

**INFORME SOBRE LA GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGÍA Y
PETROGÉNESIS DEL MAGMATISMO DEL RIFT CAMBRO-
ORDOVÍCICO EN EL FLANCO NORTE DE LA ANTIFORMA DE
MONESTERIO.**

**ZONA DE OSSA-MORENA. PROVINCIA DE BADAJOZ.
*GEODE EXTREMADURA***

Asistencia Técnica para el:

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Estudio realizado por:

Carracedo, M., Sarrionandia, F., Gil, J. I.

**DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA
UNIVERSIDAD DEL PAÍS VASCO/EHU**

Con la colaboración de:

Eguíluz, L., Rodríguez, J., Larrondo, E. (UPV/EHU)

Palacios, T. (U. de Extremadura)

Pin, C. (CNRS-Université Blaise Pascal)

Octubre 2007

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Presentación	3
1. Objetivos	5
2. Metodología	8
3. Contexto geológico	10
4. Antecedentes	13
5. Geoquímica de roca total	17
5.1. Introducción	17
5.2. Clasificación química	17
5.3. Geoquímica de los elementos mayores	23
5.4. Geoquímica de los elementos traza	27
5.5. Diagramas de REE	31
5.6. Diagramas multielementales normalizados	37
6. Geoquímica isotópica	41
6.1. Sistema Rb-Sr	42
6.2. Sistema Sm-Nd	45
6.3. Comparación de los datos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd	48
7. Relaciones de elementos traza incompatibles: evaluación de los posibles mecanismos de diferenciación magmática	51
8. Naturaleza de la fuente	54
9. Serie magmática	60
10. Marco tectónico en función de los diagramas de discriminación tectonomagmáticos	61
11. Conclusiones	66
12. Bibliografía	69
Anexo I. Análisis de muestras adicionales	77
Anexo II. Métodos analíticos	78

Informe sobre la geoquímica, geocronología y petrogénesis del magmatismo del rift Cambro-Ordovícico en el flanco Norte de la Antiforma de Monesterio. Zona de Ossa-Morena. Provincia de Badajoz.

GEODE Extremadura

PRESENTACIÓN

La presente memoria, que lleva por título “*Informe sobre la geoquímica, geocronología y petrogénesis del magmatismo del rift Cambro-Ordovícico en el flanco Norte de la Antiforma de Monesterio. Zona de Ossa-Morena. Provincia de Badajoz. GEODE Extremadura*”, está dirigida al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y ha sido realizada por el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad del País Vasco/EHU, en el marco de las Asistencias Técnicas contempladas para la realización del Mapa Geológico Continuo Digital a escala 1:50.000 de la Provincia de Badajoz (GEODE Extremadura).

En la Zona de Ossa-Morena, por encima de las secuencias volcano-sedimentarias de edad Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior generadas en el ciclo orogénico Cadomiense, afloran materiales terrígenos y carbonatados de edad Cámbrico Medio en los que se intercalan rocas volcánicas de afinidad alcalina a toleítica. La génesis de estas formaciones volcánicas se ha relacionado tradicionalmente con el desarrollo del rift intracontinental que marcó el inicio del ciclo Varisco en este sector del Macizo Ibérico.

Dada la utilidad de las lavas como discriminadores tectonomagmáticos, el Instituto Geológico y Minero de España consideró necesario abordar de forma específica el estudio geoquímico, convencional e isotópico, de algunos niveles volcánicos intercalados en sucesiones estratigráficas cámbricas, bien caracterizadas y datadas paleontológicamente, durante la realización del

proyecto GEODE Extremadura con el fin de: (1) establecer su afinidad química y origen, (2) obtener, si fuese posible, su edad precisa, y (3) deducir el marco geodinámico en el que se habrían generado. Todo ello debería contribuir a mejorar los modelos geodinámicos que tratan de explicar la evolución tectonomagmática del sector meridional del Macizo Ibérico.

Para la ejecución de esta Asistencia Técnica, el IGME, en virtud del Convenio Específico de Colaboración con la Consejería de Economía y Trabajo de la Junta de Extremadura, acordó contratar a la Universidad del País Vasco/EHU los estudios geoquímicos e isotópicos (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd) de un número no inferior a doce muestras de rocas volcánicas de entre las que afloran intercaladas en las secuencias tipo de edad Cámbrico situadas en las proximidades de la localidad de Zafra, a lo largo del flanco Norte de la Antiforma de Olivenza-Monesterio (en adelante Antiforma de Monesterio).

Los resultados obtenidos en el estudio realizado se exponen en la presente memoria la cual se ha dividido en una serie de apartados en los que de forma resumida, y por el siguiente orden, se abordan los siguientes aspectos:

1. **Objetivos:** Donde se enumeran los principales objetivos del estudio.
2. **Metodología:** Se describen los trabajos efectuados durante el desarrollo del estudio, señalándose las técnicas y los equipos empleados en los mismos.
3. **Contexto geológico:** Se describe brevemente el contexto geológico en el que afloran las rocas volcánicas seleccionadas para este estudio.
4. **Antecedentes:** Se revisan las publicaciones que hacen referencia al magmatismo relacionado con el rift Cambro-Ordovícico de la Zona de Ossa-Morena y se resumen los

aspectos geológicos más relevantes publicados sobre este proceso, incidiéndose en la naturaleza de los productos que lo forman, su edad, distribución geográfica y el significado geológico.

5. Geoquímica de roca total: Se recogen los datos geoquímicos (elementos mayores, traza y tierras raras) de análisis de roca total obtenidos en este estudio y se establecen las bases del modelo petrogenético, atendiendo a los siguientes aspectos: (i) clasificación, y (ii) caracterización de las rocas en función de su composición química, esto es, elementos mayores, elementos traza, diagramas normalizados de tierras raras y diagramas normalizados multielementales.
6. Geoquímica isotópica: Se presentan los datos obtenidos a partir de los análisis isotópicos de Sr, Sm y Nd en roca total (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd), y la información geocronológica y petrogenética derivada de los mismos, incidiéndose en la posible edad de las rocas, sus relaciones isotópicas iniciales, la naturaleza de la fuente o fuentes y la posible relación genética entre las muestras analizadas.
7. Evaluación de los posibles mecanismos de diferenciación magmática implicados en la génesis de las rocas estudiadas mediante diagramas de elementos traza incompatibles.
8. Estudio de la naturaleza de la fuente.
9. Asignación de las rocas a una serie magmática determinada.
10. Discriminación tectonomagmática del ambiente geodinámico en el que se desarrolló el magmatismo.

11. Conclusiones.

12. Bibliografía: Se relacionan por orden alfabético de autores los diversos trabajos y antecedentes que han sido revisados y empleados durante la elaboración de la presente Memoria.

13. Anexos: Sobre muestras adicionales y métodos analíticos.

1. OBJETIVOS

El carácter específico del presente trabajo permite fijar de forma precisa los principales objetivos del mismo, que son los que a continuación se citan:

1. Caracterizar geoquímicamente las rocas volcánicas que afloran interestratificadas en las secuencias sedimentarias tipo de edad Cámbrico situadas en las inmediaciones de Zafra, en el flanco Norte de la Antiforma de Monesterio.
2. Tratar de establecer la naturaleza de las potenciales fuentes implicadas en la génesis de los magmas y los procesos de diferenciación que controlaron su diversificación.
3. Obtener si fuese posible la edad radiométrica (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, en roca total) de los productos volcánicos del sector estudiado, con el objetivo de asignar edades numéricas precisas a las edades establecidas paleontológicamente en la columna estratigráfica Cámbrica durante la realización del GEODE (Asistencia Técnica de T. Palacios, L. Eguíluz y colaboradores).
4. Determinar el marco geodinámico más probable en el que pudo desarrollarse este magmatismo.

2. METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados se ha adoptado una metodología de trabajo clásica en petrología y geoquímica que, de forma esquemática, ha supuesto las siguientes actuaciones:

1. Muestreo de los productos volcánicos en los cortes tipo establecidos en las inmediaciones de la ciudad de Zafra, esto es: (i) Albuera del Castellar, y (ii) Carretera de Zafra a La Lapa.
2. Elaboración de láminas delgadas (38 x 20 mm y ca. 30 μm de espesor) a partir de las muestras recogidas para la realización de estudios petrográficos al objeto, entre otras cosas, de evaluar el grado de alteración de las rocas estudiadas. Para los estudios petrográficos de las láminas delgadas se ha empleado un microscopio polarizador *Leica DMLP* de luz transmitida y luz reflejada.
3. Trituración y molienda de las muestras destinadas a la realización de los análisis geoquímicos e isotópicos de roca total. Esta fase del trabajo ha supuesto, de forma resumida, las siguientes actuaciones: (a) eliminación de las secciones alteradas de las rocas mediante corte con sierra de disco, (b) troceado de la muestra en plaquetas de 1 cm de espesor con el fin de detectar y eliminar, en la medida de lo posible, elementos ajenos a la composición primaria de las rocas (enclaves, fracturas rellenas por minerales secundarios, amígdalas, etc.), (c) trituración a tamaños inferiores a 1 cm de las plaquetas seleccionadas con una machacadora de mandíbulas *Retsch* revestidas de vidia, (d) molienda a

tamaño “impalpable” de los fragmentos triturados con un molino de anillos oscilantes *Retsch* modelo RS 1.

4. Realización de análisis multielementales de roca total. Se fundieron 0,25 g de cada muestra con metaborato de Li y se diluyeron en una solución ácida 1 N de HNO₃ con pequeños contenidos de HF para estabilizar ciertos elementos (en particular los elementos con alto potencial iónico o HFSE). Las disoluciones finales se midieron en un espectrómetro de masas con fuente de plasma (ICP-MS) *Thermo* modelo X7, según el método de García de Madinabeitia et al. (2006; cf. Anexo II).
5. Los análisis isotópicos se realizaron mediante un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS) *Finnigan* modelo MAT 262, utilizando una modificación de los métodos de Pin y Bassin (1992) para el sistema Rb-Sr, y de Pin y Santos Zalduegui (1997) para el sistema Sm-Nd (cf. Anexo).
6. Tratamiento y análisis de los datos geoquímicos.
7. Elaboración del Informe.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Las rocas volcánicas analizadas en este estudio afloran intercaladas en las secuencias de edad Cámbrico que forman el flanco Norte de la Antiforma de Monesterio, en la Zona de Ossa-Morena (SO del Macizo Ibérico).

La Zona de Ossa-Morena ocupa una posición privilegiada al situarse entre las suturas Cadomiense y Varisca, lo que ha permitido registrar la compleja evolución del margen de Gondwana desde el Neoproterozoico hasta el Paleozoico Terminal en este segmento del Macizo Ibérico (Sánchez-García et al., 2003).

El terreno Cadomiense de la Zona de Ossa-Morena ha sido interpretado como un margen continental activo (Eguíluz et al., 1995, 2000) y ha sido dividido en tres unidades geotectónicas. El *dominio meridional*, o de *Monasterio*, está constituido fundamentalmente por grauvacas y pizarras con grados variables de metamorfismo afectados por una intensa deformación lateral izquierda; los niveles inferiores son anatéticos y constituyen diversos domos gneísicos. El *dominio central*, o *Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba*, principalmente de edad Cámbrico Inferior, incluye un volcanismo bimodal inter-arco o de rift, que fue afectado por una intensa deformación y metamorfismo, tanto más intensa cuanto más hacia el SO. El *dominio septentrional*, o de *Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR)*, está constituido principalmente por rocas plutónicas y volcánicas de afinidad de arco, débilmente deformadas durante la orogenia Cadomiense (Bandrés et al., 2002).

Las tres unidades geotectónicas mencionadas están separadas por grandes fallas de salto en dirección que se han interpretado como grandes accidentes cadomienses reactivados durante el ciclo Varisco: (1) la Zona de cizalla de San Pedro de Mérida-Montoro, también conocida como “*Falla de Peraleda*” (Castro, 1988), que separa la Zona de Ossa-Morena de la Zona Centro Ibérica; (2) la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, extensamente

retrabajada por la tectónica lateral varisca, y (3) la Falla de Azuaga, que separa el *dominio central del meridional* (Bandrés et al., 2002).

El final del ciclo orogénico Cadomiense está marcado por la instauración de un régimen extensional prolongado que dio lugar, durante el Cámbrico Inferior, a un rift en la Zona de Ossa-Morena. Este marco geodinámico perduró hasta el final del Ordovícico y culminó con la creación de una nueva corteza oceánica (¿océano Rheico?), cuyos vestigios afloran de forma dispersa a lo largo del borde meridional de la Zona de Ossa-Morena.

El proceso de rift se propagó de forma diacrónica hacia el Suroeste y durante el mismo se produjeron manifestaciones de carácter volcánico y subvolcánico (Sánchez-García et al., 2003). El régimen extensional facilitó la formación y el ascenso de magmas mantélicos de naturaleza esencialmente alcalina y su emplazamiento en superficie o en niveles corticales poco profundos. Las intrusiones básicas provocaron el aumento del gradiente geotérmico y facilitaron la fusión de las rocas corticales, generándose magmas peraluminosos que acompañaron a los magmas mantélicos.

El contexto extensional que marcó el inicio del ciclo de Wilson Varisco provocó la compartimentación en bloques del terreno cadomiense. Por otra parte, los movimientos diferenciales de estos bloques, para adaptarse entre sí en respuesta a la extensión, generaron una serie de surcos y umbrales que condicionarían en gran medida la sedimentación y el magmatismo Paleozoicos.

El registro volcanosedimentario de edad Cámbrico se caracteriza, entre otros aspectos, por la enorme variabilidad de la potencia de las sucesiones y por los importantes cambios laterales de las facies. A pesar de las enormes diferencias en las potencias, que llegan a ser hasta de varios miles de metros (ca. 10 km), en todas las sucesiones volcanosedimentarias se pueden diferenciar tres tramos que, de muro a techo, son: (i) la *Formación Detrítica Inferior*, (ii) la *Formación Carbonatada*, y (iii) la *Formación Detrítica Superior*:

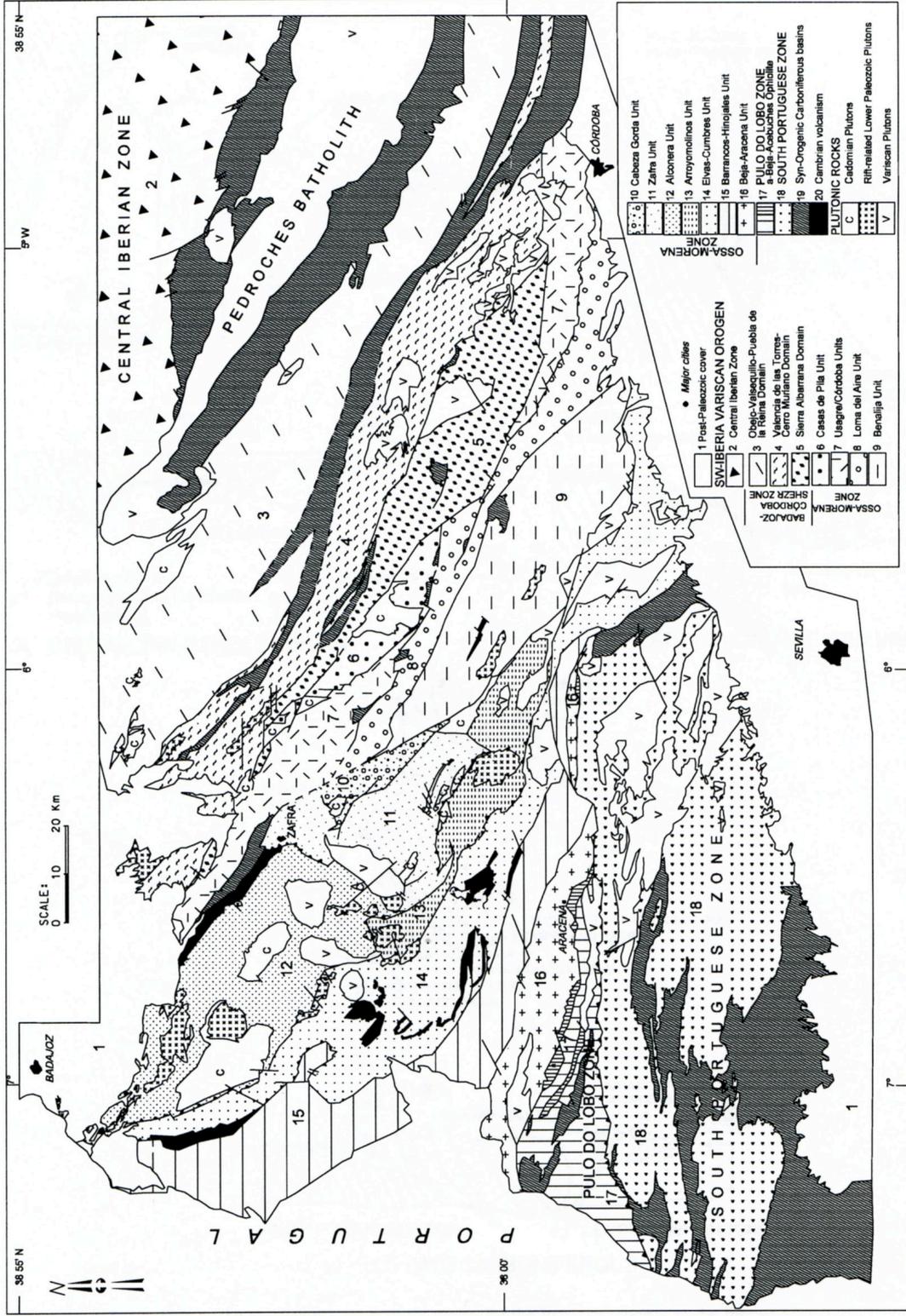


Figura 1. Esquema geológico de la Zona de Ossa-Morena, en el que se han destacado en trama negra las rocas volcánicas Cámbricas (figura adaptada de Sánchez-García et al., 2003).

- i. La *Formación Detrítica Inferior* se apoya de modo discordante sobre los depósitos sinorogénicos cadomienses de la formación Torreárboles y está constituida por una secuencia siliciclástica que intercala lechos carbonatados en su parte superior (Liñán, 1978). Representa un tránsito desde depósitos fluvio-deltaicos a un medio marino poco profundo y su edad más probable es Cámbrico Inferior (Palacios, 1993).
- ii. La *Formación Carbonatada* marca el pico de la transgresión y representa un excelente nivel guía regional. Está formada esencialmente por rocas carbonatadas formadas en diferentes sub-ambientes: arrecifal, oleaje, intermareal (Liñán y Gámez, 1993; Moreno Eiris, 1987; Perejón, 1994). Su edad más probable es Cámbrico Inferior (Palacios, 1993).
- iii. La *Formación Detrítica Superior* es la más variable en cuanto a facies y potencia, estando constituida principalmente por una alternancia siliciclástica de areniscas y limos, en ocasiones con estructuras turbidíticas. Esta Formación representa el colapso de la plataforma preexistente como consecuencia de una importante extensión. Su edad más probable es Cámbrico Inferior-Cámbrico Superior (Palacios, 1993).

