elementos incompatibles de las rocas generadas por fusión parcial se proyectarán a lo largo de una recta, que no será colinear con el origen (fig. 10). La pendiente de esta recta (A) y el valor de la intersección con el eje de

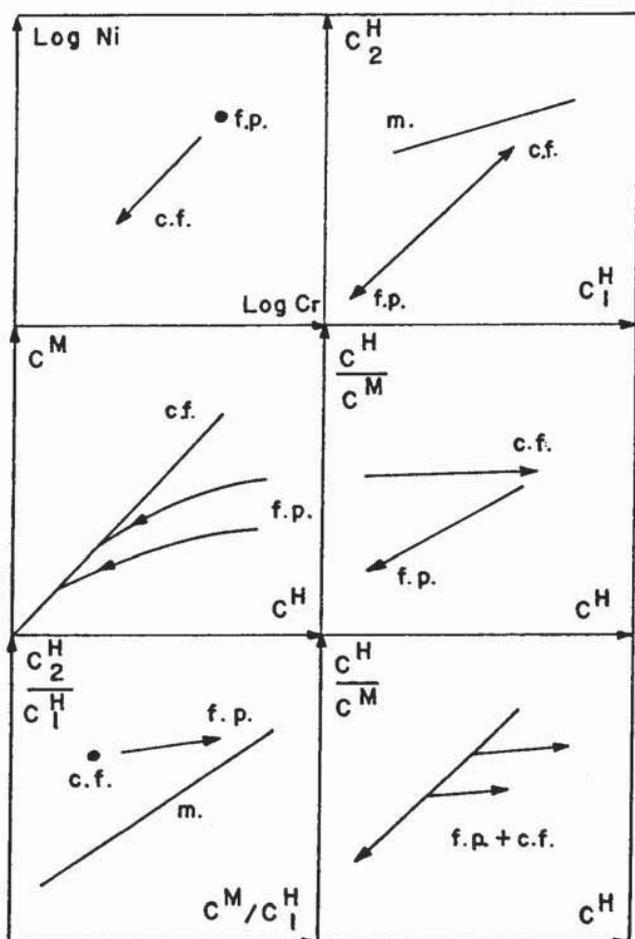


Fig. 10.—Diagramas del tipo elemento-elemento, relación-elemento y relación-relación, en los que se muestra de forma simplificada el comportamiento de los elementos traza en los procesos de fusión parcial (f.p.), cristalización fraccionada (c.f.) y mezcla (m) (en Minster y Allegre, 1978). Los subíndices M y H indican el carácter moderado y altamente incompatible de los elementos, respectivamente.

ordenadas (B) vendrán dados, según la ecuación (18), por las dos expresiones siguientes:

$$A^j = \frac{D_o^j - D_o^i \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}{C_o^j} \quad (23)$$

$$B^j = \frac{C_o^i}{C_o^j} \cdot \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i} \quad (24)$$

Si $D_o^j \gg D_o^i$, estos parámetros se simplifican notablemente, ya que quedan reducidos a:

$$A^j = \frac{D_o^j}{C_o^j} \quad \text{y} \quad B^j = \frac{C_o^i}{C_o^j} (1 - P_L^j)$$

Del análisis de estas expresiones se deduce que si la recta que resulta tiene una $A \sim O$, también $D_o^j \approx O$, lo que implica que el coeficiente global de reparto de este elemento y el del elemento de referencia, que normalmente es el Th por su elevado carácter incompatible, son similares y despreciables frente a F. Si la intersección de la recta con el eje de ordenadas tiene un valor muy pequeño, significará que $P_L^j \approx 1$. Por ejemplo, si el elemento j corresponde a Yb o Lu, deberá interpretarse que el granate está participando en el proceso de fusión. Si $B^j \approx B^k \approx B^l$ y $P_L^j > P_L^k > P_L^l$, entonces $C_o^j < C_o^k < C_o^l$. A su vez, si $A^j \approx A^k \approx A^l$ y $D_o^j \approx D_o^k \approx D_o^l$, la concentración inicial de los tres elementos en el material originario será similar, mientras que si $A^j > A^k > A^l$, y los coeficientes globales de reparto son prácticamente iguales, $C_o^j < C_o^k < C_o^l$.

