

RELACION ENTRE LA HIDRATACION/DESVITRIFICACION Y EL δO^{18} EN LAS ROCAS VOLCANICAS NEOGENAS DEL SE DE ESPAÑA

J. López Ruiz * y M. D. Wasserman **

RESUMEN

La elevada correlación positiva ($r = 0,94$) que exhiben los valores δO^{18} y el contenido de H_2O de las rocas calco-alcalinas (CA), calco-alcalinas potásicas (CAK), shoshoníticas (SH) y ultrapotásicas (UP) neógenas del SE de España, indica que las relaciones isotópicas de O obtenidas no son primarias, sino que han sido fuertemente modificadas por procesos secundarios de hidratación/desvitrificación.

Los rangos y medias de los valores δO^{18} corregidos para cada una de las cuatro series de rocas estudiadas son: CA = +8,6 a +10,2 ‰ ($\bar{x} = +9,4$ ‰); CAK = +8,8 a +11,1 ‰ ($\bar{x} = +9,9$ ‰); SH = +8,7 a +11,0 ‰ ($\bar{x} = +9,6$ ‰), y UP = +10,2 a +11,8 ‰ ($\bar{x} = +10,8$ ‰).

Estos datos confirman la hipótesis de que las lavas del SE de España proceden de un manto peridotítico, altamente contaminado (10-40 %) por fundidos derivados de sedimentos supracorticales subducidos.

Palabras clave: valores δO^{18} , rocas calco-alcalinas, shoshoníticas y ultrapotásicas, procesos de hidratación/desvitrificación, SE de España.

ABSTRACT

The high positive correlation ($r = 0,94$) between the δO^{18} values and the H_2O content of the calc-alkaline (CA), high-K calc-alkaline (CAK), shoshonitic (SH) and ultrapotassic (UP) rocks from SE Spain, shows that the measured oxygen isotopic ratios are not primary but have been strongly modified by post-eruptive hydration/devitrification processes.

The ranges and means of corrected δO^{18} values for each rock group are as follows: CA = +8,6 to +10,2 ‰ ($x = +9,4$ ‰); CAK = +8,8 to +11,1 ‰ ($x = +9,9$ ‰); SH = +8,7 to +11,0 ‰ ($x = +9,6$ ‰), y UP = +10,2 to +11,8 ‰ ($x = +10,8$ ‰).

These values confirm the hypothesis that the lavas from SE Spain derive from a peridotitic mantle source highly contaminated (10-40 %) by melts released from subducted supracrustal material.

Key words: δO^{18} values, calc-alkaline, shoshonitic and ultrapotassic rocks, hydration/devitrification processes, SE Spain.

Introducción

Los isótopos de oxígeno constituyen unos excelentes indicadores de los procesos de contaminación cortical, pues no sólo confirman o rechazan las hipótesis que sugieren los isótopos radiogénicos, sino que permiten establecer precisiones sobre los mecanismos de la contaminación. Así, estos isótopos permiten distinguir si la contaminación se ha producido en el manto por sedimentos subducidos o, por el contrario, ha tenido lugar en la corteza, durante el ascenso del magma hacia la superficie.

Por otra parte, las rocas ígneas vítreas o de grano muy fino, se alteran fácilmente por interacción con aguas oceánicas o meteóricas, produciéndose en aquellas, entre otros fenómenos, un enriquecimiento en O^{18} que puede incrementar los valores δO^{18} iniciales hasta 20 ‰. Por esta razón, los datos isotópicos de oxígeno obtenidos en cualquier roca ígnea, y sobre todo aquellos cuyo $\delta O^{18} > 7,5$ ‰, deben ser confirmados antes de iniciar su interpretación.

En este trabajo se discute el carácter primario o secundario de los valores isotópicos de oxígeno obtenidos en las rocas volcánicas neógenas de Cabo de