Las lavas y los depósitos volcanoclásticos intercalados en la secuencia sedimentaria indican que el magmatismo se inició en el Cámbrico Inferior en las áreas más septentrionales, y se extendió hacia las zonas centrales durante el Cámbrico Medio. A las áreas más meridionales y occidentales no llegó hasta el Ordovícico Inferior (Sánchez-García et al., 2003).

4. ANTECEDENTES

El primer trabajo que abordó en profundidad el magmatismo Cámbrico en el sector de Zafra-Feria-Jerez de los Caballeros se debe a Dupont (1979), que centró su investigación en las mineralizaciones de hierro relacionadas con estas rocas. Este autor diferenció dos episodios volcánicos, ambos toleíticos, representados por espilitas y queratófidos.

Sagredo y Peinado (1992) diferenciaron: (i) un primer episodio volcánico de edad Cámbrico Inferior, que aparece representado por rocas básicas en el flanco Sur de la Antiforma de Monesterio, y (ii) un segundo episodio de edad Cámbrico Medio constituido por rocas ácidas y básicas que afloran en ambos flancos de la citada estructura. Subrayaron que tanto las rocas básicas, de naturaleza alcalina, como las rocas ácidas, de composición peralcalina, procedían de un mismo magma parental basáltico alcalino que evolucionó por cristalización fraccionada. Señalaron también que el magmatismo se desarrolló en un marco de intraplaca, es decir, en un margen pasivo afectado por una tectónica extensional, y que el vulcanismo asociado fue esencialmente submarino.

Giese y Bühn (1993) señalaron que las rocas volcánicas ácidas, de origen eminentemente explosivo, serían las primeras en formarse, habiendo tenido lugar el proceso en un ambiente subaéreo a marino somero; las rocas básicas serían efusivas y estarían generadas en un ambiente submarino. Indicaron que de Norte a Sur las riolitas, de naturaleza peralcalina, pasan a riolitas y basaltos alcalinos, y estos a basaltos de tipo MORB (Mid Ocean Ridge Basalts), por lo que el proceso de rift fue lo suficientemente importante como para generar una nueva corteza oceánica; hacia el Sur las tasas de fusión serían cada vez mayores, ubicándose el eje del rift en el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sur Portuguesa.

Sánchez-García (2001) indicó que las manifestaciones volcánicas cámbricas se depositaron en medios de plataforma poco profundos. Así, el volcanismo alcalino ácido e intermedio produciría ignimbritas en momentos de emersión y domos efusivos en ambientes marinos someros. Este magmatismo estaría en relación con grandes fracturas. El volcanismo básico (basaltos y andesitas) sería estrictamente submarino, poco profundo, con coladas coherentes y depósitos piroclásticos freatomagmáticos (brechas y tobas espilíticas), algunos de ellos generados en surges.

Sánchez-García et al. (2003) propusieron la existencia de dos eventos ígneos relacionados con el rift Cambro-Ordovícico: (1) un evento peraluminico precoz, representado en los sectores central y septentrional de la Zona de Ossa-Morena por núcleos anatéticos (esencialmente migmatitas), y (2) un evento ígneo principal que incluiría basaltos alcalinos, gabros, traquitas, riolitas, granitos y, en menor proporción, rocas intermedias (traquiandesitas). El magmatismo mantélico, alcalino y toleítico, tendría su origen en una fuente astenosférica variablemente enriquecida. El proceso de rift, el magmatismo asociado, la extensión y la formación de una nueva cuenca oceánica estarían en relación con la subducción de una dorsal oceánica bajo la placa continental que se fragmentaba. En la parte meridional de la Zona de Ossa-Morena este magmatismo habría durado hasta el Ordovícico Inferior y separaría dicha Zona de un bloque continental no identificado, desarrollándose un margen pasivo que perduraría hasta el Devónico Inferior-Medio.

Etxebarria (2003) estudió los materiales cámbricos situados en ambos flancos de la Antiforma de Monesterio. Según esta autora, las emisiones volcánicas del flanco Norte fueron subaéreas o submarinas poco profundas y se integrarían en cuatro pulsos volcánicos (V1-V4); los tres primeros procederían de un mismo centro volcánico con actividad pliniana o subpliniana, subaérea costera a marina poco profundas, y el cuarto, de naturaleza más básica, procedería de un cono volcánico diferente que formaría un escudo volcánico emergido. Las emisiones del flanco Sur tendrían un carácter fisural submarino, siendo de naturaleza bimodal aunque con un predominio de los

productos básicos; estas emisiones estarían acompañadas por el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos, inicialmente de naturaleza gabroica y posteriormente albitítica. Desde el punto de vista geoquímico, Etxebarria (2003) resaltó que el volcanismo del flanco Norte no es bimodal, sino que define una serie continua alcalina originada en un marco de intraplaca. Las rocas del flanco Sur tendrían un carácter bimodal alcalino de intraplaca o subalcalino de tipo T-MORB; los gabros serían subalcalinos de tipo T-MORB y las albititas probablemente son de tipo MORB. Se concluía que el magmatismo Cámbrico del área de la Antiforma de Monesterio se desarrolló en un régimen extensional asociado a un rift continental con intensa actividad volcánica.

Por último, cabe mencionar que, además de los trabajos centrados exclusivamente en los productos ígneos relacionados con el rift Cambro-Ordovícico, existe una serie de trabajos que han abordado aspectos sedimentarios y faunísticos, lo que ha permitido datar un número considerable de los episodios lávicos interestratificados (Liñán et al., 1984; Mette, 1989; Palacios, 1993; Nägler, 1990; Vidal et al., 1994).

5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

5.1. Introducción

En este capítulo se tratan los resultados de los análisis multielementales de roca total de las 14 muestras de tipo lávico seleccionadas para su análisis. Antes de iniciar este capítulo conviene señalar que, a pesar del selectivo y cuidadoso muestreo efectuado en el campo, tratando de obtener muestras inalteradas, ha sido muy difícil encontrar rocas sin alteración y sin componentes exógenos (rellenos hidrotermales, enclaves, amígdalas, etc.). Tal y como se ha indicado en el apartado 2 de Metodología, para evitar los efectos de la alteración a las muestras analizadas se les han extraído previamente las partes alteradas con la ayuda de una sierra de disco. No obstante, las rocas muestran un grado de alteración variable, no muy perceptible a simple vista pero que, en algunos casos, enmascara parcialmente la paragénesis y las texturas originales. Además, algunas rocas presentan microfracturas mineralizadas, e incluso microenclaves, difíciles de eliminar de la muestra a pesar de la minuciosa selección de los fragmentos efectuada con anterioridad a la molienda. Por tanto, es preciso tener presente, a la hora de interpretar los datos analíticos y extraer información geológica de ellos, que algunos elementos (K_2O , Na_2O , CaO , TiO_2 , FeO^* , Rb , Sr , etc.) han podido ser parcialmente removilizados, mientras que otros elementos (Ni , Cr , V , P , Y , Nb , Zr y REE) han podido, posiblemente, mantenerse más inmóviles.

5.2. Clasificación química

Las 14 muestras investigadas representan un variado espectro composicional (Tabla 1) que abarca desde rocas ultrabásicas (43,78 % en peso de SiO_2) a ácidas (74,52 % en peso de SiO_2).

Tabla 1. Análisis de elementos mayores y traza de rocas de tipo lávico del flanco N de la Antiforma de Monasterio (Zona de Ossa-Morena) relacionadas con el rift Cambro-Ordovícico.

Muestra	AB-V2	AB-V4	AB-V5	ZB-1	ZL-10	OM 1A	OM 1B	OM 3B	OM 2B	OM 2A	OM 4B	OM 8A	OM 10A	OM 10B
SiO ₂	51,96	53,27	65,27	60,8	64,26	70,00	46,34	71,91	74,52	67,80	47,85	43,78	49,07	50,24
Al ₂ O ₃	15,63	13,21	14,38	15,64	15,54	9,05	14,68	8,89	12,94	17,36	16,12	14,37	18,52	15,53
TiO ₂	1,35	1,06	0,83	0,72	1,08	0,30	4,16	0,33	0,14	0,18	3,43	5,25	2,65	2,60
CaO	0,99	1,21	0,96	5,11	0,91	1,36	6,47	0,66	0,26	<LMD	4,94	7,43	7,95	6,64
Fe ₂ O ₃ T	12,34	10,11	7,21	5,74	9,11	8,24	14,53	6,96	2,24	4,21	13,45	16,03	9,70	12,93
K ₂ O	0,38	2,03	3,13	2,4	2,2	2,81	1,01	2,91	5,60	0,12	0,21	1,58	1,65	1,32
MgO	1,4	1,49	0,38	2,76	1,66	0,62	4,82	0,81	<LMD	<LMD	4,06	6,40	3,31	3,43
MnO	0,52	0,08	0,14	0,07	0,03	0,30	0,40	0,32	<LMD	<LMD	0,26	0,17	0,18	0,18
Na ₂ O	6,26	3,63	4,21	3,29	4,73	2,46	3,18	2,06	3,75	10,03	5,50	3,14	4,36	4,81
P ₂ O ₅	0,51	0,28	0,22	0,17	0,37	<LMD	0,67	<LMD	<LMD	<LMD	0,64	0,33	0,35	0,45
LOI	5,33	3,65	3,27	3,17	2,68	4,69	4,00	5,10	0,38	0,13	3,42	1,38	2,16	1,74
Ba	66,9	817,5	451,6	638,2	415,0	391,2	315,8	528,9	928,7	29,4	165,2	249,6	566,8	621,4
Co	105,5	20,0	32,9	39,3	15,5	41,2	74,0	37,8	70,2	51,9	46,3	100,7	37,1	51,3
Cd	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,9	0,4	2,2	0,6	0,7	0,6	<LMD	0,4	<LMD
Cr	<LMD	<LMD	6,0	73,8	<LMD	14,0	7,3	14,3	74,4	18,3	6,7	93,8	23,6	27,9
Cs	0,5	0,4	1,3	1,2	1,0	0,9	0,6	0,8	0,8	<LMD	0,2	1,0	0,9	0,6
Cu	<LMD	1,0	2,8	18,0	<LMD	<LMD	11,8	<LMD	<LMD	<LMD	11,0	84,0	10,9	6,3
Hf	12,9	13,2	13,7	5,0	14,5	28,3	9,2	61,3	27,8	27,6	7,4	7,4	5,9	8,7
Nb	81,6	82,6	83,5	9,4	84,4	166,5	55,7	342,3	188,3	172,0	40,9	43,0	27,7	39,0
Ni	<LMD	<LMD	<LMD	37,0	<LMD	<LMD	17,0	8,9	<LMD	<LMD	<LMD	123,9	12,6	13,4
Rb	21,3	45,1	95,4	69,6	50,0	87,2	30,9	107,6	95,2	1,2	2,5	42,7	54,6	38,0
Sn	<LMD	<LMD	5,2	<LMD	5,4	11,0	2,8	18,3	15,2	16,4	2,4	3,2	1,7	1,0
Sr	62,1	52,2	33,0	331,6	44,6	18,1	735,7	14,5	46,9	53,6	347,6	577,0	812,0	624,6
Th	9,7	10,2	10,8	11,4	10,7	24,0	4,9	53,0	27,7	25,9	3,5	3,4	4,2	6,3
U	3,6	3,7	3,1	4,2	3,5	6,8	1,6	15,8	6,9	3,9	1,1	1,2	1,4	2,7
V	28,8	16,4	4,2	111,1	17,1	1,7	460,9	2,9	2,6	2,9	244,4	406,1	270,4	269,2
Y	69,9	51,3	49,2	28,3	54,4	117,4	47,2	256,3	170,8	84,7	43,6	34,2	25,6	40,1
Zn	47,5	47,9	30,7	46,1	68,4	21,0	631,7	43,4	17,2	<LMD	248,7	180,5	122,3	78,6
Zr	525,2	535,4	547,0	181,7	564,5	1168,0	387,3	2597,0	930,6	881,9	314,5	310,5	251,9	381,4
La	74,02	31,60	67,55	29,40	49,73	134,10	53,39	285,30	74,90	90,82	33,18	30,18	26,31	47,52
Ce	175,19	68,93	142,21	60,15	105,48	274,40	116,20	557,60	161,30	179,80	83,99	67,93	60,49	104,20
Pr	23,99	9,68	19,00	7,88	14,37	32,35	15,04	66,28	20,08	20,36	11,23	8,52	7,49	13,04
Nd	91,96	38,27	70,03	28,80	54,87	127,40	64,99	249,30	80,32	72,37	49,00	35,45	30,93	52,26
Sm	18,20	9,44	13,28	5,79	11,07	27,48	13,72	49,72	22,71	12,67	11,61	8,18	6,80	10,86
Eu	4,34	2,92	3,22	1,30	2,73	2,52	4,25	3,72	2,38	1,09	4,03	2,62	2,42	3,45
Gd	15,56	10,05	11,52	5,28	9,93	24,35	12,42	46,31	25,65	10,11	10,66	7,89	5,97	9,68
Tb	2,09	1,56	1,54	0,76	1,49	3,80	1,76	7,88	4,63	1,78	1,53	1,22	0,89	1,41
Dy	11,61	8,65	8,38	4,45	8,77	21,98	9,69	48,35	30,34	12,06	8,55	6,77	5,19	7,96
Ho	2,32	1,74	1,69	0,94	1,84	4,27	1,74	9,43	6,25	2,82	1,55	1,24	0,90	1,40
Er	5,56	4,19	4,31	2,34	4,55	11,93	4,47	25,82	17,41	9,77	4,01	3,25	2,46	3,80
Tm	0,91	0,72	0,73	0,40	0,76	1,74	0,60	3,80	2,62	1,71	0,54	0,45	0,36	0,52
Yb	5,00	4,16	4,18	2,36	4,30	11,17	3,74	24,77	16,85	12,57	3,45	2,91	2,20	3,36
Lu	0,85	0,72	0,72	0,41	0,74	1,65	0,54	3,56	2,30	1,93	0,51	0,43	0,33	0,50
ΣREE	431,60	192,63	348,36	150,26	270,63	679,13	302,56	1381,85	467,73	429,86	223,83	177,03	152,74	259,96

La clasificación de estas rocas en función de los criterios de la I.U.G.S. (2002; diagrama SiO₂.Na₂O + K₂O o diagrama TAS, Figura 2 y diagrama SiO₂-K₂O) es la siguiente:

OM8A: tefrita

OM1B: basalto subalcalino

OM4B y OM10A: traquibasaltos (hawaitas)

OM10B: traquiandesita-basáltica (mugearitas)

ABV2A y ABV4A: traquiandesitas (benmoreitas)

ZB1: andesita alta en K (high K)

ABV5 y ZL10: dacitas, alta y media en K, respectivamente (high K, medium K)

OM2A: traquita (sódica)

OM3B, OM1A y OM2B: riolita.

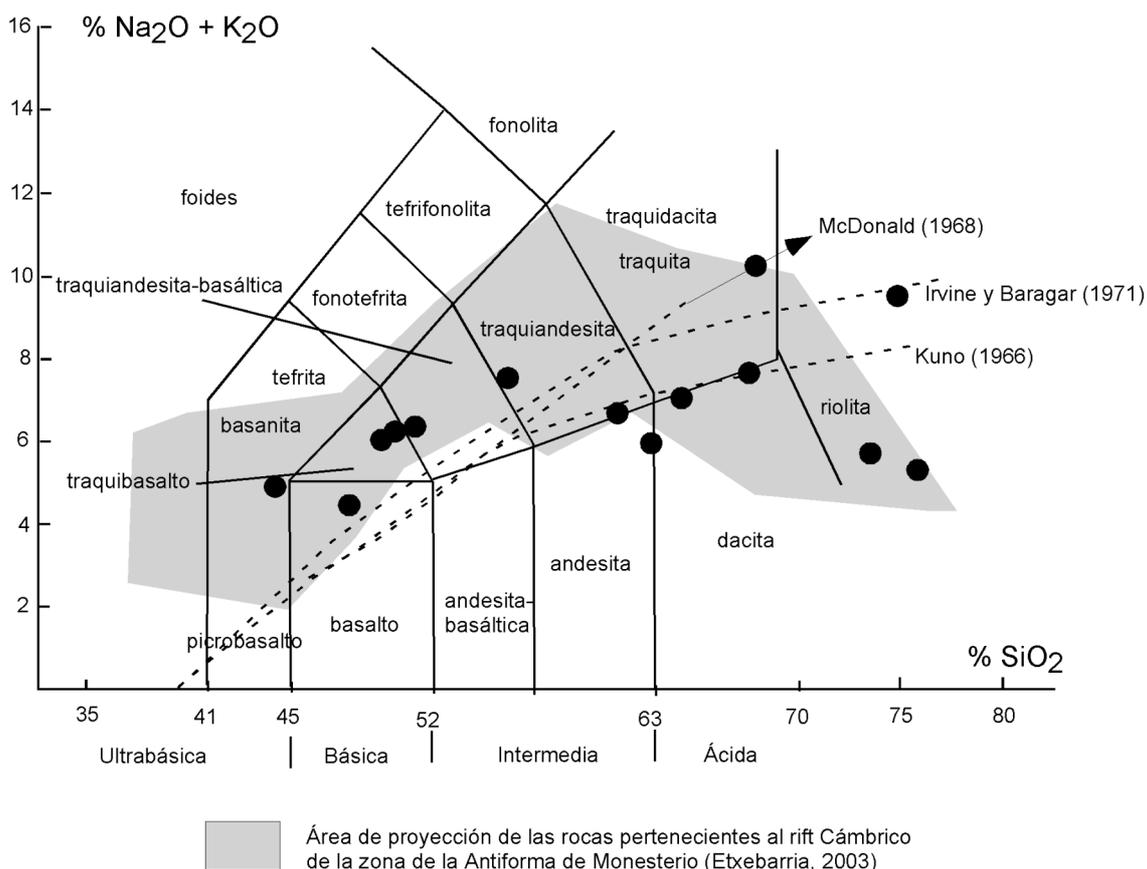


Figura 2. Diagrama TAS ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Le Bas et al., 1986) para las rocas ígneas lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio. Siguiendo los criterios de la I.U.G.S., los datos químicos (Tabla 1) proyectados en este diagrama están recalculados a 100, libres de H_2O y CO_2 .

Debido a la alteración, son muchas las muestras estudiadas que presentan pérdidas por calcinación a $1000\text{ }^\circ\text{C}$ (LOI; Tabla 1) superiores al 2,5 %, límite máximo sugerido para la clasificación de las rocas volcánicas en función de los criterios de la I.U.G.S. (2002). Por tanto, se ha utilizado como clasificación química alternativa al sistema TAS, el propuesto por Winchester y Floyd (1976), basado en elementos mayores y trazas relativamente inmóviles,

sistema especialmente adaptado a la clasificación de rocas volcánicas alteradas y/o con metamorfismo de grado bajo.

En el diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂, uno de los diagramas más empleados del sistema de clasificación químico de Winchester y Floyd (1976; Figura 3), las muestras analizadas se clasifican del modo siguiente:

OM1B, OM4B, OM8A, OM10A y OM10B: basaltos alcalinos

ZB1: andesita

ABV2A, ABV4A, ABV5, ZL10: traquiandesitas

OM2B: traquita

OM1A, OM2A y OM3B: comenditas-pantelleritas.