Por las razones expuestas anteriormente, los elementos incompatibles de rocas derivadas por cristalización fraccionada se dispondrán en un diagrama de este tipo según una línea recta, paralela al eje de abscisas (fig. 10).

Una vez identificado el (o los) proceso(s) que han intervenido en la formación de una serie de rocas, el problema a resolver se centra en determinar los parámetros del mismo. Es decir, en el caso de la fusión parcial, en obtener la composición mineralógica y química del material del que proceden y el grado de fusión requerido, y si se trata de un proceso de cristalización fraccionada, en calcular la composición inicial del magma, y en establecer los minerales que han intervenido y sus respectivas proporciones, así como el grado de diferenciación sufrido en cada caso, el coeficiente de distribución global para cada elemento, etc.

La determinación de estos parámetros puede llevarse a cabo mediante dos métodos: a) método directo: intentar duplicar las concentraciones observadas, partiendo de supuestos razonables. Es decir, aceptando una composición mineralógica y química admitida y seleccionado varios grados de diferenciación, obtener unos resultados que sean muy similares a los obtenidos experimentalmente; b) método inverso (Minster *et al.*, 1977; Minster y Allegre, 1978; Albarède, 1983, y Hoffman y Feigenson, 1983): utilizar las variaciones en las concentraciones observadas para calcular los parámetros del proceso, mediante un ajuste simultáneo de todos ellos, de forma que cada uno condicione al resto.

Como indicamos en la introducción, los elementos traza se utilizan ampliamente para establecer la génesis de las rocas ígneas, por lo que el número de trabajos que pueden ser citados como ejemplos es muy elevado. No obstante, por su claridad y/o porque sus conclusiones pueden extrapolarse a otras rocas, merecen destacarse los de Frey *et al.* (1974, 1978), Villemant *et al.* (1980), Wass (1980), Fourcade y Allegre (1981), Clague y Frey (1982), Le Roex y Erlank

(1982), Villemant y Treuil (1983), Liotard *et al.* (1986) y Morris (1986). En estos trabajos se encuentran representadas las más importantes series de rocas establecidas y los procesos petrogenéticos más usuales.

Conclusiones

En los apartados anteriores se ha descrito el comportamiento de los elementos traza en los más importantes procesos petrogenéticos y se han evaluado los métodos que permiten identificar el(los) proceso(s) por el(los) que se ha(n) generado una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas.

Aunque lo expuesto debe ser considerado como un amplio resumen, sin embargo es lo suficientemente extenso como para que el lector no familiarizado con esta metodología, comprenda las posibilidades que la geoquímica de los elementos traza —y mejor todavía si a ésta se le une el análisis isotópico— tiene en descifrar el origen y evolución de las rocas ígneas y el de los materiales de los que proceden. No obstante, conviene tener presente que las aplicaciones cuantitativas de los elementos traza se encuentran todavía en un estadio de desarrollo intermedio, ya que la pieza angular del método: los coeficientes de reparto, necesita ser conocida mucho más perfectamente de lo que es en la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo corresponde a la primera parte del Seminario que impartió el autor en la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, organizado por el ICE de dicha Universidad. Su realización se ha llevado a cabo en el marco del Proyecto: «El volcanismo neógeno-cuaternario del borde mediterráneo ibérico: implicaciones sobre la naturaleza del Manto superior y tectónica asociada», financiado por la CAICYT. Quede patente mi agradecimiento a las Instituciones que han permitido la realización de este trabajo y al doctor Ramón Vaquer, del Departamento de Petrología de la Universidad de Barcelona, por la perfecta organización del Seminario.