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

** U.S. Geological Survey. Denver Federal Center. Denver, Colorado 80255, USA.

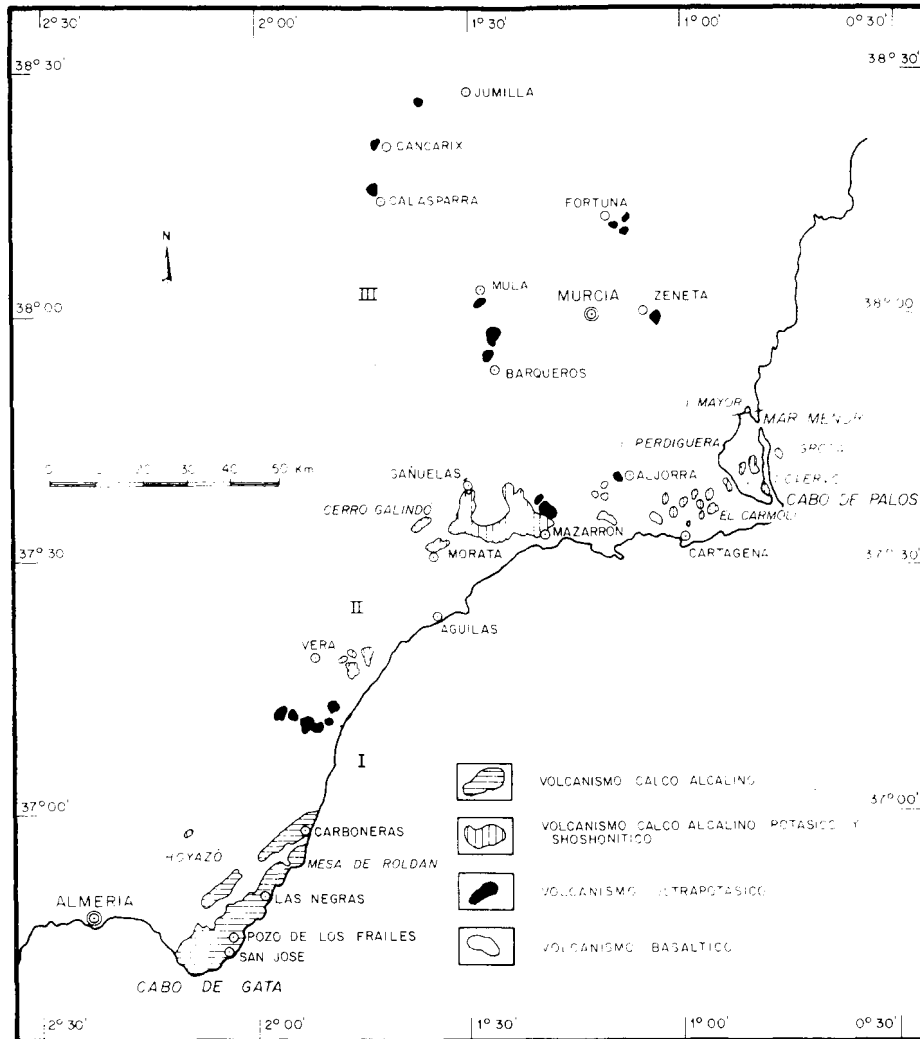


Fig. 1.—Esquema de la región volcánica neógena de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, SE de España.

Gata-Mazarrón-Cartagena, y se corrige el enriquecimiento en O^{18} producido por la hidratación/desvitrificación postmagmática que han sufrido estas rocas.

El volcanismo neógeno de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena

El extremo oriental de las Cordilleras Béticas ha sido afectado desde principios del Mioceno hasta una época reciente, por un volcanismo poco importante en cuanto a su volumen, pero muy complejo en cuanto a su geoquímica (fig. 1). Las rocas generadas pueden ser agrupadas en cinco series o asociaciones: calco-alcalina (CA), calco-alcalina potásica (CAK), shoshonítica (SH), ultrapotásica (UP) y basáltico alcalina (BA) (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980).

La serie CA, representada por andesitas basálticas, andesitas piroxénicas, andesitas anfibólicas y dacitas, está restringida al sector de Cabo de Gata. La emisión de este volcanismo se ha desarrollado en varios ciclos, separados por períodos de inactividad. En general, en cada ciclo alternan o se suceden los episodios de elevada explosividad, que dan lugar a la formación de ignimbritas, brechas de explosión y tobas, con otros menos violentos en los que se generan domos y lavas. Consideradas en conjunto, estas rocas presentan contenidos altos de Al_2O_3 y CaO , moderados de FeO , K_2O y Na_2O y bajos de TiO_2 y P_2O_5 , por lo que respecta a los elementos mayores y una moderada abundancia de elementos incompatibles (fig. 2) y baja a muy baja de elementos compatibles (fig. 3), en lo que concierne a los elementos traza. Sus relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} , Pb^{206}/Pb^{204} ,

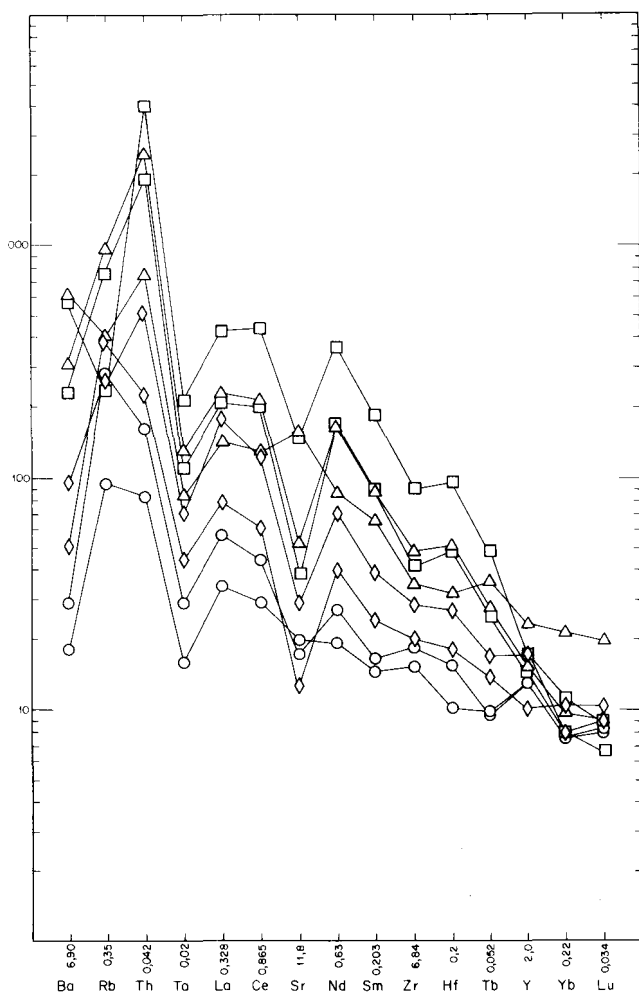


Fig. 2.—Abundancia en elementos traza incompatibles de las rocas calco-alcálicas (○), calco-alcálicas potásicas (◇), shoshoníticas (△) y ultrapotásicas (□) de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena. Los factores de normalización utilizados se indican en la parte inferior del diagrama.