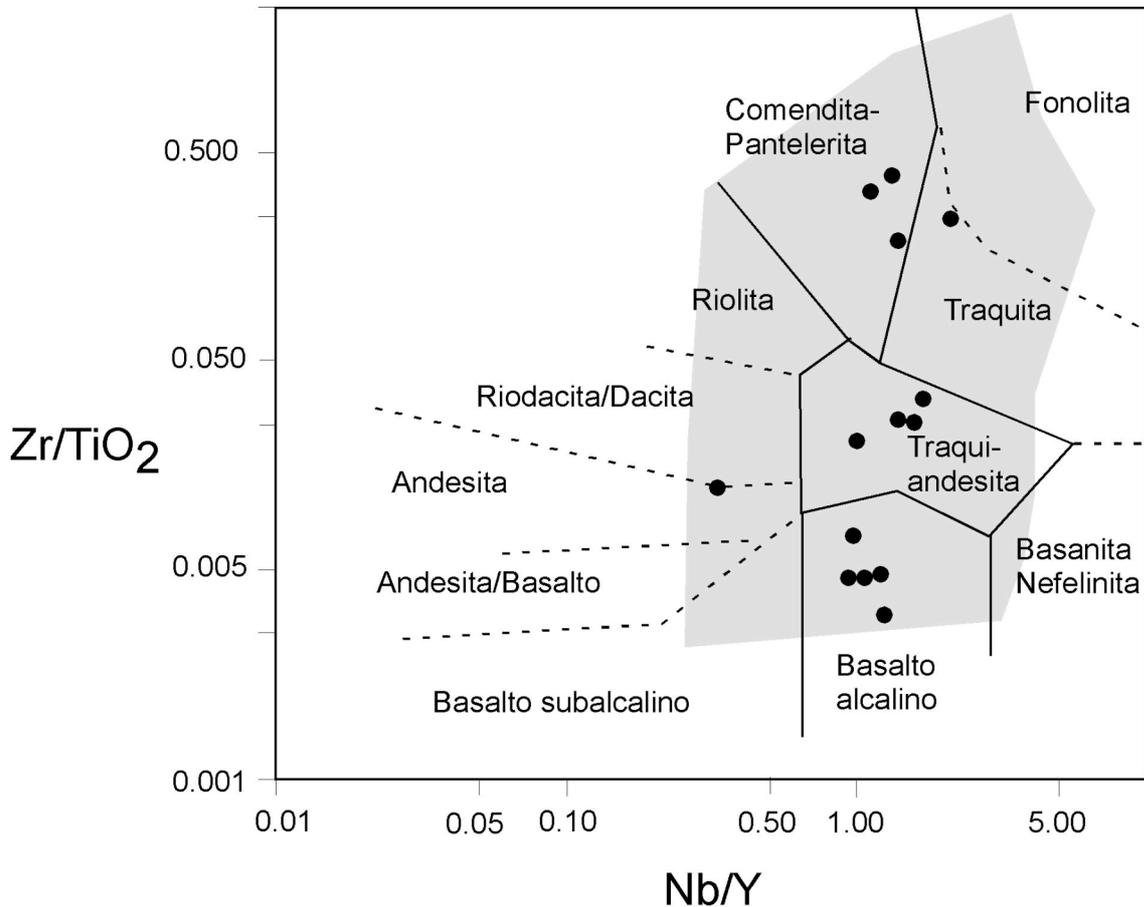


Figura 3. Diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1976) para la clasificación de rocas volcánicas alteradas o metamorizadas en el que se han proyectado las composiciones de las rocas lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio. El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes al mismo evento recogidas y analizadas por Etxebarria (2003).

Sin embargo, ninguna de las rocas que se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos del diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ tiene Ne normativa, por lo cual, no pueden clasificarse estrictamente como basaltos alcalinos (e.g., clasificación de Yoder y Tilley, 1962; criterios I.U.G.S., 2002). Por otro lado, ninguna de las rocas que se proyectan en el campo de las comenditas/pantelleritas es peralcalina: la muestra OM1A es metaaluminosa (A/CNK=0.94), pero no peralcalina (A/NK=1,27), y las muestras OM3B y OM2B son moderadamente peraluminosas, con valores de A/CNK de 1,15 y 1,05, respectivamente. Por tanto, estas rocas no pueden clasificarse estrictamente como comenditas/pantelleritas ya que ese tipo de riolitas son peralcalinas (e.g., criterios I.U.G.S., 2002), mientras que las aquí analizadas no lo son.

Dentro del grupo de rocas básicas o basálticas s.l. (denominaremos así a las rocas con SiO₂ < 52 % en diagrama TAS) analizadas tendríamos, en función de la norma CIPW (Tabla 2): basaltos sobresaturados en sílice (Qz e Hy normativos) y basaltos subsaturados en sílice (Ol e Hy normativos); mientras que utilizando los criterios de clasificación de Yoder y Tilley (1962) se podrían clasificar como toleitas con cuarzo (Qz + Hy normativos) y toleitas con olivino (Ol + Hy normativos).

No obstante, y aunque su mineralogía CIPW es típicamente toleítica, las rocas básicas incluidas en este trabajo se proyectan por encima de la línea que separa los campos alcalino y subalcalino (toleítico), es decir en el dominio alcalino. Esas características se encuentran con frecuencia en los basaltos transicionales. En efecto, los basaltos transicionales tienen una relación Na₂O+K₂O/SiO₂ próxima a la de la recta que separa los dominios alcalino y toleítico, pudiendo estar situados en el dominio de los basaltos alcalinos, aunque tengan una composición mineralógica toleítica, y viceversa (Girod, 1978). Los basaltos transicionales, o basaltos de la serie transicional, tal y como fueron definidos inicialmente (e.g., Bass, 1972) tenían en su norma CIPW Ol e Hy. Sin embargo, más tarde, en las series transicionales típicas como por ejemplo en la serie transicional del rift de Afar (e.g. Bellieni et al., 1981; Zanettin et al., 1980), se encontraron basaltos que se extienden desde composiciones

subsaturadas en sílice (Ol+Hy CIPW) hasta composiciones sobresaturadas en sílice Qz+Hy (CIPW), pasando a través de términos saturados en sílice (Hy CIPW), como sugería Coombs (1963).

Tabla 2. Norma CIPW para las rocas de tipo lávico del flanco N de la Antiforma de Monasterio (Zona de Ossa-Morena) relacionadas con el rift Cambro-Ordovícico.

Nº	Qz	Corundum	Or	Ab	An	Di_Wo	Di_En	Di_Fs	En	Fs	Fo	Ilm	Sphene	Rutile	Ap	Total
OM1A	41,37	0	16,61	20,82	5,35	0,58	0,49	0,02	1,06	0,04	0	0,57	0	0	0	86,9
OM1B	5,88	0	5,97	26,91	22,8	0	0	0	12	0	0	0,86	3,47	2,3	1,59	81,77
OM3B	46,15	1,15	17,2	17,43	3,27	0	0	0	2,02	0,05	0	0,63	0	0	0	87,89
OM2B	30,72	0,24	33,09	31,73	1,29	0	0	0	0	0	0	0	0	0,14	0	97,21
OM2A	9	0,73	0,71	84,87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,18	0	95,49
OM4B	0,58	0	1,24	46,54	18,68	0	0	0	10,11	0	0	0,56	1,16	2,66	1,52	83,05
OM8A	0	0	9,34	26,57	20,45	0	0	0	9,31	0	4,64	0,36	10,05	0,96	0,78	82,47
OM10A	0	0	9,75	36,89	26,09	1,06	0,92	0	3,31	0	2,81	0,39	6,01	0	0,83	88,06
OM10B	1,97	0	7,8	40,7	16,89	1,99	1,72	0	6,82	0	0	0,39	5,88	0	1,07	85,23
ABV2A	9,49	4,77	3,19	56,36	2,43	0	0	0	4,33	0	0	1,09	0	0,84	1,21	83,7
ABV4A	21,96	4,7	13	36,39	4,78	0	0	0	5,03	0	0	0,19	0	1,03	0,81	87,89
ABV5	26,8	2,85	18,5	35,62	3,33	0	0	0	0,95	0	0	0,3	0	0,67	0,52	89,53
ZB1	18,63	0	14,18	27,84	20,82	0,5	0,43	0	6,44	0	0	0,15	1,57	0	0,4	90,97
ZL10	24,95	4,61	13	40,02	2,1	0	0	0	4,13	0	0	0,06	0	1,05	0,88	90,8

El carácter transicional de las rocas básicas estudiadas se manifiesta también en los diagramas $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ y $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ de Middlemost (1975; Figura 4). En el primero, estos términos se proyectan en el campo de las series magmáticas alcalinas, concretamente dentro de las series alcalinas sódicas. Sin embargo, sólo dos de ellas (OM1B y OM10B) lo hacen en el campo alcalino del segundo diagrama; las otras dos (OM4B y OM10A) se proyectan en el campo sub-alcalino. Según Wilson (1989), las muestras OM4B y OM10A que se proyectan en el campo alcalino en uno de estos diagramas y en el subalcalino en otro, se denominarían basaltos transicionales, mientras que las otras dos, OM1B y OM10B, serían basaltos alcalinos; nótese, sin embargo, que la norma CIPW indica que se trata de rocas básicas sobresaturadas en sílice, con cuarzo normativo, y, por tanto, estrictamente no habría basaltos alcalinos entre las rocas analizadas.

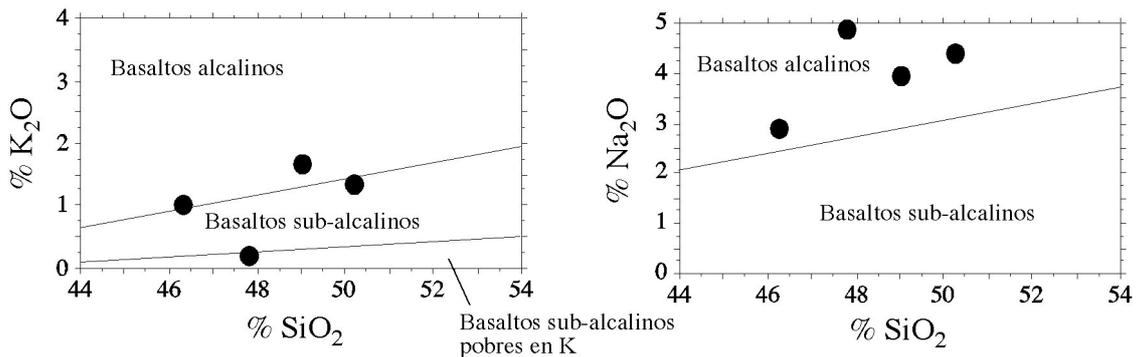


Figura 4. Proyección de las rocas básicas analizadas en este estudio en los diagramas $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ de subdivisión de las series alcalinas y en los diagramas $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ y $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ de caracterización de basaltos (Middlemost, 1975). La tefrita es ultrabásica y no tiene cabida en este esquema de clasificación.

Finalmente, el carácter transicional de las rocas básicas es corroborado por las relaciones de determinados elementos inmóviles. Por ejemplo, el valor de la relación Nb/Y es próximo a 1, típico de los basaltos de las series transicionales (Pearce, 1983; Winchester y Floyd, 1975).

5.3 Geoquímica de elementos mayores

Entre las diversas construcciones gráficas que habitualmente se emplean para mostrar la variación composicional de las rocas y para investigar los posibles procesos implicados en su génesis destacan los diagramas binarios de variación, en los que se enfrentan los óxidos de los elementos mayores frente a algún índice de diferenciación. Como se ha indicado anteriormente, en el caso que nos ocupa los contenidos en sílice son lo suficientemente amplios (43,78 %-74,52 %) como para ser utilizados como índice de diferenciación y presentar los datos de elementos mayores y trazas en diagramas de tipo Harker (Figura 5).

Los diagramas de Harker para el conjunto de las muestras estudiadas muestran una amplia dispersión en los valores de muchos de los elementos mayores para niveles de diferenciación del mismo orden, lo que pone de manifiesto la ausencia de correlaciones lineares generalizadas (e.g., entre SiO_2 y Al_2O_3 , P_2O_5 , Na_2O , MnO , K_2O , CaO , Figura 5). No obstante, se pueden observar algunas tendencias evolutivas para todo el conjunto de muestras, por ejemplo de empobrecimiento en CaO , MgO , Fe_2O_3 y TiO_2 . El K_2O , por el contrario se enriquece al aumentar el contenido en sílice. Finalmente, Al_2O_3 y Na_2O presentan una tendencia evolutiva segmentada muy parecida, con enriquecimiento hasta valores de SiO_2 situados en torno al 53 %, y después empobrecimiento hasta los términos más diferenciados. En consecuencia, las rocas estudiadas difícilmente se pueden integrar todas en una única línea de diferenciación, aunque sí podrían formar parte de varias líneas líquidas de descenso (o líneas de diferenciación) paralelas que deberían responder a un proceso petrogenético común.

La tendencia evolutiva de los elementos mayores: MgO , FeO , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O , frente a la sílice podría relacionarse de modo aproximado con un proceso de cristalización fraccionada, dominada en los términos más básicos por los minerales ferromagnesianos (olivino, clinopiroxeno) y algún óxido de Fe-Ti (e.g. magnetita), lo que provocaría un

incremento del contenido en Al_2O_3 , Na_2O y K_2O , y un fuerte descenso en FeO , MgO , TiO_2 y CaO en los fundidos diferenciados.

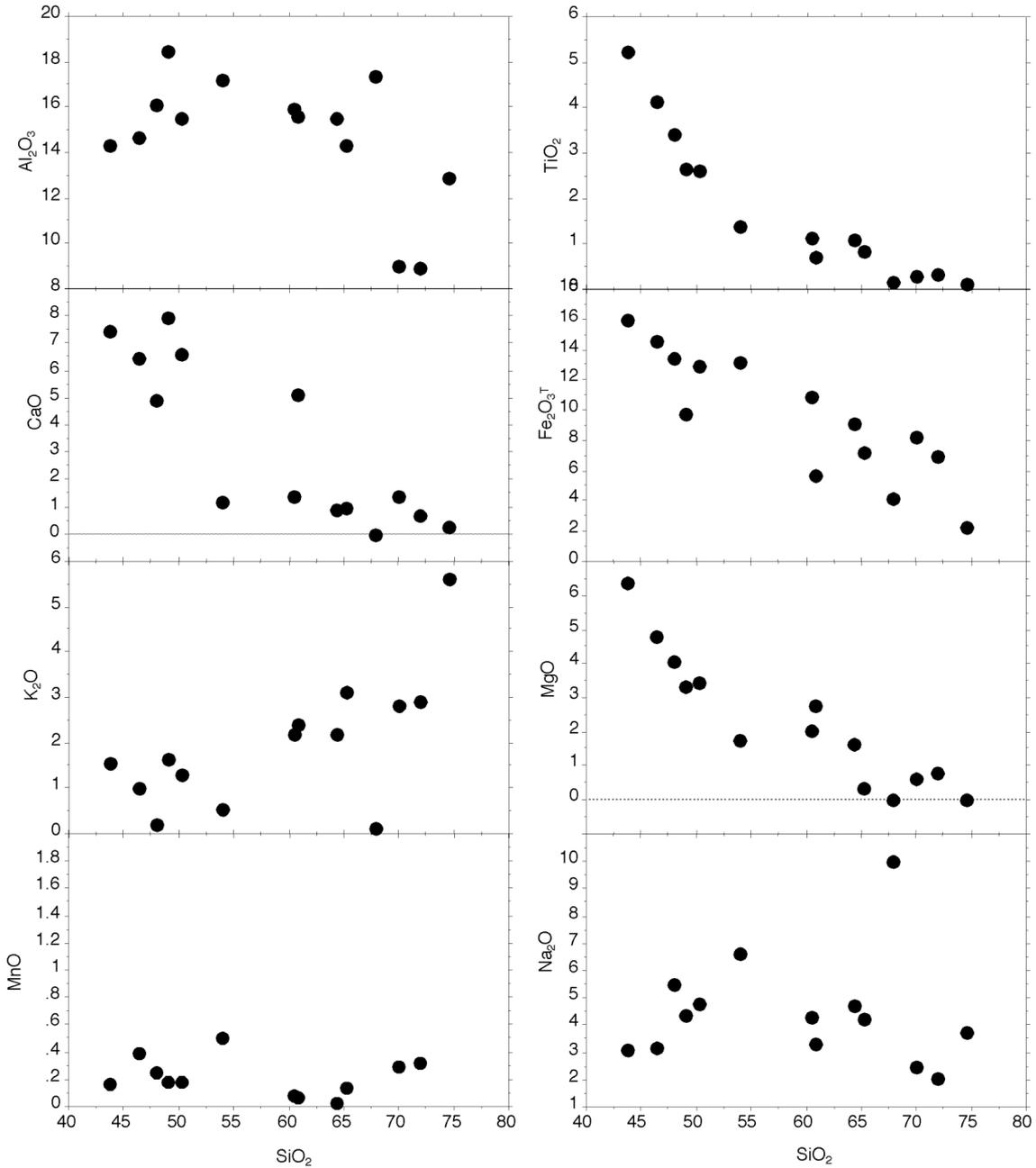


Figura 5. Diagramas de variación de los elementos mayores correspondientes a las 14 muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.

A partir del 53 % de contenido en SiO_2 , domina en la composición del sólido fraccionado la plagioclasa, acompañada por algo de clinopiroxeno y/o de anfíbol. La incorporación de plagioclasa a la fraccionación hace descender el

contenido en Al_2O_3 y Na_2O , contribuyendo también al descenso del CaO pero amortiguando ligeramente el descenso en MgO , FeO y TiO_2 . El K_2O aumenta a lo largo de todo el proceso de diferenciación.