Referencias

- Albarede, F. (1983): Inversion of batch melting equations and the trace element pattern of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 88: 573-583.
- Albarede, F. y Bottinga, Y. (1972): Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 36: 141-156.
- Allegre, C. J.; Treuil, M.; Minster, J. F.; Minster, B., y Albarede, F. (1977): Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 60: 57-75.
- Allegre, C. y Minster, J. F. (1978): Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38: 1-25.
- Anderson, A. T. (1976): Magma mixing: petrological and volcanological tool. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 1: 3-33.
- Arth, J. G. (1976): Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 4: 41-47.
- Bardsley, W. E. y Briggs, R. M. (1984): Note on fitting quantitative models of magmatic processes to trace element data. *Computers & Geosc.*, 10: 445-448.
- Beswick, A. E. y Carmichael, I. S. E. (1978): Constraints on mantle source compositions imposed by phosphorus and the rare-earth elements. *Contr. Mineral. Petrol.*, 67: 317-330.
- Bowen, N. L. (1928): *The evolution of the Igneous rocks*. Princeton Univ. Press, Princeton, 332 págs.
- Bryan, W. B.; Finger, L. W., y Chayes, F. (1969): Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, 163: 926-927.
- Cawthorn, R. G. y O'Hara, M. J. (1976): Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, 276: 309-329.
- Davis, B. T. C. y Schairer, J. F. (1965): Melting relations in the join diopside-forsterite-pyropo at 40 kilobars and at one atmosphere. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 64: 123-126.
- De Paolo, D. J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53: 189-202.
- Drake, M. J. y Weill, D. F. (1975): Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 39: 689-712.
- Drake, M. J. (1975): The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 55-64.
- Fourcade, S. y Allegre, C. J. (1981): Trace element behaviour in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrenees, France). *Contr. Mineral. Petrol.*, 76: 177-195.
- Frey, F. A.; Bryan, W. B. y Thompson, G. (1974): Atlantic Ocean Floor: Geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, 79: 5507-5527.
- Frey, F. A.; Green, D. H., y Roy, S. D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australian utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, 19: 463-513.
- Gast, P. W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 32: 1057-1086.
- Gill, J. B. (1978): Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 709-724.
- Glague, D. A. y Frey, F. A. (1982): Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrology*, 23: 447-504.
- Green, D. H. y Ringwood, A. E. (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15: 103-190.
- Green, D. H. y Ringwood, A. E. (1968): Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18: 105-162.
- Green, T. H. Y Pearson, N. J. (1983): Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305: 414-416.
- Green, T. H. y Pearson, N. J. (1986): Rare-earth element par-