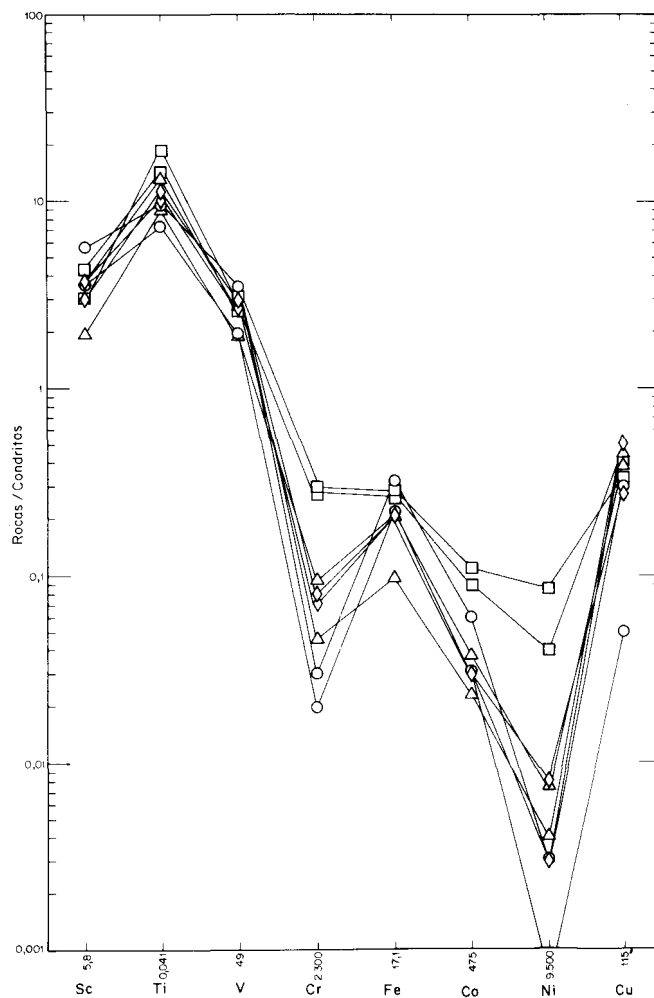


Fig. 3.—Abundancia en elementos traza compatibles de las rocas calco-alcálicas, calco-alcálicas potásicas, shoshoníticas y ultrapotásicas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena. Los factores de normalización utilizados se indican en la parte inferior del diagrama. Los símbolos son los mismos de la figura 2.

Pb^{207}/Pb^{204} , Pb^{208}/Pb^{204} son elevadas (0,7115-0,7156; 18,84-18,91; 15,67-15,69 y 38,94-39,88, respectivamente) (Hertogen *et al.*, 1985, 1988).

La serie CAK, constituida por andesitas y dacitas potásicas, y la serie SH, integrada por banakitas, latitas y cuarzo-latitas, ocupan el sector Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena. Ambos episodios volcánicos se caracterizan por el desarrollo de domos y diques y por la escasez de manifestaciones lávicas y fragmentarias. En estas rocas son abundantes los enclaves de gneises granatífero-sillimaníticos y de cuarzo dioritas. En cuanto a su composición química, las rocas de ambas series presentan contenidos superiores de K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , elementos traza incompatibles, así como de Sc, V, Cr, Co y Ni, que las rocas CA de idéntico

porcentaje de SiO_2 (figs. 2 y 3). Las relaciones isotópicas de Sr y Pb de estas rocas son del mismo orden que las de la serie CA, ya que están comprendidas entre 0,7094-0,7176; 18,76-18,83; 15,67-15,70 y 38,96-39,02, respectivamente (Munksgaard, 1984, y Hertogen *et al.*, 1985, 1988).

Las rocas UP (jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas) se encuentran en chimeneas de diámetro reducido (~ 1 km), como es el caso de las de Cancarix, Las Minas, Barqueros, Aljorra, Mazarrón y Vera; en diques de escasa potencia (< 10 m), como las de Fortuna y Mula, y más raramente en lavas. Salvo excepciones (por ejemplo, Vera, Mazarrón, Aljorra), las rocas de esta naturaleza ocupan el sector más septentrional de la región volcánica. Todas ellas