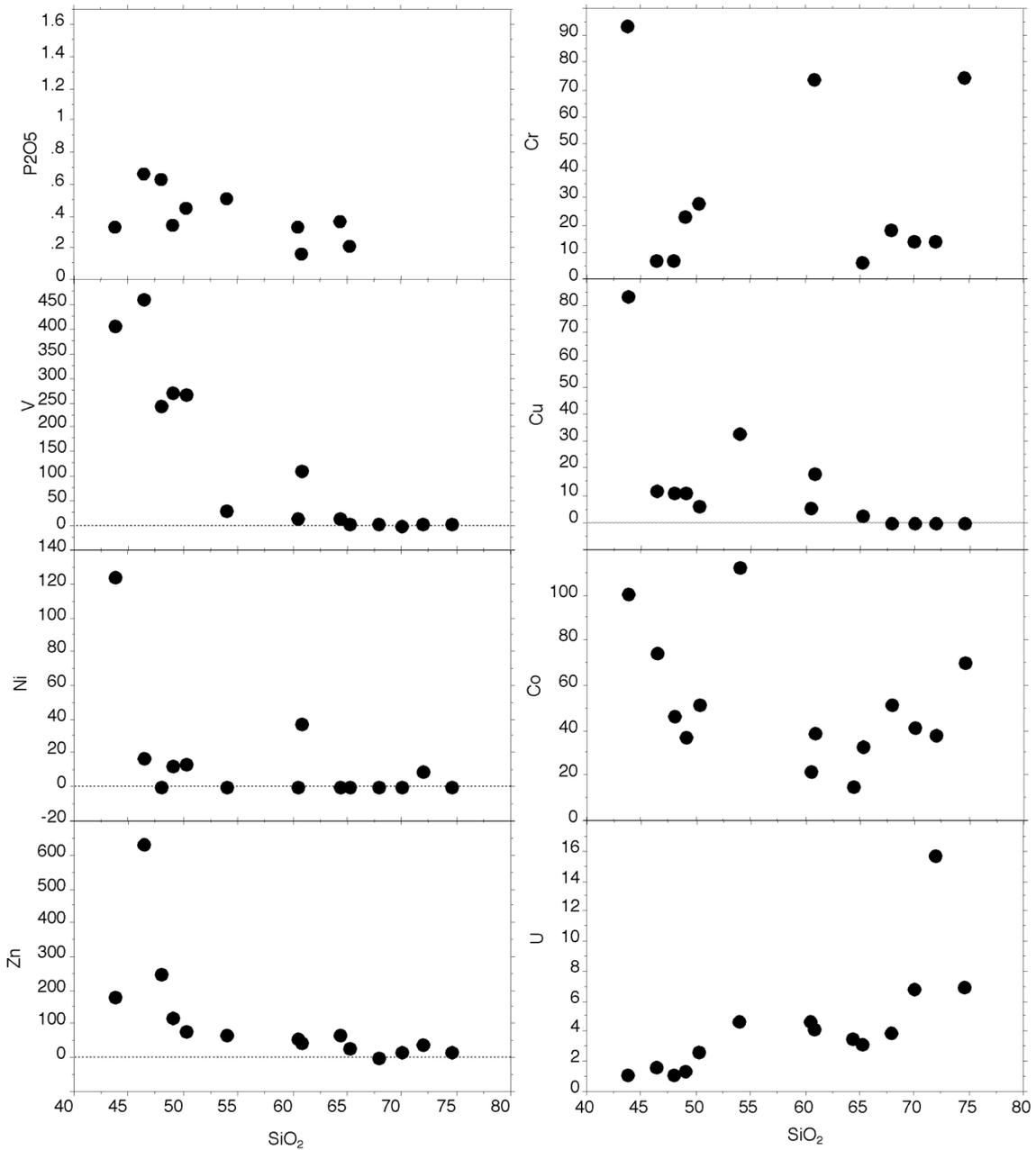


Figura 5 (continuación). Diagramas de variación de los elementos mayores y trazas correspondientes a las 14 muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.

La evolución química de las rocas estudiadas es parecida a la que se observa en algunas series de tipo Coombs o transicionales clásicas de rift,

como la de Boina o Gedensa (rift de África; Peccerillo et al., 2003), donde la plagioclasa juega un papel importante en la fraccionación. Sólo el Na_2O muestra un comportamiento algo diferente, pues desciende a niveles de sílice algo más altos en la series africanas. Esta similitud entre las rocas estudiadas y las rocas transicionales de Boina o Gedensa reafirma el carácter transicional de los basaltos s.l. analizados y, además, sugiere que, al igual que sucede en el caso de las series africanas, todas estas rocas pueden formar parte de una única serie de diferenciación magmática dominada esencialmente por la cristalización fraccionada.

5.4 Geoquímica de elementos traza

Los diagramas de Harker para el conjunto de las muestras estudiadas muestran una notable dispersión en los valores de algunos de los elementos traza indicativos de procesos magmáticos (e.g., Ba, Rb, Sr, Co, Cr,...) para niveles de diferenciación del mismo orden (Figura 5). Se observa además que los elementos más móviles en sistemas acuosos (esto es, Rb, Ba, Sr) muestran una mayor dispersión mientras que los más inmóviles (esto es, Nb, Zr Hf, Y y tierras raras) presentan evoluciones más lineales. Una vez más, hay que recordar que la concentración inicial de muchos elementos ha podido ser modificada por procesos subsolidus. En consecuencia, debe inferirse que los elementos más inmóviles podrán representar mejor en este caso las composiciones ígneas que los elementos móviles.

Los elementos de transición (Zn, Ni, V, Cu) presentan un comportamiento compatible, mientras que, por el contrario, los elementos con alto potencial iónico (HFSE, High Field Strength Elements: U, Th, Nb, Hf, Zr, Y y las tierras raras) muestran, en general, un comportamiento incompatible. El Rb, a pesar de mostrar una notable dispersión presenta, en general, un comportamiento incompatible. El Sr, por el contrario, a pesar de mostrar también una notable dispersión en los términos básicos, presenta una evolución segmentada: incompatible hasta niveles de SiO_2 en torno al 53 %, y

compatible después hacia los términos más diferenciados. Estas tendencias evolutivas generales son coherentes con el proceso de fraccionación deducido a partir de la evolución de los elementos mayores.

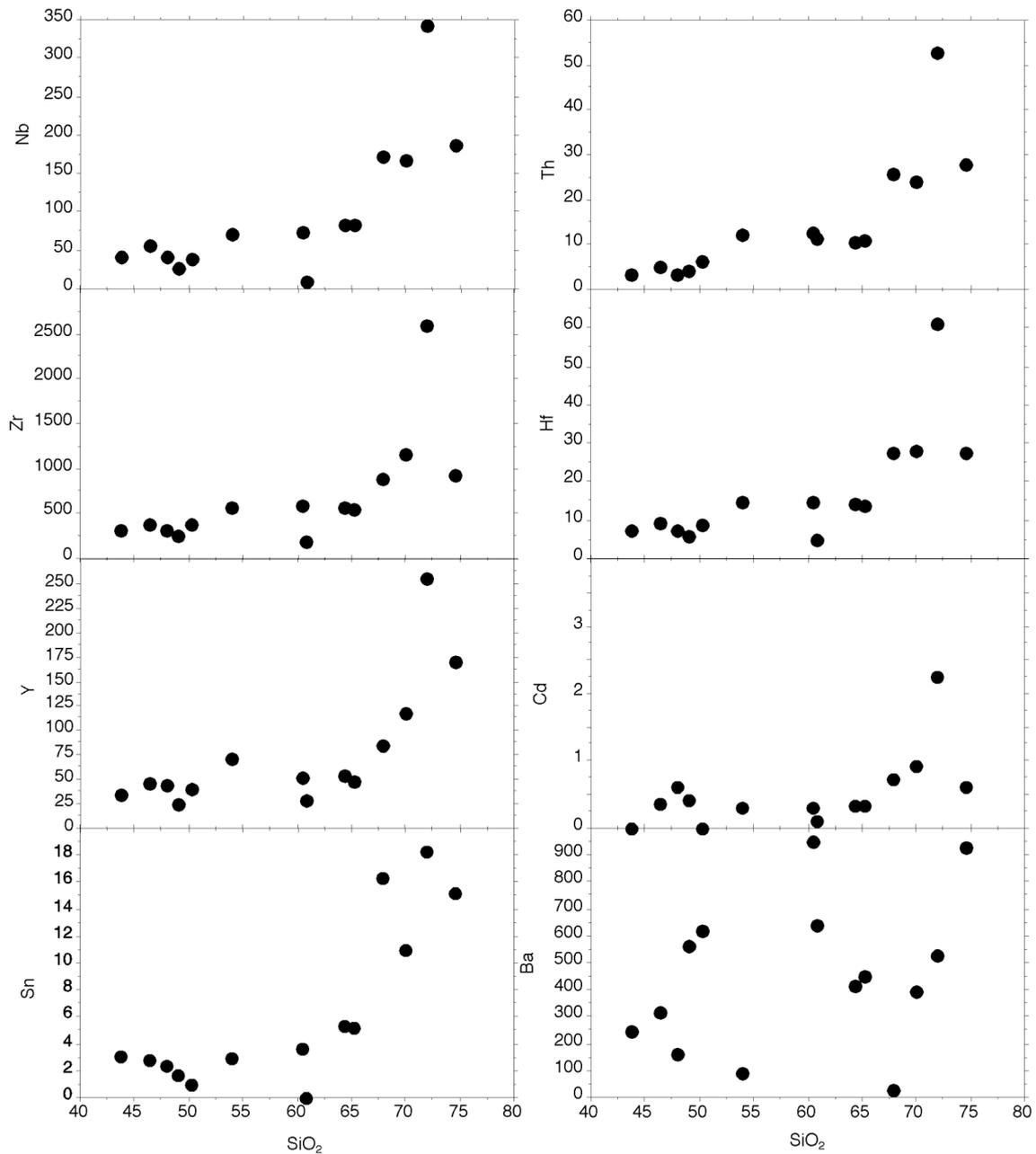


Figura 5 (continuación). Diagramas de variación de los elementos y trazas correspondientes a las 14 muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.

La fraccionación de fases ferromagnesianas y magnetita desde los términos más básicos explica el descenso de los metales de transición y el

incremento en los HFSE. La incorporación de la plagioclasa a la fraccionación, a partir de los términos intermedios, provoca un descenso de los contenidos en Sr y Eu - hasta este nivel de diferenciación ambos elementos muestran un comportamiento incompatible - y contribuye al aumento casi continuo en los HFSE.

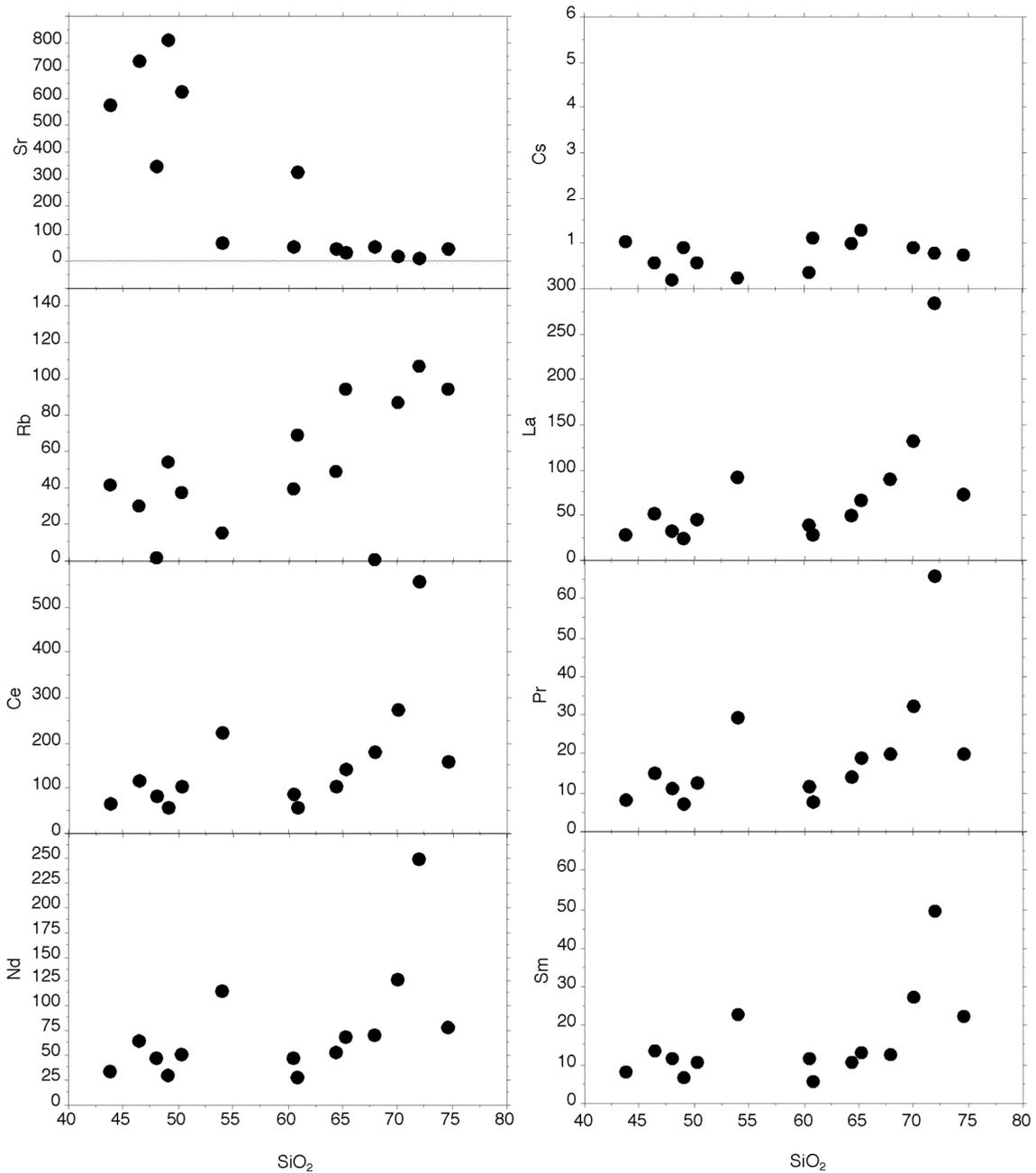


Figura 5 (continuación). Diagramas de variación de los elementos trazas correspondientes a las 14 muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.

Sin embargo, la roca más diferenciada muestra un notable descenso en REE, Zr, Hf, Y, U con respecto a la que le precede en la tendencia evolutiva, lo cual debe relacionarse con la fraccionación de minerales accesorios ricos en REE como zircón (rico en Zr, Hf, U) y apatito (rico en Y).

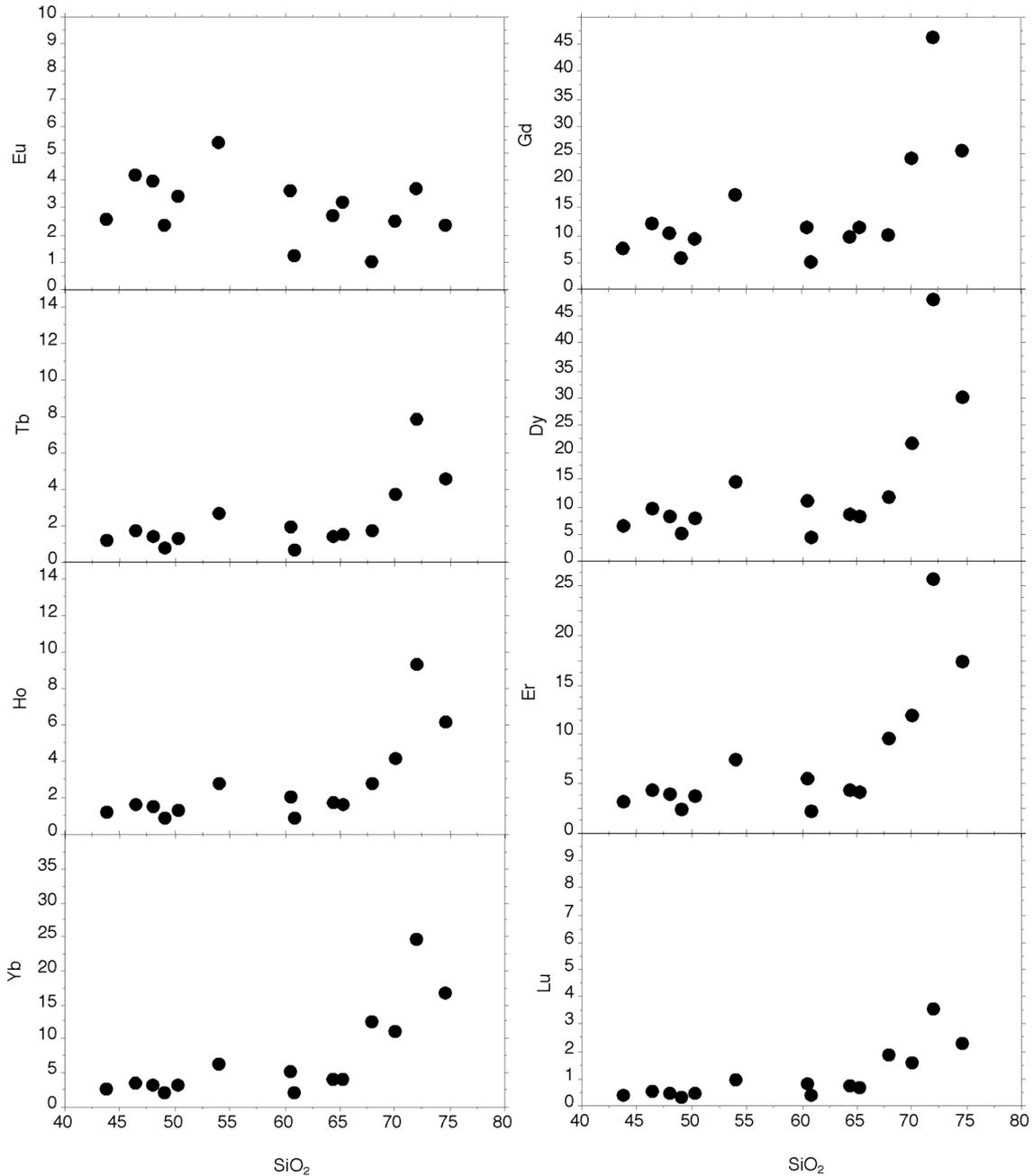


Figura 5 (continuación). *Diagramas de variación de los elementos trazas correspondientes a las 14 muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.*

Los valores de Cr (< 100 ppm) y Ni (< 20 ppm, salvo en la tefrita: 124 ppm) de las rocas ultrabásicas-básicas son muy inferiores a los característicos en los fundidos primarios derivados del manto (> 1000 y >400 ppm, respectivamente; Wilson, 1989). Por tanto, se puede considerar que las rocas más básicas estudiadas no representarían magmas primarios.

5.5 Diagramas de REE

La normalización de las tierras raras (REE) frente al condrito de Evensen (1978) muestra, en líneas generales, tres tipos de espectros (Figura 6): (i) uno más pobre en REE para las rocas básicas (10-200 veces el contenido condritico; Figura 7A), (ii) otro algo más enriquecido en REE para las rocas traquiandesíticas, andesíticas y dacíticas (Figura 7B) y, (iii) otro más rico aún para las rocas traquíticas y riolíticas (hasta 1100 veces el contenido condritico; Figura 7B).

Las rocas básica s.l. presentan contenidos en tierras raras relativamente variables ($\Sigma\text{REE} = 153\text{-}303$ ppm), con espectros enriquecidos en las tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE) en los diagramas normalizados. La fraccionación de los espectros de REE es prácticamente continua desde las LREE a las tierras raras medias (MREE, Sm a Ho), pero se horizontalizan progresivamente hacia las HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,43\text{-}9,55$). No hay anomalías importantes en Eu, sólo algunas muestras presentan una incipiente anomalía positiva (Figura 7A).

Por otra parte, los espectros de REE de las rocas básicas s.l. son relativamente paralelos, aunque no existe una correlación entre el contenido en sílice de cada muestra y el contenido total en REE, lo cual sugiere que las rocas analizadas no se relacionan entre si por la cristalización fraccionada de las fases ferromagnesianas citadas anteriormente sino que proceden de la evolución de varios pulsos mantélicos primarios, derivados plausiblemente de la misma fuente pero formados posiblemente a partir de tasas de fusión algo

diferentes. Los espectros de REE de las rocas básicas Cambro-Ordovícicas estudiadas son análogos a los de las rocas básicas alcalinas y transicionales de regiones tales como la línea Cameron (Kuepouo et al., 2006) del volcán Gedemsa (rift de África; Peccerillo et al., 2003), aunque generalmente son algo más ricos en REE.