- tioning between sphene and coexisting silicate-liquid at high pressure and temperature. *Chem. Geol.*, 55: 105-119.
- Greenland, L. P. (1970): An equation for trace element distribution during magmatic crystallization. *Amer. Mineral.*, 55: 455-465.
- Hanson, G. N. (1978): The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38: 26-43.
- Hanson, G. N. (1980): Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 371-406.
- Harrison, W. J. (1981 a): Partitioning of REE between minerals and coexisting melts during partial melting of a garnet lherzolite. *Amer. Mineral.*, 66: 242-259.
- Harrison, W. J. (1981 b): Partition coefficients for REE between garnets and liquids: implications of non-Henry's Law behaviour for models of basalt origin and evolution. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 45: 1529-1544.
- Henderson, P. (1982): *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, 355 págs.
- Hertogen, J. y Gijbels, R. (1976): Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 40: 313-322.
- Hofmann, A. W. y Feigenson, M. D. (1983): Case studies on the origin of basalt I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 84: 382-389.
- Irving, A. J. (1978): A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42: 743-770.
- Irving, A. J. y Frey, F. A. (1976): Effect of composition on the partitioning of rare earth elements, Hf, Sc and Co between garnet and liquid: experimental and natural evidence. *EOS*, 57, 339.
- Jacques, A. L. y Green, D. H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 73: 287-310.
- Langmuir, C. H.; Bender, J. F.; Bence, A. E.; Hanson, G. N., y Taylor, S. R. (1977): Petrogenesis of basalts from the Famous area: Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 133-156.
- Langmuir, C. H.; Vocke, R. D.; Hanson, G. N., y Hart, S. R. (1978): A general mixing equation with applications to islandic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37: 380-392.
- Le Roex, A. P. y Erlank, A. J. (1982): Quantitative evaluation of fractional crystallization in Bouvet island lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13: 309-338.
- Leeman, W. P. (1976): Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distributions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 1582-1586.
- Liotard, J. M.; Barsezus, H. G.; Dupuy, C., y Dostal, J. (1986): Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 92: 260-268.
- Maaloe, S. (1973): Temperature and pressure relations of ascending primary magmas. *J. Geophys. Res.*, 78: 6877-6886.
- McBirney, A. R. (1979): Effects of assimilation. In: *The evolution of the igneous rocks* (H. S. Yoder, edit.). Princeton Univ. Press., Princeton, 307-338.
- Minster, J. F. y Allegre, C. J. (1978): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68: 37-52.
- Minster, J. F.; Minster, J. B.; Treuil, M., y Allegre, C. J. (1977): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II: Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 61: 49-77.
- Morris, P. A. (1986): Constraints on the origin of mafic alkaline volcanics and included xenoliths from Oberon, New South Wales, Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 93: 207-214.
- Mysen, B. O. (1979): Nickel partitioning between olivine and silicate melt: Henry's Law revisited. *Amer. Mineral.*, 64: 1107-1114.
- Neumann, H.; Mead, J., y Vitaliano, C. J. (1954): Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochim. Cosmoch. Acta.*, 6: 90-99.
- Osborn, E. F. (1962): Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Mineral.*, 47: 211-226.
- Pearce, J. A. y Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- Rayleigh, J. W. S. (1896): Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42: 77-107.
- Roden, M. F. (1981): Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo volcanic field. *Contr. Mineral. Petrol.*, 77: 195-206.
- Roeder, P. L. y Emslie, R. F. (1970): Olivine-Liquid equilibrium. *Contr. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.
- Shaw, D. M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 34: 237-243.
- Shaw, D. M. (1972): Development of the early continental crust. Part. I. Use of trace element distribution coefficient models for the Protoarchean crust. *Can. J. Earth. Sci.*, 9: 1577-1595.
- Shaw, D. M. (1977): Trace element behaviour during anatexis. In: *Magma genesis*. Bull. Depart. Geol. Mineral. Ind., 86: 189-213.
- Shaw, D. M. (1979): Trace element melting models. In: *Origin and distribution of elements* (L. H. Ahrens, edit.). Pergamon Press, Oxford, 577-586.
- Schilling, J. G. y Winchester, J. W. (1967): Rare-earth fractionation and magmatic processes. In: *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets* (S. K. Runcorn, edit.). Interscience, New York, 267-283.
- Shimizu, N. (1974): An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1789-1798.
- Stormer, J. C. y Nicholls, J. (1978): XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, 4: 143-159.
- Sun, C. O.; Williams, R. J., y Sun, S. S. (1974): Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxene-liquid equilibria in oceanic ridge basalt: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1415-1434.
- Sun, S. S. y Hanson, G. N. (1975 a): Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. *Geology*, 3: 297-302.
- Sun, S. S. y Hanson, G. N. (1975 b): Origin of Ross island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 52: 77-106.
- Sun, S. S.; Nesbitt, R. W., y Sharaskin, A. Ya. (1979): Geochemical characteristic of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 44: 119-138.
- Taylor, H. P. (1980): The effects of assimilation of country

- rocks by magmas on O^{18}/O^{16} and Sr^{87}/Sr^{86} systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47: 243-254.
- Treuil, M. y Joron, J. L. (1975): Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale medioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 31: 125-174.
- Villemant, B.; Joron, J. L.; Jaffrezic, H.; Treuil, M.; Maury, R., y Brousse, R. (1980): Crystallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la serie de la Chaîne des Puys (Massif central, France) II: Geochimie. *Bull. Mineral.*, 103: 267-286.
- 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.
- Vollmer, R. (1976): Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy. *Geochim. Cosmoch. Acta.*, 40: 283-295.
- Wass, S. Y. (1980): Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the Southern Highlands, New South Wales, Australia. *Amer. J. Sci.*, 280-A: 639-666.
- Wood, B. F. y Fraser, D. G. (1978): *Elementary Thermodynamics for geologists*. Oxford Univ. Press, Oxford, 303 págs.
- Wright, T. L. y Doherty, P. C. (1970): A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1995-2008.
- Wyllie, P. J. (1979): Magmas and volatile components. *Amer. Mineral.*, 64: 469-500.
- Yoder, H. S. (1976): *Generation of basaltic magma*. Nat. Acad. Sci., Washington, 265 págs.
- Yoder, H. S. y Tilley, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrology*, 3: 342-532.
- Zielinski, R. A. (1975): Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 39: 713-734.

Recibido el 5 de septiembre de 1986
Aceptado el 15 de octubre de 1986