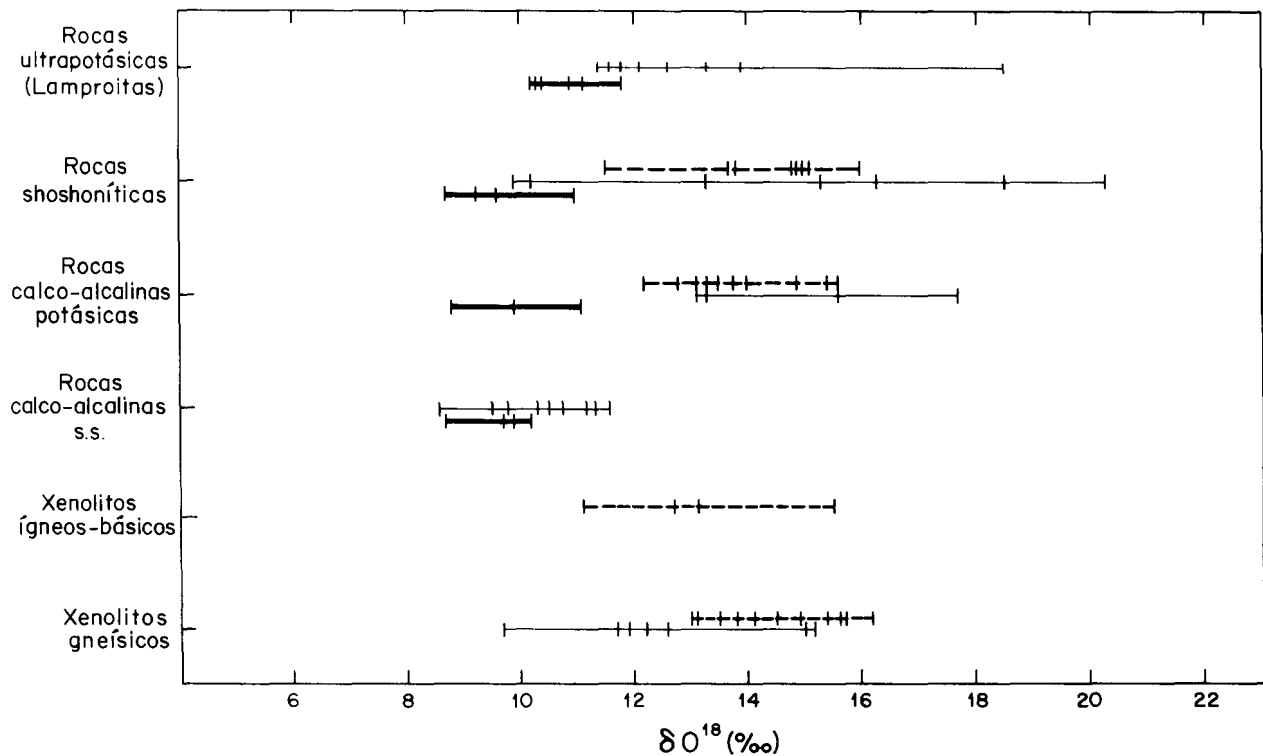


Fig. 4.—Relaciones isotópicas de oxígeno de las rocas volcánicas neógenas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena y de los xenolitos ígneos y metamórficos que engloban las de tipo calco-alcalino potásico y shoshonítico. Las líneas de trazo fino y grueso corresponden a los valores obtenidos y corregidos, respectivamente. Las líneas quebradas corresponden a los valores obtenidos por Munksgaard (1984).

presentan contenidos muy elevados de MgO, Ni y Cr, así como de K₂O, P₂O₅, Ba, Rb, Th, TR, etc. (figs. 2 y 3). Su composición isotópica de Sr se puede considerar entre las más elevadas (0,7148-0,7213) de las encontradas en rocas básicas (Powell y Bell, 1970; Hertogen *et al.*, 1985, 1988, y Nelson *et al.*, 1986), mientras que sus relaciones isotópicas de Pb son muy uniformes y semejantes a las de las rocas asociadas (Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴: 18,75-18,85; Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴: 15,68-15,72, y Pb²⁰⁸/Pb²⁰⁴: 38,95-39,10) (Hertogen *et al.*, 1985, 1988, y Nelson *et al.*, 1986).

Las determinaciones radiométricas llevadas a cabo (Bellon, 1976; Bellon y Brousse, 1977; Nobel *et al.*, 1981; Bellon *et al.*, 1983, y Di Battistini *et al.*, 1987) indican que esta actividad magmática se ha desarrollado en dos períodos. El primero se inicia a finales del Burdigaliense-principios del Langiense, con la generación de rocas CA; continúa con la extrusión simultánea de rocas de afinidad CA, CAK y SH, y finaliza en el Messiniense con la aparición de las rocas UP. Después de una interrupción de 2 m.a., comienza el segundo período, en el que se desarrolla un volcanismo basáltico alcalino, poco intenso, y restringido al sector situado al NW de Cartagena.

Valores isotópicos δO¹⁸. Discusión de los resultados

Los datos isotópicos O¹⁸/O¹⁶ obtenidos en muestras seleccionadas de las cuatro series volcánicas descritas, se encuentran recogidos en la tabla 1, junto con los contenidos en SiO₂, K₂O y H₂O de las mismas. El oxígeno fue extraído por reacción con F₅Br, y posteriormente convertido en CO₂, siguiendo la técnica de Clayton y Mayeda (1963). Las determinaciones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251.

De la inspección de los datos de la tabla 1 se deduce que todas las rocas analizadas están muy enriquecidas en O¹⁸, ya que los valores δO¹⁸ obtenidos están comprendidos entre +9,5 ‰ (GAT-18) y +20,3 ‰ (MAZ-5). Dentro de cada serie, el rango de variación es muy amplio, destacando a este respecto las series shoshonítica y ultrapotásica (fig. 4). Los valores δO¹⁸ más altos de las rocas CAK, SH y UP son más típicos de rocas sedimentarias que de rocas ígneas, incluidas aquellas que han sufrido una importante interacción cortical. Esto es especialmente significativo en el caso de las rocas UP, cuyos caracteres geoquímicos (número de Mg > 0,75 y conteni-