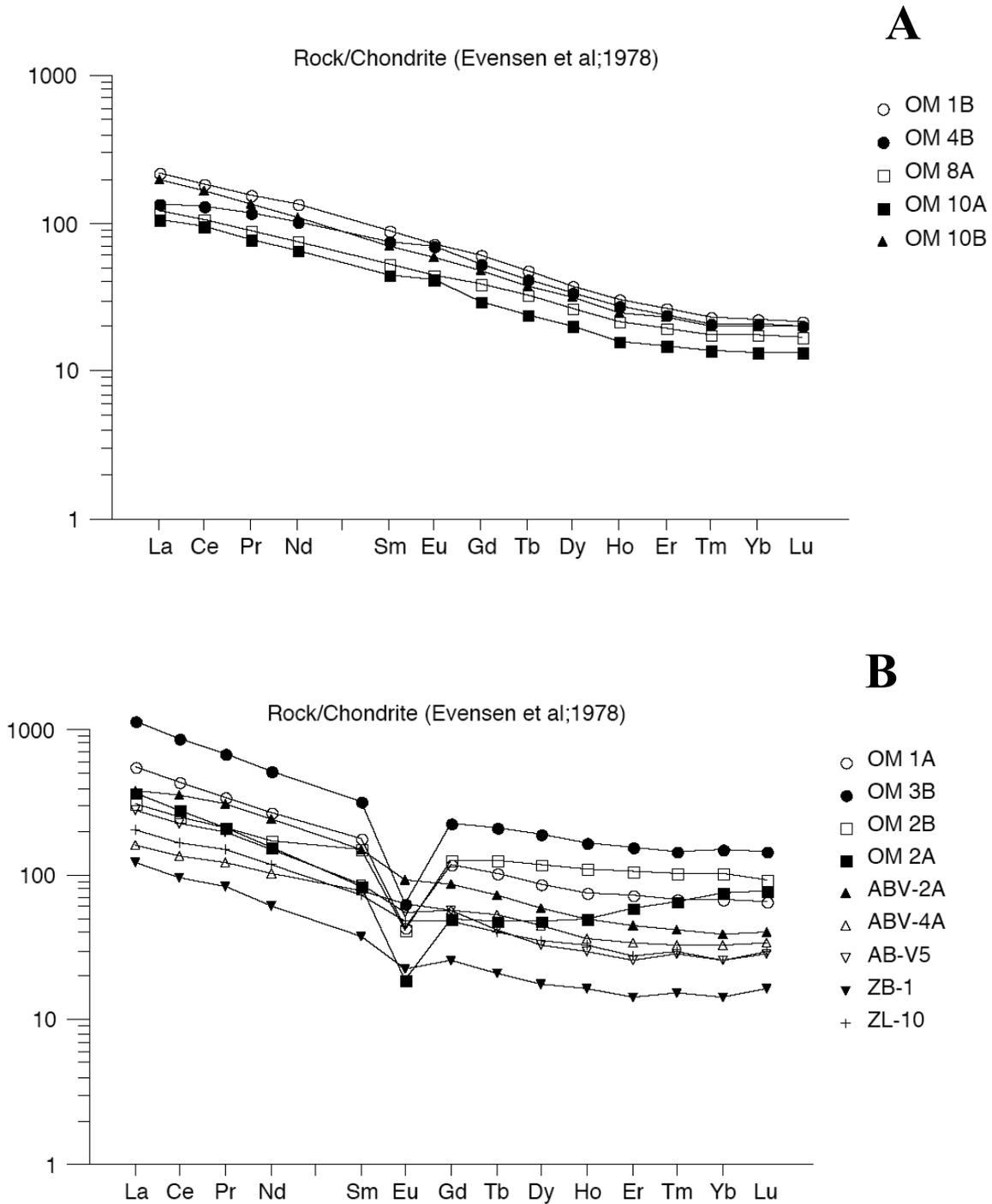


Figura 6. Diagramas de REE normalizados frente al condrito de Evensen (1978) para las 14 muestras analizadas en este estudio. (A) Rocas ultrabásicas-básicas; (B) rocas intermedias-ácidas.

El grupo formado por las rocas traquiandesíticas, andesíticas y dacíticas muestra contenidos totales en REE mayores que los del grupo básico s.l. ($\Sigma\text{REE} = 150\text{-}589$ ppm). Los espectros de REE normalizados al contenido condrítico son más ricos en LREE que en HREE y están moderadamente fraccionados [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4,97\text{-}10,84$], aunque la fraccionación es más acusada en las LREE. Todos los espectros presentan una ligera anomalía negativa en Eu, con valores de Eu^* variables entre 0,75 y 0,95. La ligera anomalía negativa en Eu señala la incorporación de la plagioclasa al proceso de cristalización fraccionada. Aunque con alguna excepción, en este grupo, se aprecie una correlación positiva entre el contenido total en REE y el contenido en sílice de la roca.

El grupo formado por las rocas riolíticas y la traquita es el más rico en tierras raras ($\Sigma\text{REE} = 430\text{-}1082$ ppm). Los espectros normalizados son más ricos en LREE que en HREE y están moderadamente fraccionados [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2,98$ a $8,05$]. La fraccionación es más acusada en el caso de las tierras raras ligeras, mientras que las pesadas tienden a horizontalizarse o a adquirir incluso pendientes positivas, como en el caso de la traquita OM2A. Todos los espectros presentan importantes anomalías negativas en Eu, con valores del parámetro Eu^* variables entre 0,24 y 0,3. También en este caso los espectros de REE de las rocas riolíticas Cambro-Ordovícicas se parecen a los de las rocas riolíticas alcalinas y transicionales de regiones tales como el volcán Gedemsa (rift de África; Peccerillo et al., 2003), aunque son algo más ricos en REE. Finalmente, si exceptuamos la muestra más diferenciada, se aprecia una correlación positiva entre el contenido total en REE y el contenido en sílice.

Si tenemos en cuenta el conjunto de muestras analizadas en este trabajo se observa que, aunque el contenido en REE se incrementa desde el grupo básico s.l. hasta el grupo riolítico, pasando por las rocas traquiandesíticas, no existe una correlación lineal entre el contenido total en REE y el contenido en sílice. Por otra parte, la anomalía negativa en Eu, ausente en el grupo básico, aumenta desde los términos intermedios hacia las rocas más diferenciadas.

Si se admite que todas las muestras, a excepción de la ZB1, integran una única línea evolutiva general, controlada principalmente por un proceso de cristalización fraccionada como sugiere la evolución de los elementos mayores y traza en los diagramas de Harker, los espectros normalizados de REE indican que, de forma general, la composición de los magmas más primitivos (conjunto ultrabásico-básico) podría estar controlada por la fraccionación de olivino-piroxeno-magnetita, en proporciones variables, sin participación de plagioclasa. Las tierras raras son compatibles en el caso de la magnetita e incompatibles en olivino y piroxeno, por lo cual, los efectos de la fraccionación de estos minerales sobre la evolución de las REE son opuestos, tendiendo a aproximar los espectros normalizados. Por otro lado, ninguno de estos minerales modifica de forma sustancial la forma de los espectros, que se mantienen, en consecuencia, prácticamente paralelos. Posteriormente, a nivel ya de las rocas intermedias la plagioclasa domina en la fraccionación provocando la anomalía negativa en Eu, que crece hacia los términos ácidos, así como un aumento generalizado en los contenidos del resto de las REE. El anfíbol y los minerales accesorios (circón, ilmenita, allanita, ...), ricos en tierras raras, no deben participar de forma importante en la fraccionación, pues el contenido en REE, excepto Eu, aumenta hacia los términos más ácidos, salvo en tramo final de la tendencia evolutiva. La variación composicional en REE entre las dos muestras más diferenciadas requiere la fraccionación de minerales accesorios ricos en REE, como zircón y apatito. La forma del espectro de la roca más diferenciada (OM2A), más enriquecido en las HREE que en las medias (MREE) sugiere que la fraccionación de las fases accesorias debe estar dominada por apatito.

La falta de anomalías en Eu en los basaltos s.l. sugiere que la plagioclasa no está presente de forma importante en la fuente mantélica en el momento de la segregación de los fundidos, ni participa en la fraccionación de los magmas primarios de forma importante.

Righter y Rosas-Elguera (2001) sugirieron que las rocas con menos de 2 ppm de Yb deben contener granate en la fuente, mientras que si el contenido en Yb es mayor de 2 ppm la fuente tendría espinela. Aplicando este criterio a las rocas básicas s.l. se deduce que los fundidos responsables de su formación se segregarían en el campo de la espinela, pues los valores de Yb están comprendidos entre 2,20 y 3,74 ppm, aunque los más bajos estarían muy próximos al valor límite de referencia. Sin embargo, este criterio debe utilizarse en nuestro caso con reservas, dado que los basaltos s.l. no tienen la composición de los magmas primarios. Por tanto, los procesos de fraccionación implicados en la génesis de los basaltos s.l. a partir de los fundidos primarios han podido modificar al alza las concentraciones de Yb heredadas de la fuente.

Otros autores han sugerido que es sin embargo la relación Dy/Yb, la cual mide la fraccionación de tierras raras pesadas, la que constituye el mejor indicador de la presencia o ausencia de granate en la fuente. Así, Jung et al. (2006), por ejemplo, han propuesto que los valores de $Dy/Yb > 2$ representan fundidos parciales de peridotitas con granate. Utilizando este límite, las rocas básicas s.l. investigadas representarían fundidos parciales de peridotitas con granate, pues todas ellas tienen valores de $Dy/Yb > 2$ (2,3-2,5). Por otro lado, Haase et al. (2004) propusieron valores de $(Dy/Yb)_N > 1.6$ como característicos ya de fundidos mantélicos generados en presencia de granate. En este sentido, los valores de la relación $(Dy/Yb)_N$ en las rocas básicas s.l. estudiadas varían entre 1,5 y 1,7, lo que sugiere una segregación polibárica, esto es, en los campos del granate y de la espinela, o bien una segregación en la zona de transición granate-espinela.

Los valores de la relación Dy/Yb son sin duda un buen indicador de la presencia o ausencia de granate y/o espinela en la fuente, pues esta relación se fracciona mucho con respecto a los valores de la fuente durante la fusión de las peridotitas con granate, pero permanece prácticamente invariable con respecto a los valores de la fuente en la fusión de las peridotitas con espinela.

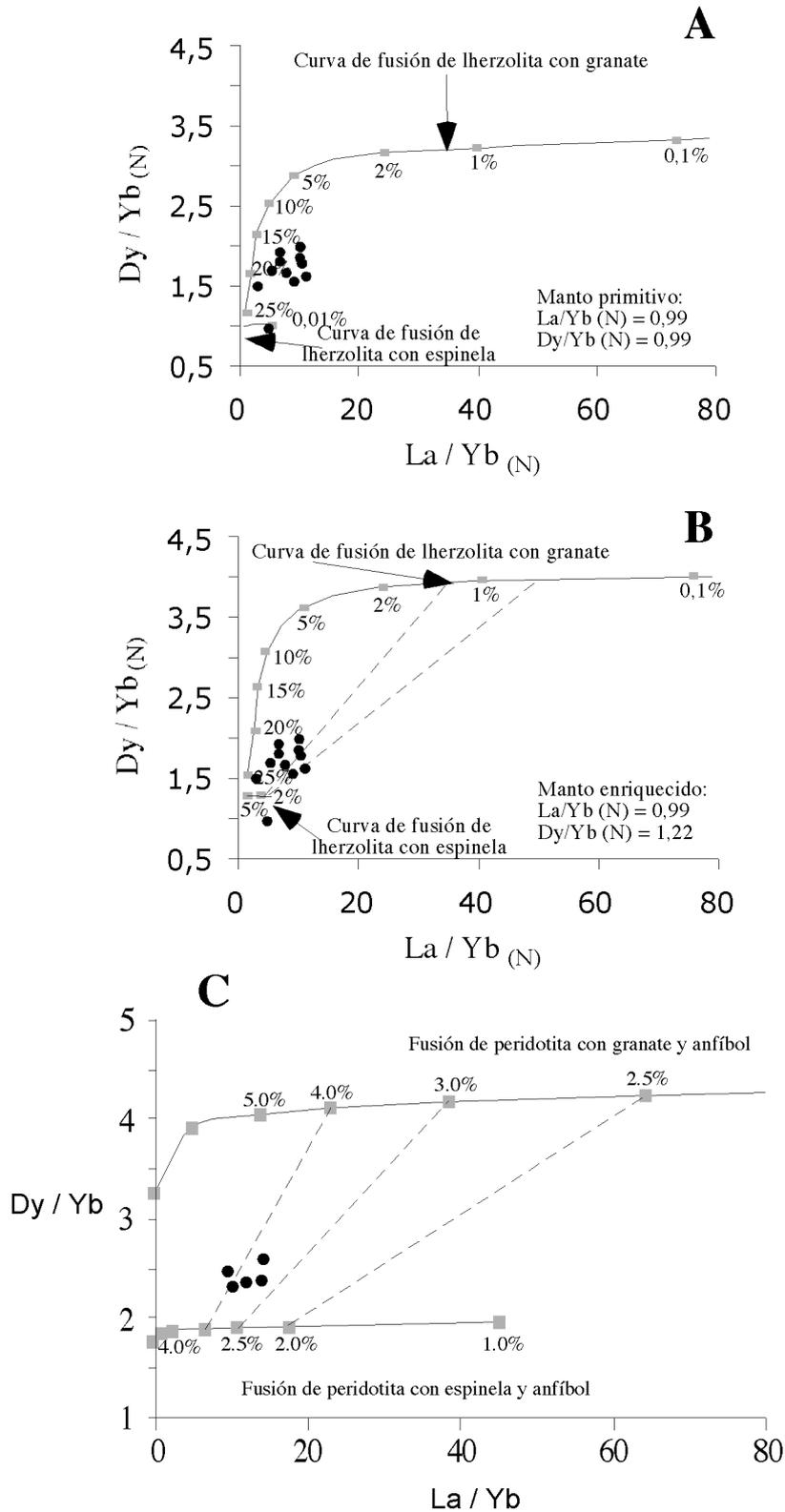


Figura 7. Situación de los basaltos s.l. del rift Cambro-Ordovícico sobre diagramas Dy/Yb vs. La-Yb para en los que están dibujadas curvas de fusión calculadas para peridotitas con granate y peridotitas con espinela sobre diversas fuentes: (A) manto primitivo de Taylor y McLennan (1985) (en Shaw et al., 2003); (B) manto enriquecido (en Shaw et al., 2003); y (C) media de 36 xenolitos mantélicos de la Hessian Depression (Hartmann y Wedepohl, 1990) (en Jung et al., 2006). En (A) y (B) valores normalizados frente al condrito de Sun y McDonough (1989).

El problema radica en conocer cuáles fueron los valores de la fuente. Por ejemplo, la relación $(Dy/Yb)_N$ en el manto primitivo de Taylor y McLennan (1985) es de 0,99, y en el manto primitivo de Sun y McDonough (1989) es 1,02. Por lo cual, los fundidos derivados del manto primitivo en presencia de espinela tendrán una relación próxima a 1. Entonces los valores $(Dy/Yb)_N > 1,5$ deberían generarse en presencia de granate.

Si proyectamos los datos de los basaltos s.l. estudiados en diagramas $(Dy/Yb)_N$ vs. $(La/Yb)_N$ en el que están calculadas las curvas de fusión para el manto primitivo (por ejemplo de Taylor y McLennan, 1985, con $Dy/Yb_{(N)} = 0.99$; Figura 7A), o de un manto algo más enriquecido (por ejemplo Shaw et al., 2003, con $Dy/Yb_{(N)} = 1.22$; Figura 7B), en presencia de granate y en presencia de espinela, se observa que los puntos representativos se proyectan entre las dos curvas calculadas; aparecen fuera de ellas, sobre teóricas líneas de mezcla entre fundidos derivados de fuentes con granate y fuentes con espinela. Modelizando el proceso de fusión para fuentes con $Dy/Yb=1.82$ (Jung et al., 2006; Figura 7C), los puntos representativos de las muestras estudiadas se proyectan igualmente en líneas de mezcla, situándose entre fundidos derivados de fuentes con granate y de fuentes con espinela. La información obtenida a partir de estos diagramas sugiere por tanto que la segregación de los basaltos s.l. se realizó en la zona de transición granate-espinela, es decir a ca. 2,5-3 GPa (McKenzie y Bickle, 1988), aproximadamente entre 75 y 90 km de profundidad.

5.6 Diagramas multielementales normalizados

La normalización multielemental frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) proporciona, en líneas generales, unos espectros muy similares para todas las muestras ultrabásicas-básicas (Figura 8). Dichos espectros se caracterizan por los enriquecimientos moderados en elementos de gran radio iónico (LILE, Large Ion Litophile Elements), e.g. Cs, Rb, Ba y K, así como en

Th, U, Nb, La y Ce con respecto al resto de los HFSE (Nb, Zr, Ti) Y y REE, y en P y Sr.

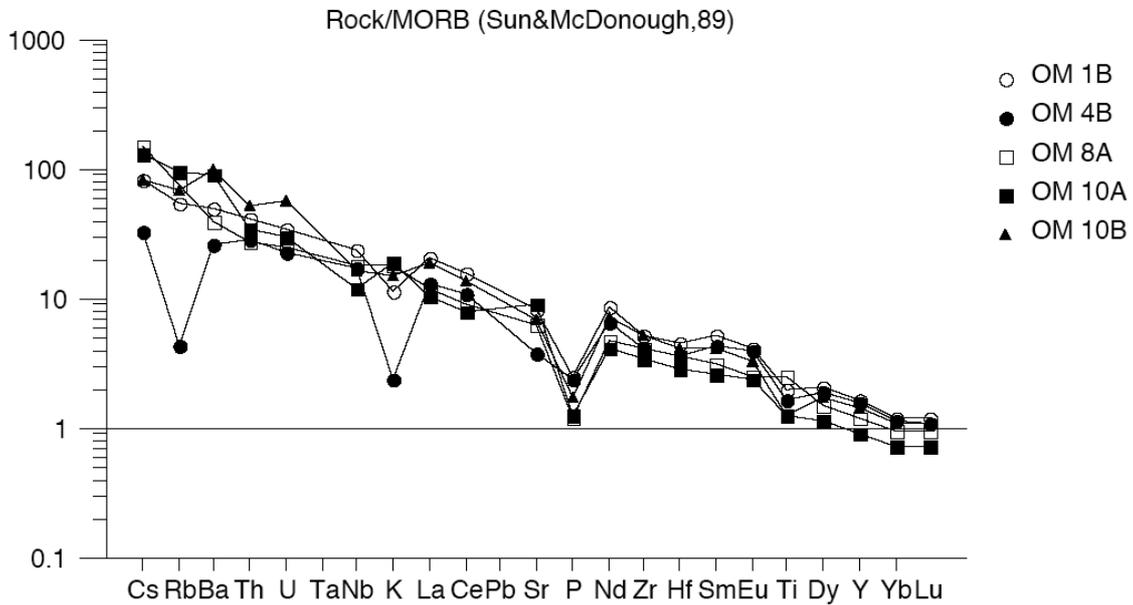


Figura 8. Diagrama normalizado frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para el conjunto de rocas ultrabásicas-básicas analizadas en este estudio.

El primer grupo de elementos dibuja, en general, una línea prácticamente plana, con algunas anomalías negativas en K. El segundo grupo presenta una marcada fraccionación, con descenso continuo de las concentraciones normalizadas hacia Yb y Lu, un pequeño valle para Sr y P, y algunas anomalías negativas menores de Tb y Ho. La forma de los espectros es, en general, parecida a la del basalto alcalino tipo de Sun y McDonough (1989), aunque los aquí estudiados son ligeramente más ricos que el OIB tipo. Sólo la tefrita (OM4B) presenta un espectro algo diferente con forma convexa, valores normalizados más bajos de Rb, Ba, Th y U que de Nb, fuerte anomalía negativa en K, y siguiendo después la pauta general hacia el Lu.

En general, los espectros están mucho más enriquecidos que los de los de tipo N- y E-MORB de Sun y McDonough (1989), y son bastante parecidos a los de las series toleíticas transicionales de la línea Camerún (Kuepouo et al., 2006) o a los de los basaltos alcalinos miocenos de Vogelsberg (Alemania Central; Bogaard y Worner, 2003). Destaca la ausencia de anomalías negativas en Nb, tal como ocurre en muchos magmas alcalinos (Wilson, 1989),

lo cual descarta la implicación importante de rocas corticales en la génesis de los fundidos, bien sea en la fuente (zonas de subducción) o durante el ascenso a través de la litosfera.

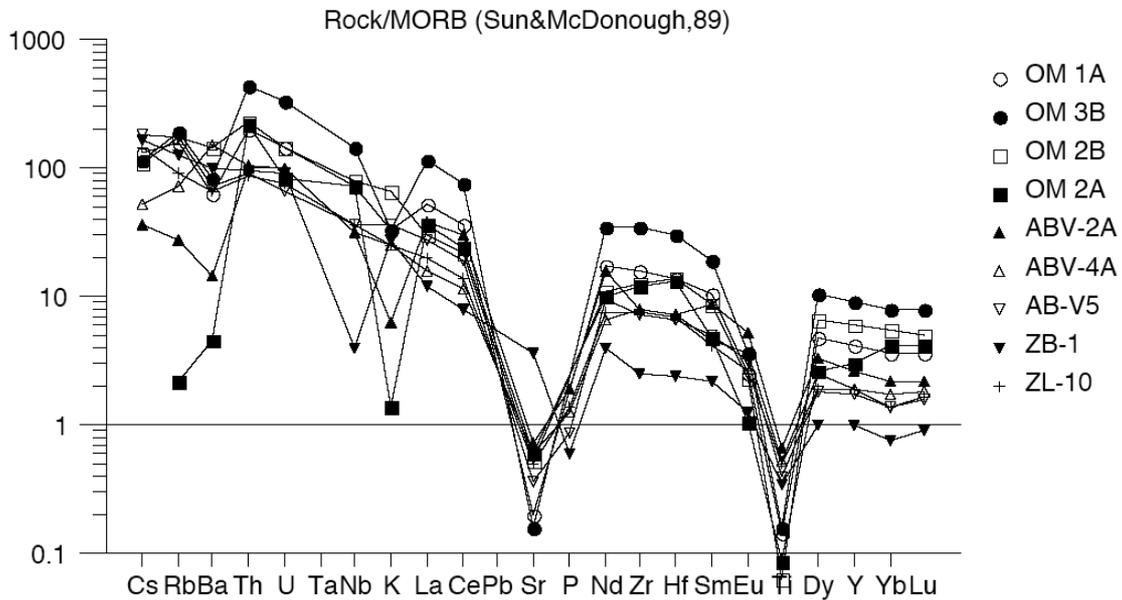


Figura 9. Diagrama normalizado frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) del conjunto de rocas intermedias-ácidas analizadas en este estudio.

La normalización multielemental frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) de las rocas intermedias-ácidas (Figura 9) proporciona espectros más variados aunque, en general, salvo para la traquita (OM2A) y la andesita, (ZB1), la forma de los espectros es parecida. Estos espectros se caracterizan en general por un ligero enriquecimiento en U y Th frente al resto de los HFSE y a los LILE (Rb, Ba, K), con fuertes anomalías negativas en Sr, P y Ti, y anomalías negativas menores en K y Eu. El espectro de la traquita (OM2A) se diferencia de los anteriores por un marcado descenso en Rb y Ba, una mayor anomalía negativa en K y una ligera anomalía positiva en Nb. El espectro de la andesita (ZB1) se diferencia por la presencia de notables anomalías negativas en Nb y la ausencia de anomalía negativa en Sr. En líneas generales, las muestras más evolucionadas tienen espectros más enriquecidos en todos los elementos, excepto en Sr y Eu.

Las anomalías negativas en Sr y Eu sugieren la fraccionación de plagioclasa. Los empobrecimientos en Rb y Ba indican, posiblemente, la fraccionación de algo de biotita, o bien la pérdida de estos elementos móviles durante procesos subsolidus. Finalmente, y dados los progresivos enriquecimientos en REE hacia los términos más diferenciados, se puede descartar la fraccionación de minerales accesorios ricos en REE (circón, ilmenita, allanita, ...) para la generación de los líquidos más evolucionados.

6. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Uno de los objetivos principales de este trabajo era la caracterización isotópica las rocas lávicas estudiadas, así como la determinación de su edad absoluta por métodos radiométricos.

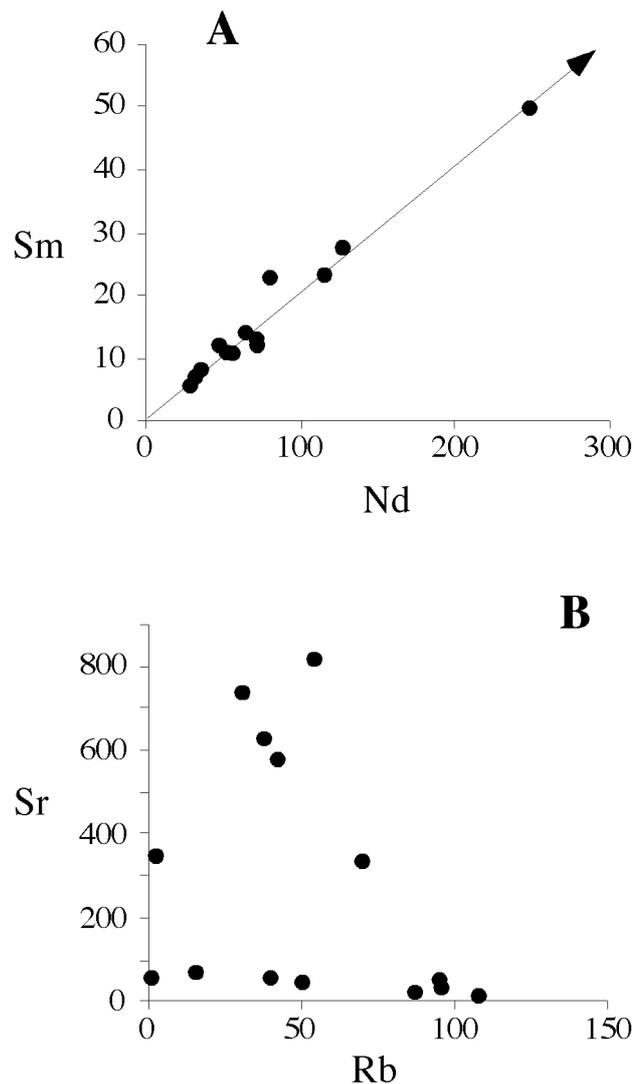


Figura 10. Diagramas binarios de Sr vs. Rb (A) y Sm vs. Nd (B) para el conjunto de rocas analizadas en este estudio.

En rocas antiguas, especialmente en las emitidas en ambientes submarinos como las que nos ocupan, el sistema isotópico Rb-Sr ofrece, en general, pocas garantías de éxito, debido a la elevada movilidad de estos

elementos en los sistemas acuosos. Menos inmóviles resultan, en general, las tierras raras por lo que, a priori, los datos isotópicos de Sm-Nd son los más relevantes en este tipo de estudios. A fin de verificar esta asunción se han efectuado dos proyecciones obteniéndose los siguientes resultados: (i) En el diagrama Sm vs. Nd (Figura 10A), la proyección de los puntos representativos de todas las muestras analizadas se dispone según una línea que pasa por el origen de coordenadas. Esta coherencia en la evolución de dichos elementos traza incompatibles sólo se produce si el proceso por el cual se relacionan las rocas es la cristalización fraccionada (Wilson, 1989). (ii) Por el contrario, en un diagrama Rb vs. Sr (Figura 10B) la proyección de los puntos representativos de las muestras analizadas presenta una gran dispersión, no observándose ningún tipo de correlación, incluso en el tramo en el que ambos elementos tienen un comportamiento incompatible, lo que sugiere que sus contenidos han sido posiblemente modificados por procesos subsolidus. Por todo ello, se concluye que la información petrogenética derivada de los datos del sistema isotópico Sm-Nd es sin duda más fiable.

Como parte del estudio se han determinado las relaciones isotópicas de Sm-Nd en las 14 muestras estudiadas. Las relaciones isotópicas de Rb-Sr se determinaron en 11 de la 14 muestras. A la vista de los resultados Rb-Sr aberrantes desde el punto de vista geológico (ver más adelante) obtenidos para muchas de estas 11 muestras se decidió no proseguir con este tipo de analítica. En su lugar se han efectuado análisis isotópicos de Sm-Nd adicionales en rocas plutónicas relacionadas con el rift cambro-ordovícico y recogidas en sectores de la Zona de Ossa-Morena relacionados con el área de estudio. Estos datos (en total 9 muestras) serán tenidos en cuenta como referencia en la discusión que sigue y se exponen en Anexo.

6.1. Sistema Rb-Sr

Existe un importante rango de variación en las concentraciones medidas de Rb y Sr, pero no hay una correlación lineal entre estas concentraciones y el

contenido en sílice de las muestras (Tabla 1). En el caso del Rb los contenidos oscilan desde 1,20 ppm (muestra OM2A) hasta 107,60 ppm (muestra OM3B), mientras que para el Sr el rango varía entre 14,50 ppm (muestra OM3B) y 735,70 ppm (muestra OM1B). Las variaciones en las relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ también son muy amplias: 0,02042-21,69071 y 0,70479-0,81353 respectivamente (Tabla 3). Sin embargo, a pesar de esta dispersión no existe una correlación entre ambas relaciones isotópicas, por lo que este sistema no permite establecer ninguna isocrona (Figura 10) y, por tanto, no es posible determinar de este modo la edad de las rocas volcánicas investigadas.

Tabla 3. Datos elementales e isotópicos de Rb-Sr (roca total) y contenidos en SiO_2 de 11 muestras de rocas ígneas pertenecientes al complejo vulcano-sedimentario del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio. La relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se ha calculado a la edad de 542 Ma, inicio del Cámbrico Inferior (IUGS, 2004).

MUESTRA	SiO_2	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\text{Sr}_{i, 542 \text{ Ma}}$	1SE (%)
OM-1B	46.34	735.70	30.88	0,121384539	0,704592	0,703654172	0,0007
OM-4B	47.85	347.60	2.45	0,020418913	0,705782	0,705624242	0,0007
AB-V2	53.94	65.74	15.78	0,694500792	0,709462	0,704096222	0,0008
AB-V4	60.47	54.97	40.12	2,112038989	0,711127	0,694809189	0,0008
ZB-1	60.80	331.59	69.59	0,607275227	0,710506	0,705814135	0,0007
ZL-10	64.26	44.57	50.04	3,249823264	0,713891	0,688782562	0,0008
AB-V5	65.27	32.97	95.43	8,376383823	0,711684	0,646967276	0,0008
OM-2A	67.80	53.57	1.20	0,064712748	0,710845	0,710345023	0,0006
OM-1A	70.00	18.07	87.23	14,07705926	0,789373	0,680612325	0,0008
OM-3B	71.91	14.50	107.6	21,69070718	0,81353	0,64594557	0,0007
OM-2B	74.52	46.87	95.17	5,892763662	0,740296	0,694767957	0,0006

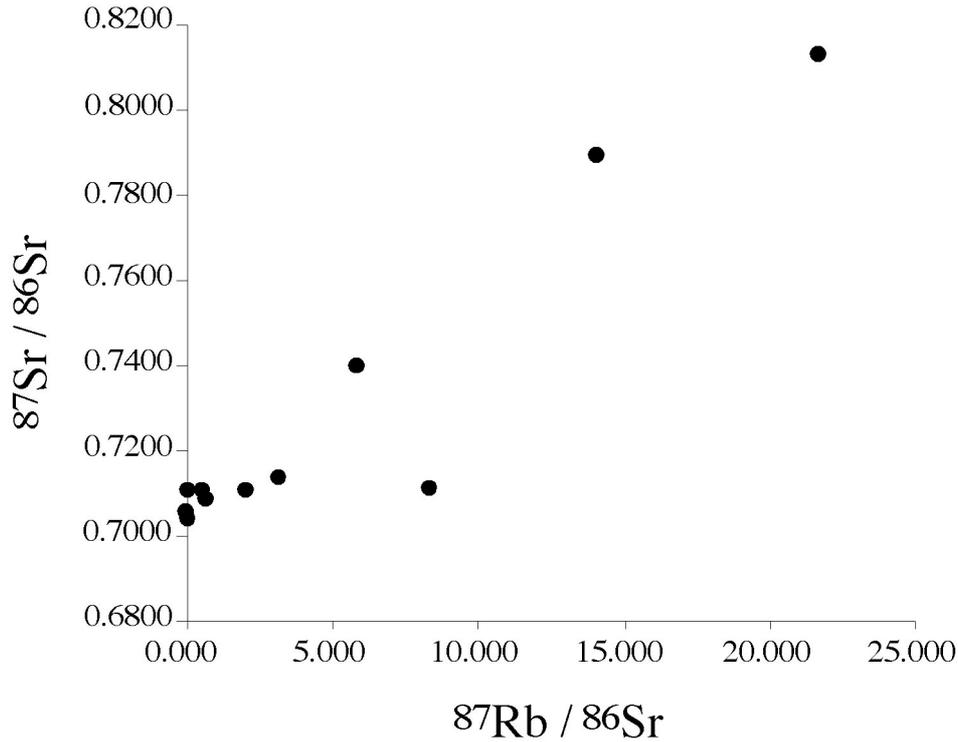


Figura 11. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las muestras seleccionadas de rocas ígneas pertenecientes al complejo vulcano-sedimentario del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio.

Si se atiende a las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas a 542 Ma (Tabla 3 y Figura 11) se pueden establecer tres grupos de muestras:

- (1) Las rocas con relaciones comprendidas entre 0,70365 y 0,71035 (OM1B, OM2A, OM4B, ABV 4 y ZB1; ultrabásicas-ácidas).
- (2) Las rocas con relaciones comprendidas entre 0,68061 y 0,69477 (OM1A, OM2B, ABV 4 y ZL 10; intermedias-ácidas).
- (3) Las rocas con relaciones de ca. 0,64646 (OM3B y ABV 5; ácidas).

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr obtenidas para los dos últimos grupos son aberrantes desde el punto de vista geológico y, por tanto, deben eliminarse del diagrama. Aún así, la proyección de los datos isotópicos del primer grupo en el diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tampoco permite obtener una isocrona.

En el diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{542 \text{ Ma}}$ frente a la sílice (Figura 12) la evolución del grupo más radiogénico, excluida la andesita ZB1, podría explicarse por una

combinación de procesos de cristalización fraccionada y asimilación. Sin embargo, los datos obtenidos para este sistema isotópico deben manejarse con precaución, habida cuenta la sensibilidad del sistema roca total a los efectos de la alteración y del metamorfismo (Rollinson, 1993). De los diagramas de variación y de normalización multielementales efectuados se deduce que parece probable que tuviese lugar una alteración hidrotermal post-cristalización, la cual habría producido importantes cambios en la química del Rb y del Sr de las rocas y sería, de este modo, la responsable de la enorme dispersión observada en los diagramas $\text{SiO}_2\text{-Rb}$ y $\text{SiO}_2\text{-Sr}$ (Figura 6), así como $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 11) y $\text{SiO}_2\text{-}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{542\text{Ma}}$ (Figura 12).

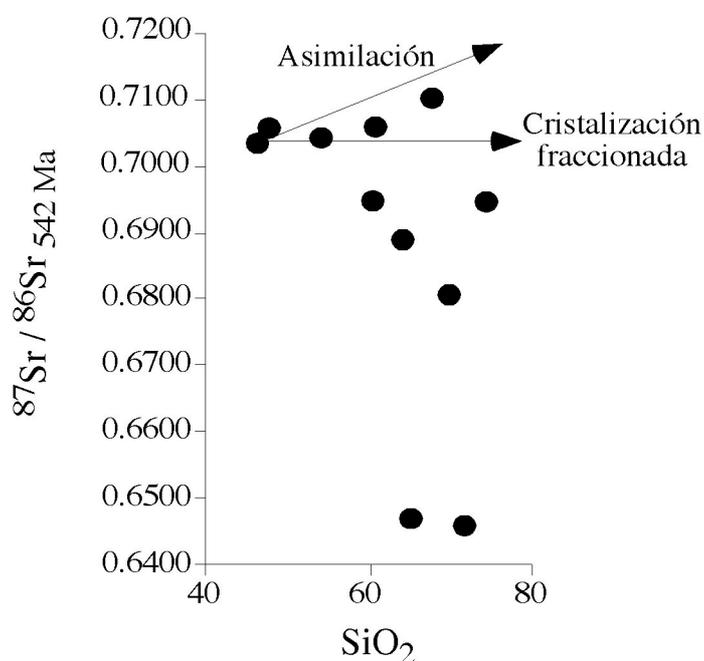


Figura 12. Relaciones isotópicas $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{542\text{Ma}}$ de las once muestras seleccionadas en este estudio frente a sus contenidos en sílice.

6.2. Sistema Sm-Nd

Al igual que en el sistema Rb-Sr, el rango de variación en los contenidos elementales de Nd y Sm es amplio, oscilando desde las 23,13 a las 249,30 ppm de Nd y desde 5,47 ppm hasta 49,72 ppm de Sm. Existe una correlación positiva entre el contenido en Nd de las muestras con el contenido en Sm (Tabla 4). Sin embargo, esta correlación no se observa en el caso de las

relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que oscilan entre 0,10530-0,17400 y 0,51207-0,51276, respectivamente, y tampoco se observa correlación con los contenidos en sílice de cada muestra (Tabla 3). La ausencia de correlación entre las relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ imposibilita deducir una edad para el conjunto de rocas volcánicas estudiadas a partir de los datos del sistema isotópico Sm-Nd (Figura 13).