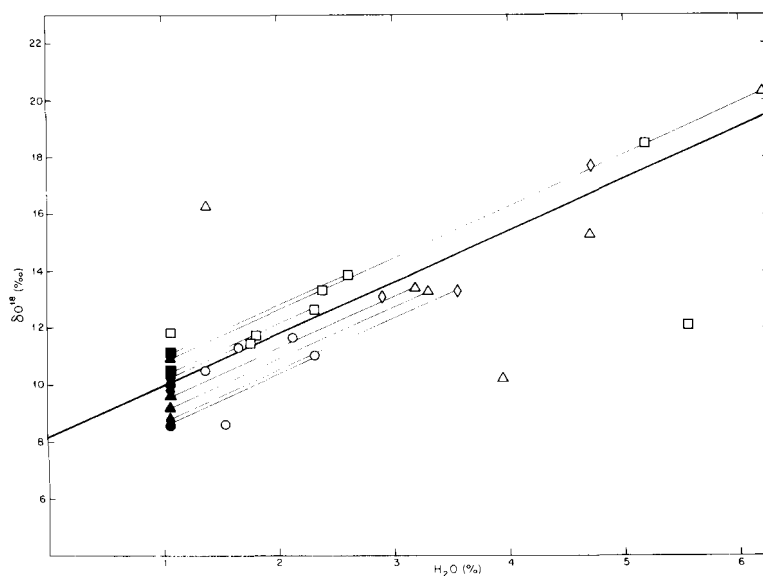


Fig. 5.—Diagrama δO^{18} - H_2O para las rocas calco-alcalinas (\circ), calco-alcalinas potásicas (\diamond), shoshoníticas (\triangle) y ultrapotásicas (\square) de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena. Los símbolos blancos corresponden a los valores obtenidos y los negros a los corregidos. La línea gruesa representa la recta de regresión ($\delta O^{18} = 1.797 H_2O + 8.262$) calculada con los valores obtenidos.

dos en Ni > 330 ppm) y petrológicos (presencia de enclaves de peridotitas) indican un evidente origen mantélico.

No existe buena correlación entre los valores δO^{18} obtenidos y la abundancia en SiO_2 , MgO y elementos incompatibles, como tampoco entre aquellos y las composiciones isotópicas de Sr y Pb, a pesar de que el rango de variación de todos estos parámetros (si se exceptúan los isótopos de Pb) es también muy amplio. Por el contrario, existe una perfecta correlación positiva ($r = 0,94$) entre los valores δO^{18} y el porcentaje de H_2O . Puesto que los datos isotópicos de Sr y Pb de estas rocas indican la participación de material cortical en su génesis (Hertogen *et al.*, 1985, 1988), la ausencia de correlación entre los isótopos estables y radiogénicos y el resto de los elementos, podría sugerir que su composición isotópica es heredada del material original del que proceden. Sin embargo, la elevada correlación positiva δO^{18} - H_2O pone de manifiesto que una parte importante del enriquecimiento en O^{18} que presentan estas rocas es consecuencia de algún proceso de alteración secundaria.

Aunque los fenocristales y los microcristales de las muestras analizadas no presentan signos petrográficos de alteración post-magmática, en la matriz vítrea (que puede llegar a constituir más del 50 % en volumen de la roca) se observan fenómenos de desvitrificación. Como han puesto de manifiesto diversos au-

tores (por ejemplo, Garlick y Dymond, 1970; Muehlenbachs y Clayton, 1972, 1976; Pineau *et al.*, 1976; Preite y Turi, 1978; Taylor *et al.*, 1984; Ferrara *et al.*, 1985; Cerling *et al.*, 1985; Kyser *et al.*, 1986, y Harmon *et al.*, 1987), este proceso produce cambios mineralógicos, como la transformación del vidrio en smectitas y otros minerales de la arcilla, y químicos, como una importante hidratación y un enriquecimiento en O^{18} .

Si los valores δO^{18} obtenidos en las rocas CA, CAK, SH y UP del SE de España son secundarios, deben ser corregidos antes de testar con ellos cualquier hipótesis petrogenética. Se han propuesto dos procedimientos para corregir los efectos de la hidratación sobre los isótopos de oxígeno: a) analizar los fenocristales de la roca, considerados resistentes al intercambio isotópico (por ejemplo, clinopiroxenos y cuarzos) y utilizar los factores de fraccionación entre estos minerales y líquidos silicatados de composición similar, para obtener el δO^{18} inicial del magma (Turi y Taylor, 1976, y Taylor *et al.*, 1979, 1984), y b) extrapolar los valores δO^{18} obtenidos en la roca hasta valores que sean compatibles con los contenidos en H_2O típicos de lavas no alteradas (Ferrara *et al.*, 1985). Puesto que en las rocas CA aquí estudiadas son frecuentes los intercrecimientos de piroxenos, en las CAK el clinopiroxeno es muy poco abundante, y en las UP el cuarzo está ausente, se ha elegido el segundo procedimiento.

Tabla 1.—Relaciones isotópicas de oxígeno (obtenidas y corregidas) y porcentajes de SiO₂, K₂O y H₂O de las rocas volcánicas neógenas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, SE de España