Tabla 4. Resultados isotópicos correspondientes al sistema Sm-Nd (roca total) de las muestras pertenecientes al complejo vulcano-sedimentario del rift Cambro-Ordovícico en el área de la Antiforma de Monesterio. La relación isotópica inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se ha calculado a la edad de 542 Ma, inicio del Cámbrico Inferior (IUGS, 2004). Las nueve últimas muestras de la Tabla corresponden a rocas ígneas de la misma formación en sectores relacionados de la Zona de Ossa-Morena.

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{542\text{Ma}}$	ENd ₀	E Nd _{542Ma}
OM 8A	43,78	35,45	8,18	0,13700	0,51264	0,51215	0,0	4,1
OM-1B	46,34	64,99	13,72	0,12940	0,51264	0,51218	-0,1	4,6
OM-4B	47,85	49,00	11,61	0,14100	0,51264	0,51214	0,1	3,9
OM 10A	49,07	30,93	6,80	0,12870	0,51249	0,51204	-2,8	1,9
OM 10B	50,24	52,26	10,86	0,12440	0,51250	0,51205	-2,8	2,2
AB-V2	53,94	115,97	23,10	0,11841	0,51243	0,51201	-4,2	1,3
AB-V4	60,47	47,72	11,85	0,14634	0,51260	0,51208	-0,7	2,8
ZB-1	60,80	28,80	5,79	0,11954	0,51207	0,51164	-11,2	-5,8
ZL-10	64,26	54,87	11,07	0,11845	0,51249	0,51207	-2,8	2,6
AB-V5	65,27	70,03	13,28	0,11206	0,51250	0,51210	-2,8	3,1
OM-2A	67,80	72,37	12,67	0,10530	0,51250	0,51212	-2,8	3,5
OM-1A	70,00	127,40	27,48	0,13000	0,51257	0,51211	-1,3	3,3
OM-3B	71,91	249,30	49,72	0,11950	0,51251	0,51208	-2,6	2,8
OM-2B	74,52	80,32	22,71	0,17400	0,51270	0,51208	1,2	2,7
Muestras adicionales (cf. Anexo)								
OM 5	42,57	38,44	8,86	0,13840	0,51264	0,51215	0,0	4,0
OM 7	46,75	23,13	5,47	0,14190	0,51276	0,51226	2,4	6,2
OM 4A	55,62	32,82	6,88	0,12600	0,51217	0,51172	-9,2	-4,3
OM 1C	58,51	88,62	18,38	0,12450	0,51259	0,51215	-1,0	4,0
OM 3A	60,57	65,19	13,40	0,12350	0,51252	0,51208	-2,3	2,8
OM 11	69,11	63,90	13,46	0,12650	0,51253	0,51208	-2,2	2,7
OM 9	69,13	42,15	8,80	0,12540	0,51219	0,51175	-8,7	-3,8
OM 15	72,16	38,99	8,12	0,12510	0,51239	0,51194	-4,9	0,0
OM 13	77,97	56,18	14,44	0,15440	0,51258	0,51203	-1,2	1,8

Atendiendo a las relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 12), las catorce muestras estudiadas se pueden clasificar en tres grupos:

diagrama SiO₂ vs. (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{542Ma} (Figura 14) las relaciones iniciales de Nd de la mayor parte de las rocas se mantiene prácticamente constante al aumentar el grado de diferenciación, indicando que pueden estar relacionadas por un proceso de cristalización fraccionada. La muestra ZB1 queda fuera de la línea evolutiva principal.

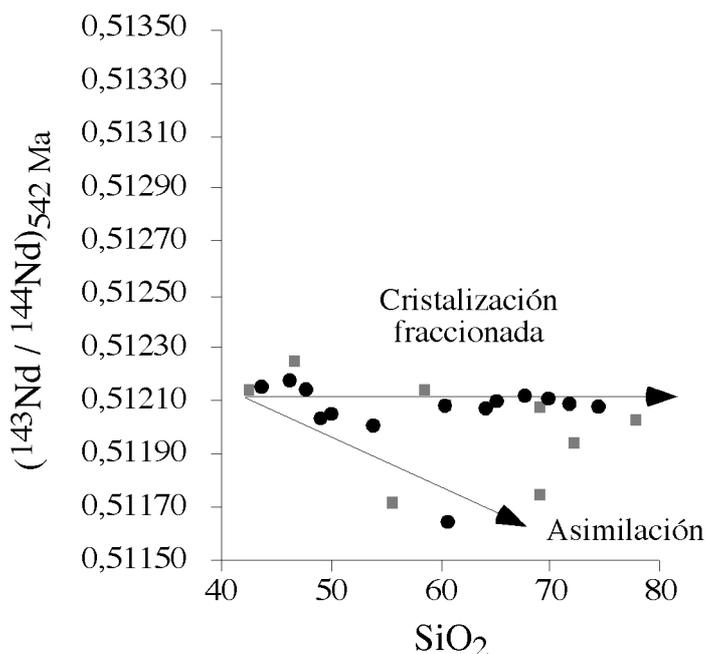


Figura 14. Relaciones isotópicas (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{542Ma} frente al contenido en sílice de las rocas ígneas pertenecientes al complejo vulcano-sedimentario del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monasterio. Círculos negros: las catorce muestras seleccionadas en este estudio; cuadros grises: datos complementarios de rocas ígneas pertenecientes a la misma formación.

Los valores de εNd_{542Ma} de las rocas estudiadas varían, si exceptuamos de nuevo la ZB1, entre +1,9 y +4,6, lo cual sugiere un origen mantélico y común para todas las rocas. La muestra ZB1 tiene un εNd_{542Ma} de -5.8, lo cual indica la implicación de componentes corticales en su génesis.

6.3. Comparación entre los datos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd

Probablemente el diagrama (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{542Ma} vs. εNd_{542Ma} es el que refleja de la forma más clara la enorme modificación experimentada por el sistema Rb-Sr

como consecuencia de procesos subsolidus (Figura 15). En este diagrama, las once muestras analizadas para Rb-Sr y Sm-Nd se proyectan en el cuadrante mantélico, ocupando una extensa área consecuencia de la notable variación del $Sr_{inicial}$ (0,6459-0,7103). El sistema Sm-Nd, por el contrario, parece más estable.

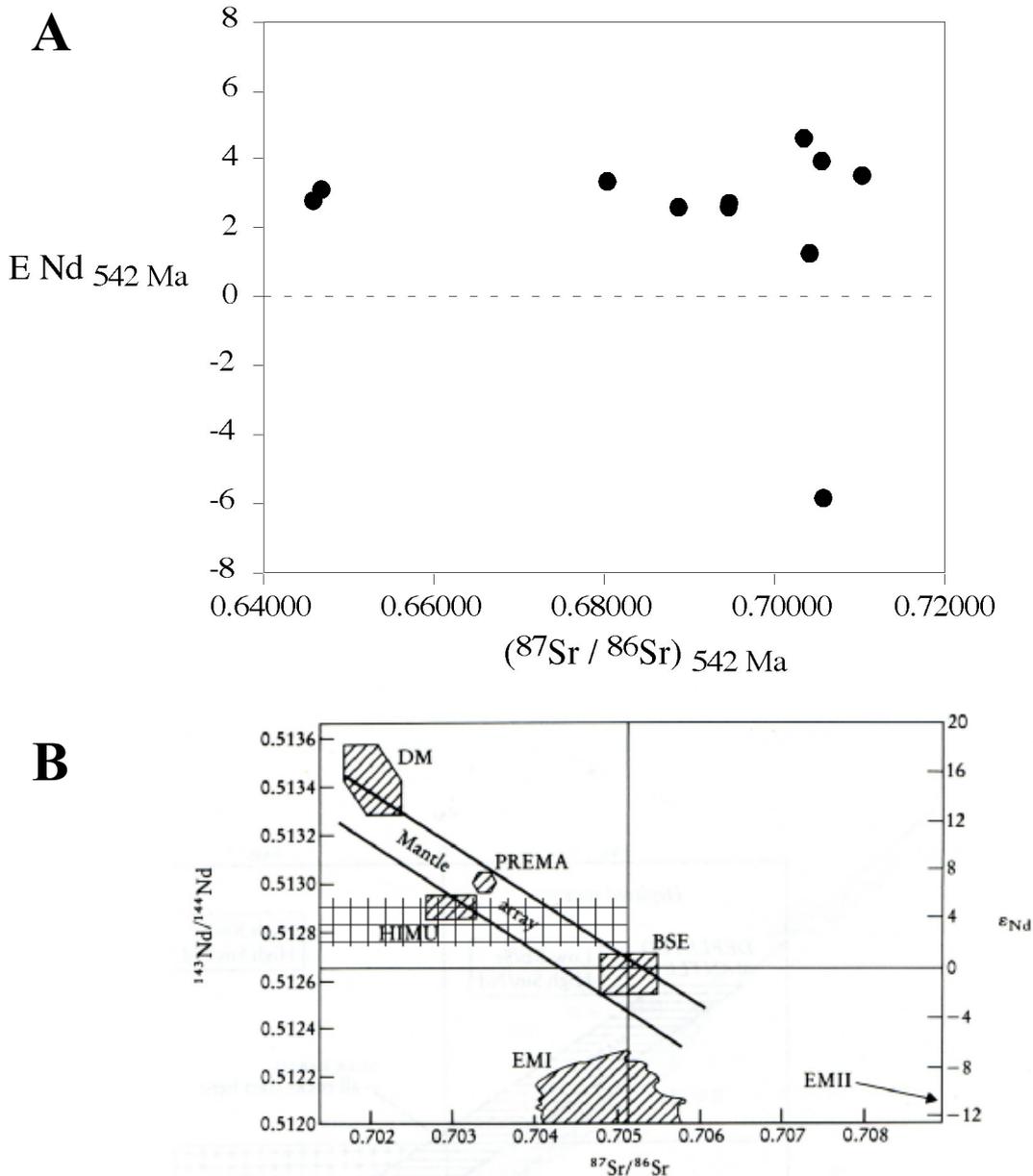


Figura 15. (A) Relaciones isotópicas $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{542Ma}$ vs. ϵNd_{542Ma} de rocas ígneas pertenecientes al complejo vulcano-sedimentario del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monasterio. (B) En trama de cuadros el rango de variación de Sr_i y ϵNd para las rocas estudiadas; se indican los campos de manto empobrecido (DM) HIMU, PREMA, EMI y manto primitivo (BSE).

Si se asume que el sistema Sm-Nd ha permanecido cerrado ante los fenómenos subsolidus, las relaciones variables observadas de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ indicarían o bien la participación de diversas fuentes mantélicas en la generación del magmatismo cámbrico, o bien la participación de una única fuente mantélica heterogénea.

Atendiendo a los reservorios mantélicos propuestos por Zindler y Hart (1986), las rocas estudiadas muestran valores de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ equivalentes a los del reservorio mantélico tipo HIMU y a valores del Mantle Array (Figura 15) comprendidos entre el HIMU y el manto primitivo (BSE, Bulk Silicate Earth). Por tanto, la fuente mantélica híbrida podría ser una pluma astenosférica profunda (con valores de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ sobre el Mantle Array, próximos al BSE) que incorporaría corteza oceánica subducida, es decir una fuente tipo HIMU. Estos valores son muy diferentes de los de los basaltos tipo MORB y coinciden en gran parte con los de los basaltos tipo OIB (Ocean Island Basalts), pero también son frecuentes en los xenolitos procedentes del manto litosférico subcontinental. Por tanto, tampoco se puede descartar, por el momento, la contribución de esta porción del manto a la génesis de las rocas estudiadas.

Los valores de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ de las rocas volcánicas Cambro-ordovícicas estudiadas de la Zona de Ossa-Morena son equiparables a los de las rocas emitidas en muchas áreas de rifts intracontinentales, como las Ramas Occidental y Oriental del Rift Oriental Africano, el Rift de Río Grande o la Provincia Volcánica de Europa Central, entre otros.

7. RELACIONES DE ELEMENTOS TRAZA INCOMPATIBLES: EVALUACIÓN DE LOS POSIBLES MECANISMOS DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA.

Las relaciones de dos elementos traza incompatibles (e.g., Y/Nb, Zr/Nb, Ce/Zr, ...) frente al contenido en sílice de cada muestra permite indagar en los posibles mecanismos de diferenciación magmática que afectaron a rocas coetáneas. Si estas relaciones se mantienen constantes en un conjunto de rocas con una amplia variación en sílice (i.e., básicas a ácidas), la contaminación cortical de los magmas (asimilación, mezcla) es improbable (Wilson, 1989) y, ante la imposibilidad de formarse por diferentes tasas de fusión de una única fuente, las rocas deben relacionarse entonces por procesos de cristalización fraccionada.

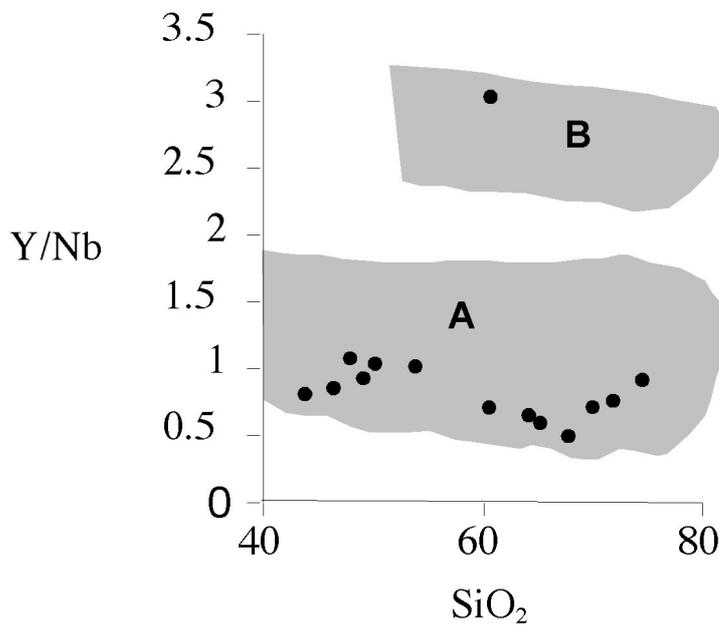


Figura 16. Diagrama Y/Nb vs. SiO₂ para las muestras lávicas del rift Cambro-Ordovícico en la Antiforma de Monesterio. En gris zona de proyección de las rocas ígneas de la Antiforma de Monesterio analizadas por Etxebarria (2003): (A) “Grupo principal” Y/Nb ≈ 1; (B) “Grupo con relación Y/Nb = 2-3” (muestra ZB1 del presente estudio).

En el caso presente, del diagrama Y/Nb-SiO₂ (Figura 16) se deduce que todas las muestras analizadas, a excepción de la andesita ZB1, pueden

integrarse en un mismo grupo caracterizado por las bajas relaciones Y/Nb (≈ 1). La andesita ZB1 se separa de forma nítida del resto de muestras por su elevada relación Y/Nb (3,03). Atendiendo a este diagrama, las rocas del grupo transicional, que mantienen una relación Y/Nb prácticamente en torno a 1, desde los términos ultrabásicos a los ácidos, podrían relacionarse por procesos de cristalización fraccionada.

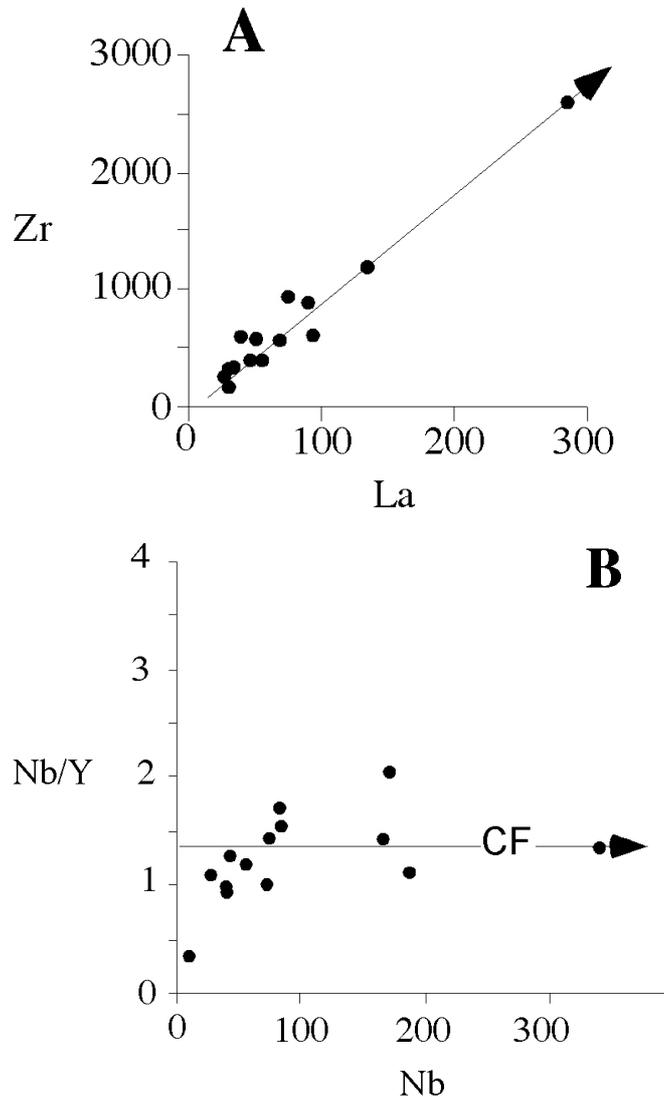


Figura 17. (A) Diagrama elemento incompatible Zr vs. elemento incompatible La para las muestras estudiadas. (B) Diagrama Nb/Y vs. Nb (de tipo relación elemento incompatible frente a elemento) para las rocas estudiadas. Los vectores indican la evolución de las muestras relacionadas por cristalización fraccionada.

Los diagramas del tipo elemento traza incompatible vs. elemento traza incompatible muestran tendencias lineares con correlación positiva desde los términos más básicos a los más ácidos que pasan, en muchos casos (e.g., Nb

vs. Yb, Y vs. Nb, La vs. Zr, Nb vs. Zr, etc.) por el origen de coordenadas (véase por ejemplo Figura 17A). Esta tendencia evolutiva sugiere que las rocas transicionales podrían relacionarse por un proceso de cristalización fraccionada. En el mismo sentido apuntan los diagramas de elementos traza incompatibles del tipo relación vs. elemento. En varios de estos diagramas (e.g., Nb/Y vs. Nb, La/Lu vs. Zr, etc.), las muestras estudiadas dibujan trayectorias horizontales, prácticamente paralelas al eje de abscisas, compatibles con procesos dominados por la cristalización fraccionada (véase por ejemplo 17B).

En definitiva, las relaciones de elementos traza incompatibles y los diagramas basados en estos elementos sugieren que las rocas transicionales pueden estar relacionadas por un proceso de cristalización fraccionada. Diversos autores (Barberi et al., 1975; Wilson, 1989) han puesto de manifiesto la existencia de correlaciones similares entre los elementos incompatibles de distintas series volcánicas en zonas de rift, lo cual ha sido interpretado también en términos de cristalización fraccionada. La coherencia de la evolución de las rocas estudiadas en diagramas de elementos traza incompatibles, relativamente inmóviles sugiere que las tendencias evolutivas continuas señaladas en los diagramas de Harker de elementos mayores y trazas se debe aproximar a líneas líquidas de descenso. Sólo la cristalización fraccionada es capaz de preservar las relaciones de la concentración de dos elementos incompatibles, cualquier otro proceso, como por ejemplo la contaminación cortical, tiende a cambiarlas (Wilson, 1989).