Muestra y clasificación	SiO ₂	K ₂ O	H ₂ O	(δO^{18}) _{obt}	(δO^{18}) _{cor}
<i>Rocas calco-alcalinas</i>					
GAT- 7 Andesita basáltica.....	54,47	1,28	2,31	+11,0	+ 8,7
GAT- 8 Andesita piroxénica	56,87	1,17	1,36	+10,5	+ 9,9
GAT-18 Andesita piroxénica	60,07	1,15	1,54	+ 9,5	+ 8,6
GAT-10 Andesita anfibólica	60,81	1,51	1,65	+11,3	+10,2
GAT-11 Dacita	63,78	1,85	2,11	+11,6	+ 9,7
<i>Rocas calco-alcalinas potásicas</i>					
CAR- 1 Andesita	61,89	2,17	2,85	+13,1	+ 9,9
CIE- 1 Andesita	62,47	2,22	3,55	+13,2	+ 8,8
GAT-14 Dacita	61,44	2,78	4,72	+17,7	+11,1
<i>Rocas shoshoníticas</i>					
BEA- 1 Banakita	59,16	5,15	3,32	+13,3	+ 9,2
MAZ- 5 Latita	62,88	3,94	6,23	+20,3	+11,0
MAZ- 7 Latita	63,68	4,55	4,69	+15,3	+ 8,7
GAR- 1 Cuarzo-Latita	66,62	4,51	3,17	+13,4	+ 9,6
<i>Rocas ultrapotásicas</i>					
JUM- 5 Jumillita	48,99	6,86	1,78	+11,7	+10,4
CAL- 1 Cancalita	53,29	8,92	2,30	+12,6	+10,3
CAN- 1 Cancalita	55,33	7,99	2,38	+13,3	+10,9
FOR- 3 Fortunita	55,99	6,88	2,60	+13,9	+11,1
CMO- 1 Fortunita	56,88	8,45	1,06	+11,8	+11,8
ALJ- 1 Fortunita	54,05	5,77	1,74	+11,4	+10,2
VER- 4 Verita	55,33	3,48	5,18	+18,5	+11,1

Tabla 2.—Rango y valor medio de algunos caracteres geoquímicos del Manto superior y de los sedimentos oceánicos

	Sr	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Pb	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	δO^{18}
<i>Manto superior (DM)</i>					
Rango.....	6-18	0,702-0,703	0,04-0,1	15,49-15,51	5,5-6,5
Media.....	12	0,7027	0,05	15,50	5,7
<i>Sedimentos oceánicos terrígenos</i>					
Rango.....	29-1.570	0,704-0,743	10-33	15,69-15,79	13-25
Media.....	237	0,7159	22	15,72	20
<i>Fundidos derivados de los sedimentos...</i>	60-360	0,715-0,722	7,5-50	15,69-15,72	20

Los datos del manto se han tomado de Hole *et al.* (1984), Taylor y Sheppard (1986), Zindler y Hart (1986), Hart (1988), y Chen *et al.* (1990). Los datos de los sedimentos oceánicos terrígenos se han tomado de Dasch (1969), Biscaye (1971), White y Dupré (1985), Taylor y Sheppard (1986) y Ben Othman *et al.* (1989). La composición de los fundidos derivados de los sedimentos se ha obtenido de los cálculos realizados en este trabajo.

En general, se acepta que el contenido en agua primaria de los magmas basálticos (esto es, el contenido en agua cuando se inicia la cristalización) es inferior al 0,5 %, en el caso de los de naturaleza toleítica (por ejemplo, Moore, 1970; Byers *et al.*, 1984, 1985; Kyser y O'Neil, 1984, y Greenland *et al.*, 1985) y puede llegar hasta el 2 % en los tipos alcalinos (por ejemplo, Moore, 1970; Muenow *et al.*, 1980, y Poreda, 1985). A su vez, en los magmas andesíticos y graníticos aquel valor está comprendido entre < 1 y 7 % (Clemens, 1984). Para los magmas del SE de España, se ha supuesto un contenido medio en H_2O primaria de 1,06 %. Este valor corresponde al porcentaje de H_2O de la muestra CMO-1, que es la única de las analizadas que está exenta de vidrio. Si los magmas calco-alcalinos, más diferenciados, tienen un contenido en H_2O primaria algo más elevado que el supuesto, la corrección de los valores δO^{18} sería algo menor, pero los resultados no modificarían la interpretación dada más abajo. Los valores δO^{18} corregidos para el citado contenido en H_2O , se encuentran en la tabla 1 y de forma gráfica en la figura 5.

Los valores δO^{18} corregidos presentan en conjunto un rango mucho más restringido, ya que están comprendidos entre +8,6 y +11,8 ‰, y en buena parte son coincidentes en las cuatro series de rocas analizadas. Estos valores están bastante alejados de los típicos del manto (entre +5,8 y +7,3 ‰) (por ejemplo, Kyser, 1986), y ni siquiera los más bajos de ellos se pueden explicar por cristalización fraccionada de líquidos con esta composición isotópica inicial, puesto que las variaciones debidas a este proceso no exceden del 1 ‰ (por ejemplo, Taylor y Sheppard, 1986).

Excluida la cristalización fraccionada como proceso responsable de la composición isotópica de oxígeno de las lavas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, es preciso recurrir a algún proceso de mezcla entre componentes de contrastada composición. La disposición de los valores O^{18}/O^{16} y Sr^{87}/Sr^{86} en un diagrama binario, permite distinguir si la contaminación la ha sufrido el manto, por la infiltración de sedimentos o fluidos/fundidos derivados de éstos o, por el contrario, aquella ha tenido lugar en la cámara magmática, al asimilar el magma material cortical (James, 1981). El segundo mecanismo implica una buena correlación positiva entre los isótopos radioactivos o estables y cualquier índice de diferenciación, ya que la cristalización y subsecuente acumulación de determinadas fases minerales, es el proceso que suministra el calor necesario al sistema, para que tenga lugar la digestión de los materiales corticales. La disposición de los datos isotópicos de las lavas del SE de España en un diagrama Sr^{87}/Sr^{86} - δO^{18} , y la baja e inversa correlación entre los valores δO^{18} y los con-

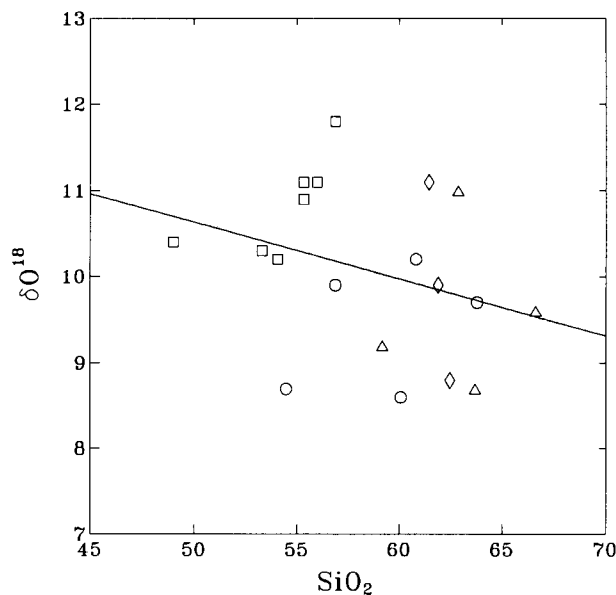


Fig. 6.—Diagrama $(\delta O^{18})_{cor}$ - SiO_2 para las rocas calco-alcalinas, calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas y ultrapotásicas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena. Los símbolos son los mismos de la Figura 2.

tenidos de SiO_2 (fig. 6) y MgO (considerados como indicadores de la fraccionación), sugieren que las variaciones geoquímicas que muestran estas rocas obedecen a un proceso de contaminación del material originario más que a un proceso combinado de asimilación-cristalización fraccionada.

Si se acepta esta hipótesis y se asume que uno de los componentes corresponde a un típico manto empobrecido (m) (tabla 2), la signatura isotópica de las rocas del SE de España sugiere que el componente supracortical (c) debe ser altamente heterogéneo, ya que sus relaciones isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} deben estar comprendidas entre 0,715 y 0,722 y las de Pb^{207}/Pb^{204} entre 15,69 y 15,72. A su vez, las relaciones Sr_c/Sr_m y Pb_c/Pb_m requeridas deben de tener un rango de 5-30 y de 150-1.000, respectivamente.

Aunque se conoce poco sobre el comportamiento de los sedimentos en la subducción, su contenido en H_2O y su mineralogía están a favor de que sufran deshidratación y fusión parcial durante el descenso. También puede tener lugar su incorporación global a la zona de generación de los magmas. La importante contribución de este componente a la región del manto en la que se generan los magmas del SE de España (entre el 10 y el 40 %), indica que la participación de los sedimentos en el sistema ha tenido lugar por la adición de fundidos y no por su incorporación global. Por otra parte, las bajas relaciones Sr_c/Sr_m y Pb_c/Pb_m exigidas se explican si los sedimentos han perdido una parte importante de sus elemen-

tos incompatibles en procesos de deshidratación previos a la fusión, o bien si los coeficientes de reparto de estos elementos son relativamente altos, lo que implicaría la existencia en el sedimento residual de fases que los retienen. En la tabla 2 se indican algunos de los caracteres geoquímicos que deberían tener los fundidos procedentes de los sedimentos terrígenos subducidos.

Este modelo genético es similar al propuesto por Hertogen *et al.* (1988) basándose en los elementos traza y en los isótopos radiogénicos. Sin embargo, está en desacuerdo con el establecido por Munksgaard (1984), ya que este autor —que acepta que los valores δO^{18} obtenidos por él para estas rocas son primarios— sigue la idea de Zeck (1970) de que los magmas calco-alcalinos potásicos y shoshoníticos derivan por anatexia de rocas pelíticas. El detallado análisis de estos modelos petrogenéticos, será objeto de un trabajo posterior.

Conclusiones

Los valores δO^{18} obtenidos para las rocas neógenas calco-alcalinas, calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas y ultrapotásicas de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena (+8,6 a +11,6 ‰; +13,1 a +17,7 ‰; +9,8 a +20,3 ‰, y +11,4 a +18,5 ‰, respectivamente), no son primarios, sino que han sido intensamente modificados por los procesos secundarios de hidratación/desvitrificación que han sufrido las mismas, después de su cristalización.

La composición isotópica del oxígeno de los magmas que han dado lugar a estas rocas, debía estar comprendida entre +8,6 y +11,8 ‰, si es correcto que el contenido en agua primaria de aquéllos es del orden del 1 %.

Estos resultados confirman la hipótesis de Hertogen *et al.* (1988) de que estas rocas proceden de un manto peridotítico fuertemente contaminado por fundidos derivados de materiales supracorticales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto de Investigación PB87-0372: «Variación de los elementos de traza, de los isótopos de Sr-Nd-Pb-O y control tectónico en los procesos magmáticos y metalogénicos», financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

Referencias

Bellon, H. (1976). *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique: implications géodynamiques*. Tesis doctoral, Universidad de París Sud, Orsay, 363 págs.

- Bellon, H. y Brousse, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 469-480.
- Bellon, H.; Bordet, P., y Montenat, Ch. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, 25, 205-217.
- Ben Othman, D.; White, W. M., y Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Letters*, 94, 1-21.
- Biscaye, P. E. (1971). The rubidium, strontium-isotope system in deep-sea sediments: Argentine basin. *J. Geophys. Res.*, 76, 5087-5096.
- Byers, C. D.; Christie, D. M.; Muenow, D. W., y Sinton, J. M. (1984). Volatile contents and ferric-ferrous ratios of basalt, ferrobasalt, andesite and rhyodacite glasses from the Galapagos 95,5 W propagating rift. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 48, 2239-2245.
- Byers, C. D.; García, M. O., y Muenow, D. W. (1985). Volatiles in pillow rim glasses from Loihi and Kilauea volcanoes, Hawaii. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 49, 1887-1896.
- Cerling, T. E.; Brown, F. H., y Bowman, J. R. (1985). Low-temperature alteration of volcanic glass: hydration, Na, K, O^{18} and Ar mobility. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Sec.)*, 52, 281-293.
- Chen, Ch. H.; Shieh, Y. N.; Lee, T.; Chen, Ch. H., y Mertzman, S. A. Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2473-2483.
- Clayton, R. N. y Mayeda, T. K. (1963). The use of bromine pentafluoride in extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 27, 43-52.
- Clemens, J. D. (1984). Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, 17, 273-287.
- Dasch, E. J. (1969). Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 33, 1521-1552.
- Di Battistini, G.; Toscani, L.; Iaccarino, S., y Villa, I. M. (1987). K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 369-383.
- Ferrara, G.; Laurenzi, M. A.; Taylor, H. P.; Toranini, S., y Turi, B. (1985). Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hill, Italy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, 13-28.
- Garlick, G. D. y Dymond, J. (1970). Oxygen isotope exchange between volcanic materials and ocean water. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 2137-2142.
- Greenland, L. P.; Rose, W. I., y Stokes, J. B. (1985). An estimate of gas emissions and magmatic gas content from Kilauea volcano. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 49, 125-129.
- Harmon, R. S.; Hoefs, J., y Wedepohl, K. H. (1987). Stable isotope (O, H, S) relationships in Tertiary basalts and their mantle xenoliths from the Northern Hessian Depression, W-Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 350-369.
- Hart, S. R. (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 273-296.
- Hertogen, J.; López Ruiz, J.; Rodríguez Badiola, E.; Demaiffe, D., y Weiss, D. (1985). Petrogenesis of ultrap-

- tassic volcanics rocks from SE Spain: trace element and Sr-Pb isotopes. *Terra Cognita*, 2, 211-212.
- Hertogen, J.; López Ruiz, J.; Demaiffe, D., y Weiss, D. (1988). Modelling of source enrichment and melting processes for the calc-alkaline-shoshonite-lamproite suite from SE Spain. *Chem. Geol.*, 70, 153.
- Hole, M. J.; Saunders, A. D.; Marriner, G. F., y Tarney, J. (1984). Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands. *J. Geol. Soc. London*, 141, 453-472.
- James, D. E. (1981). The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 311-344.
- Kyser, T. K. (1986). Stable isotope variations in the mantle. En: *Stable isotopes in high temperature geological processes* (J. W. Valley, H. P. Taylor, Jr. y J. R. O'Neil, eds.). Mineralogical Society of America 141-164.
- Kyser, T. K.; Cameron, W. E., y Nisbet, E. G. (1986). Boninite petrogenesis and alteration history: constraints from stable isotope compositions of boninites from Cape Vogel, New Caledonia and Cyprus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 222-226.
- Kyser, T. K. y O'Neil, J. R. (1984). Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 48, 2123-2133.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geol.*, 36, 5-63.
- Moore, J. G. (1970). Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, 272-279.
- Muehlenbachs, K. y Clayton, R. N. (1972). Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 172-184.
- Muenow, D. W.; Liu, N. W. K.; García, M. O., y Saunders, A. D. (1980). Volatiles in submarine volcanic rocks from the spreading axis of the East Scotia Sea back-arc basin. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 272-278.
- Munksgaard, N. C. (1984). High $\delta^{18}\text{O}$ and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 351-358.
- Nelson, D. R.; McCulloch, M. T., y Sun, S. S. (1986). The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 50, 231-245.
- Nobel, F. A.; Andriessen, P. A. M.; Hebeda, E. H.; Priem, N. H. A., y Rondeel, H. E. (1981). Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60, 209-214.
- Pineau, F.; Javoy, M.; Hawkins, J. W., y Craig, H. (1976). Oxygen isotope variations in marginal basin and ocean-ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28, 299-307.
- Poreda, R. (1985). Helium-3 and deuterium in back-arc basalts: Lau basin and the Mariana Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, 73, 244-254.
- Powell, J. L. y Bell, K. (1970). Strontium isotopic studies of alkalic rocks: localities from Australia, Spain and the western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27, 1-10.
- Preite, M. y Turi, B. (1978). The isotopic composition of oxygen and carbon in the hyaloclastites from the Mt. Iblei volcanic area, eastern Sicily: a preliminary study. *Bull. Volcanol.*, 41, 168-174.
- Taylor, H. P.; Giannetti, B., y Turi, B. (1979). Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from Roccamonfina volcano, Roman Comagmatic region. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 81-106.
- Taylor, H. P. y Sheppard, S. M. F. (1986). Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. En: *Stable isotopes in high temperature geological processes* (J. W. Valley, H. P. Taylor y J. R. O'Neil, eds.). Mineralogical Society of America, 227-271.
- Taylor, H. P.; Turi, B., y Cundari, A. (1984). $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, East Africa, Antarctica, and San Venanzo-Cupaello, Italy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 69, 263-276.
- Turi, B. y Taylor, H. P. (1976). Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman province, central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 1-31.
- White, W. M. y Dupré, B. (1985). Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 47, 1875-1886.
- Zeek, H. P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, 225-246.
- Zindler, A. y Hart, S. (1986). Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.

Recibido el 15 de febrero de 1991
 Aceptado el 30 de abril de 1991