Por tanto, el grupo de rocas transicionales, que incluye términos ultrabásicos a ácidos, puede proceder de la diferenciación de los magmas más básicos por cristalización fraccionada. La andesita ZB1, subalcalina en el diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1976) y de afinidad calcoalcalina, debe proceder de la evolución de un fundido diferente.

8. NATURALEZA DE LA FUENTE

Los valores de Cr (< 100 ppm) y Ni (< 20 ppm, salvo en la tefrita, 124 ppm) de las rocas ultrabásicas-básicas estudiadas son muy inferiores a los característicos de los fundidos primarios derivados del manto (> 1000 y > 400 ppm, respectivamente; Wilson, 1989). Por tanto, puede afirmarse que las rocas más básicas analizadas en este trabajo no representan magmas primarios. Por otra parte, algunas muestras deben corresponder a rocas alteradas, como lo atestiguan los elevados valores de pérdida al fuego (LOI). No obstante, y aún teniendo en cuenta estas limitaciones, vamos a utilizar la composición química (elementos mayores, trazas e isótopos) de las rocas más básicas para tratar de acercarnos a la composición de la fuente de las rocas más primitivas.

La andesita ZB1 pertenece a una serie calcoalcalina y podría proceder de una fuente modificada por los fluidos-fundidos derivados de una zona de subducción; los bajos contenidos en Nb (9,35 ppm) avalan este origen, ya que las rocas volcánicas relacionadas directa o indirectamente con la subducción (subducción y post-colisión) tienen bajos contenidos en este elemento.

Las rocas basálticas s.l. analizadas en este estudio forman parte de una serie moderadamente alcalina, de tipo Coombs o transicional, que se emite normalmente en ambientes de intraplaca, en este caso continental. Las rocas básicas emitidas en este tipo de ambientes derivan normalmente de fuentes mantélicas, pero pueden sufrir transformaciones químicas durante su ascenso a la superficie debido a contaminaciones (asimilación, mezcla de magmas, etc.) con materiales corticales. En las rocas basálticas s.l. analizadas, las bajas relaciones Ba/Nb, Rb/Sr, K/Nb, La/Nb, la ausencia de anomalías negativas en Nb y Eu, la ausencia de anomalías positivas en K, junto con los valores positivos y relativamente constantes de ϵ_{Nd} , sugieren que la posible contaminación de estos basaltos por la corteza continental fue insignificante.

Las relaciones de elementos traza altamente incompatibles (e.g., Y/Nb, Zr/Nb, Nb/Th, Th/La, etc.) son menos propensas a la fraccionación durante la fusión parcial de la fuente mantélica, y no varían significativamente durante la cristalización fraccionada limitada de los magmas picríticos-basálticos. Por tanto, estas relaciones pueden ser buenos indicadores de la naturaleza de la fuente mantélica.

En el diagrama Y/Nb vs. SiO₂ (Figura 16) se observa que todas las muestras analizadas en este estudio, a excepción de la andesita ZB – 1, pueden integrarse en un mismo grupo caracterizado por las bajas relaciones Y/Nb (≈ 1). Los basaltos s.l. tienen relaciones Y/Nb comprendidas entre 0,7 y 1,06. Las relaciones Y/Nb próximas a 1 ($1 < Y/Nb < 2$) de las rocas básicas son típicas de los basaltos de isla oceánica (OIB) y, por tanto, los basaltos s.l. de la serie transicional investigada deben derivar de una fuente mantélica tipo OIB.

Las relaciones Zr/Nb de los basaltos s.l. están comprendidas entre 4,9-8,8 y apuntan en la misma dirección que las relaciones Y/Nb, ya que los valores < 10 son característicos de los basaltos de isla oceánica (Wilson, 1989), y mucho menores que aquellas de los basaltos de tipo N-MORB (> 30 ; Wilson, 1989). En el mismo sentido apunta la relación Nd/Sm (4,2-4,8) de los basaltos s.l., ya que el valor medio de esta relación en la fuente MORB es 2,77 mientras que en las fuentes OIB, EM1, EM2 e HIMU los valores medios son 4,49, 4,77 y 5,55, respectivamente (Armienti y Gasperini, 2007). Muchas otras relaciones de elementos incompatibles (La/Yb, La/Sm, Tb/Yb, Sr/Zr, etc.) separan las composiciones de estos basaltos s.l. de las fuentes MORB y las aproximan a las de las fuentes OIB (EM1, EM2 e HIMU). Por tanto, las relaciones de elementos traza incompatibles sugieren que los basaltos s.l. analizados derivan de fuentes mantélicas de tipo OIB.

Si se atiende a la variación de la relación Y/Nb frente a la relación Zr/Nb (Figura 18), las muestras básicas estudiadas se disponen, a grandes rasgos, sobre la línea tipo definida por los basaltos transicionales del Rift de Etiopía.

Dicha línea representa la mezcla entre una fuente mantélica enriquecida y una fuente MORB (Jones, 1976). La posición que ocupan las muestras básicas de la Antiforma de Monesterio está mucho más próxima al polo enriquecido que al polo empobrecido (fuente MORB, Wilson, 1989), e indica el predominio de una fuente, por ejemplo OIB, enriquecida, en la génesis de estos basaltos.

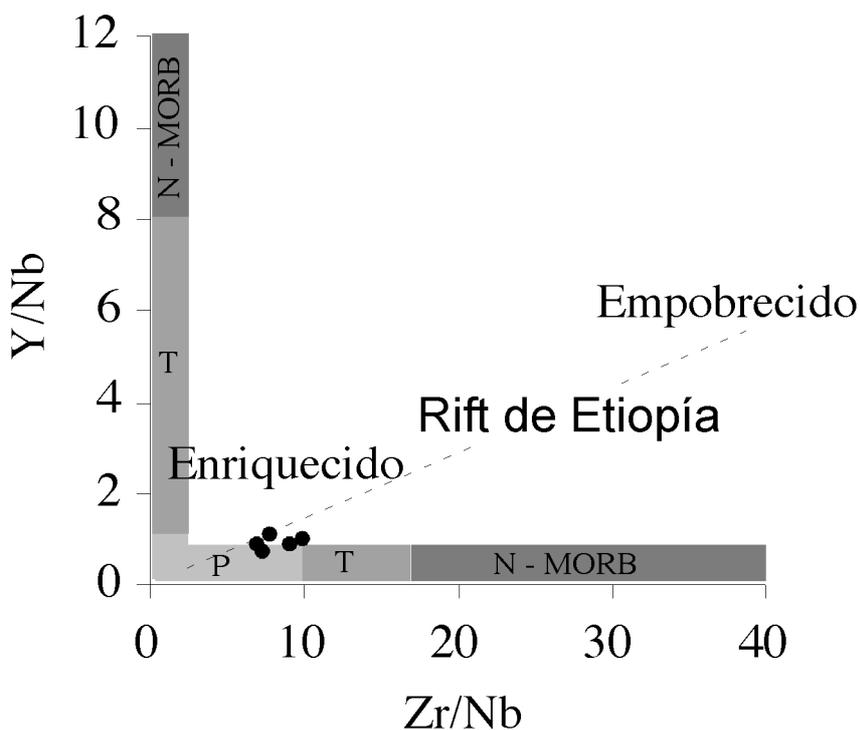


Figura 18. Relaciones Zr/Nb vs. Y/Nb de las rocas básicas analizadas de la Antiforma de Monesterio y comparación con las relaciones (línea discontinua) observadas en los basaltos del Rift de Etiopía (Jones, 1976. P, basaltos tipo pluma; T, transicionales; N-MORB, basaltos de dorsal medio oceánica).

Como se recoge en el apartado correspondiente, las rocas intermedias y ácidas de la serie transicional se formaron a partir de los basaltos s.l. por cristalización fraccionada. De ahí se deduce que son de origen mantélico y derivan también de una fuente de tipo OIB. Los datos químicos corroboran esta hipótesis. Por otra parte, en el diagrama triangular Y-Nb-Ce (Eby, 1992) las rocas ácidas de la Antiforma (Figura 19) se proyectan en su totalidad dentro del campo A1, en el cual se proyectan las rocas diferenciadas de magmas derivados de fuentes parecidas a las de los basaltos de isla oceánica (fuentes tipo OIB) pero emplazadas en rifts continentales o bien durante el magmatismo intraplaca (Eby, 1992).

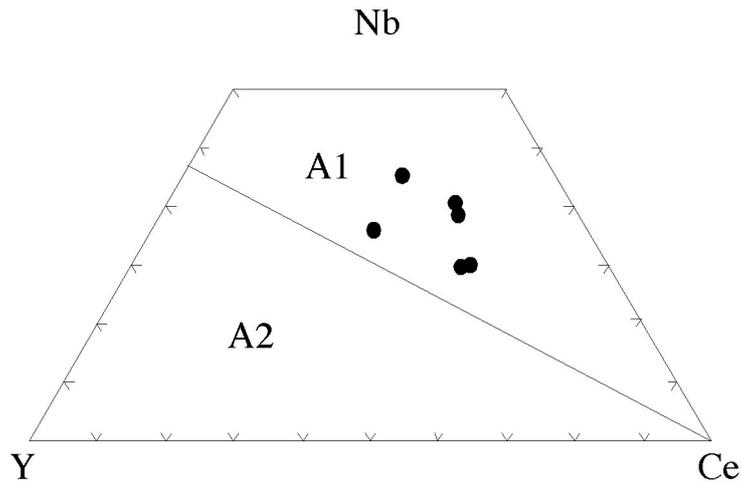


Figura 19. Diagrama Y-Nb-Ce (Eby, 1992) para la caracterización de rocas alcalinas ácidas; el campo A1 corresponde a los magmas diferenciados procedentes de fuentes OIB, y el campo A2 a diferenciados derivados de corteza continental, corteza subducida o bien de un magmatismo de arco de islas.

Por tanto, se puede concluir que, excepto la andesita ZB1, las rocas analizadas en este trabajo procederían de la evolución por cristalización fraccionada de magmas generados en un manto enriquecido tipo OIB.

Condie (2003) sugirió que es posible caracterizar algunos de los dominios mantélicos isotópicos por medio de cuatro relaciones de elementos incompatibles: Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Y y Nb/Y. Utilizando el diagrama Zr/Nb vs. Nb/Th (Condie, 2003; Figura 20A), las rocas basálticas s.l. se proyectan en el campo de los basaltos de isla oceánica (OIB), considerados normalmente como derivados de fuentes mantélicas profundas enriquecidas. Las muestras se proyectan cerca de la posición de las fuentes mantélicas enriquecidas, dos cerca de EM1 (OM10A y OM10B) y tres cerca de EM2, todas entre la posición de los componentes PM (manto primitivo) y REC (componente reciclado). En el diagrama Nb/Y vs. Zr/Y (Condie, 2003; Figura 20B) tres muestras se ubican en el campo de los OIB, entre los componentes EM2 e HIMU-EM1. Las dos muestras restantes (OMB10A y OMB10B) se proyectan por debajo de la línea que separa las fuentes tipo pluma mantélica de las fuentes no relacionadas con plumas del manto, ligeramente por debajo del campo OIB pero sin entrar en el campo ARC (basaltos relacionados con arcos).

Así pues, en los diagramas de Condie (2003) las rocas basálticas s.l. se proyectan en posiciones relativamente alejadas del componente enriquecido (EN: litosfera subcontinental y corteza continental superior) y del componente DM (componente mantélico somero empobrecido), lo cual parece descartar tanto la presencia de componentes EN como de una fuente N-MORB en el origen de la signatura química de los magmas básicos estudiados.

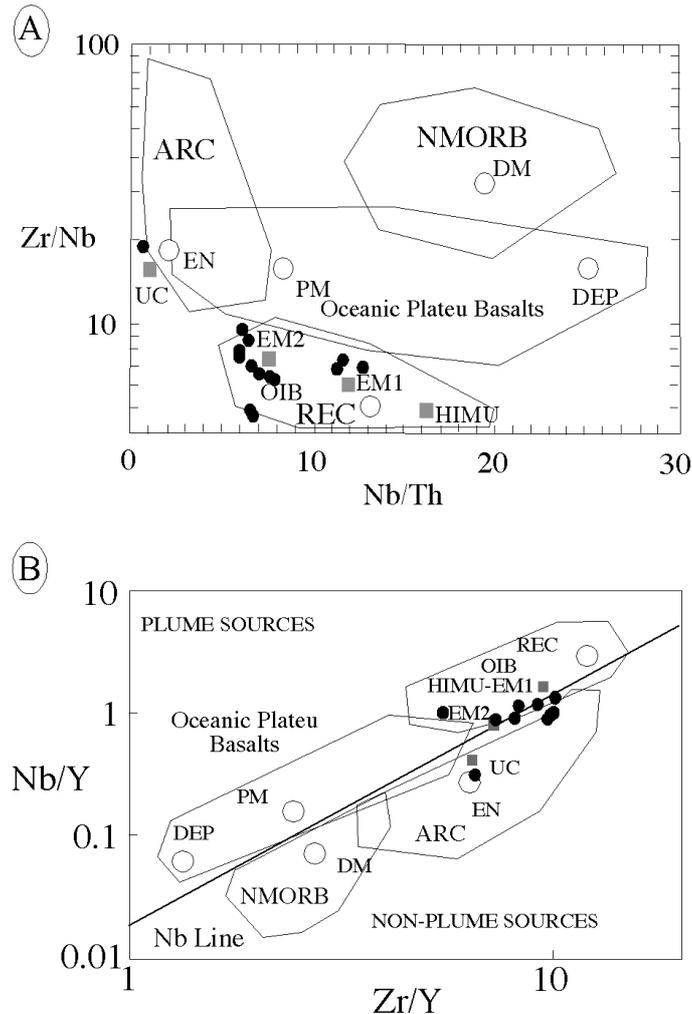


Figura 20. Diagramas Zr/Nb vs. Nb/Th y Nb/Y vs. Zr/Y para el conjunto de rocas estudiadas. La línea Nb Line marca la separación entre las fuentes mantélicas de tipo pluma y no pluma. ARC, basaltos relacionados con arcos; NMORB, basaltos de dorsal medio oceánica; OIB, basaltos de isla oceánica; DM, manto empobrecido somero; EN componente enriquecido; REC, componente reciclado (incluye HIMU, EM1 y EM2); DEP, manto empobrecido profundo; PM, manto primitivo; UC, corteza superior.

Si se asume que el sistema Sm-Nd ha permanecido cerrado, las relaciones variables observadas de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ pondrían de manifiesto la participación de diversas fuentes mantélicas en la generación de los basaltos

s.l. Las rocas analizadas muestran valores de $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ positivos (+1.9 a +4.6) que, atendiendo a los valores para reservorios mantélicos propuestos por Zindler y Hart (1986), estarían comprendidos entre los del reservorio mantélico HIMU y los de la BSE (Bulk Silicate Earth), pero muy diferentes de aquellos propuestos para los reservorios mantélicos enriquecidos EM1 y EM2.

La fuente de los magmas basálticos estudiados sería, por tanto, posiblemente, una pluma mantélica híbrida (HIMU) derivada de un manto primitivo (BSE, PREMA), que incorporaría fragmentos reciclados de corteza oceánica. La segregación de los magmas primarios del reservorio mantélico pudo tener lugar, como se ha señalado anteriormente, en la zona de transición granate–espinela (2,5-3 GPa; 75-90 km), lo cual habría supuesto una importante penetración de la pluma mantélica en la litosfera subcontinental.

En los diagramas de Condie (2003), la andesita ZB1 se proyecta en el campo de los basaltos relacionados con arcos, confirmando así su relación con mantos modificados por fluidos/fundidos derivados de zonas de subducción. Las muestras de composición intermedia a ácida se proyectan agrupadas en torno a los basaltos s.l. Dado que todas las relaciones utilizadas en estos diagramas se hacen con elementos incompatibles, la reunión de los puntos representativos de las rocas básicas a ácidas en dichos diagramas indica que la fuente común de todas ellas habría sido de tipo OIB-HIMU y sugiere, además, que todas ellas están relacionadas por cristalización fraccionada.

9. SERIE MAGMÁTICA

Si exceptuamos la muestra andesítica ZB1, y atendiendo a la clasificación obtenida a partir del diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ y a la posición en el diagrama TAS, el resto de las rocas analizadas se pueden integrar en una serie moderadamente alcalina sódica, de tipo Coombs. Estas series están constituidas por basaltos con olivino, hawaitas, mugearitas, benmoreitas, traquitas y riolitas, en las que tiende a aumentar el grado de sobresaturación en sílice hacia los términos más diferenciados (Bonin, 1995).

El trend alcalino de Coombs es saturado en sílice y rico en álcalis, y es frecuentemente ignorado y considerado como toleítico o como transicional (Bonin, 2007). La presencia de basaltos transicionales en los términos básicos de la serie Cambro-Ordovícica de la Antiforma de Monesterio sugiere que se puede equiparar con las series Transicionales continuas. Las series Transicionales están integradas clásicamente por basaltos transicionales, subsaturados en sílice en el sentido de Coombs (1963; i.e., Hy+Ol normativos) y riolitas (con frecuencia peralcalinas, comendíticas y pantelleríticas) en las asociaciones bimodales, pero incluyen, además, algunas traquiandesitas y traquitas en las asociaciones continuas (Coombs, 1963; Bellieni et al., 1981; Kuepou et al, 2006).

Por tanto, las rocas Cambro-Ordovícicas estudiadas forman una serie moderadamente alcalina sódica, de tipo Coombs o Transicional, equiparable a las series alcalinas saturadas en sílice presentes en islas oceánicas (e.g., Ascensión, Samoa, Terceira,), hot spots continentales (e.g., provincia volcánica terciaria de Australia) y zonas de rift intracontinentales (rift de Kenia, provincia Gardar, ...).

10. MARCO TECTÓNICO EN FUNCIÓN DE LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICOS.

El marco tectónico en el que se generaron las rocas estudiadas de la Antiforma de Monesterio se puede determinar, en una primera aproximación, empleando diagramas de discriminación tectonomagmática. El amplio espectro composicional de las muestras analizadas ha permitido el empleo de numerosos diagramas de este tipo, aunque en el presente trabajo sólo se han incluido los más habituales. Se han utilizado, por un lado diagramas específicos para rocas basálticas s.l. y, por otro, ante la falta de diagramas tectonomagmáticos específicos para rocas volcánicas ácidas, diagramas para granitoides.

En el diagrama tectonomagmático $MnO_{x10}-TiO_2-P_2O_5x10$ de Mullen (1983), para la caracterización de basaltos y andesitas basálticas (45-54 % de SiO_2), cuatro de las cinco muestras susceptibles de ser proyectadas se sitúan muy próximas entre sí, aunque en campos distintos: (1) las muestras OM4B y OM10B se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de isla oceánica; (2) la muestra OM1B en el límite entre el campo anterior y el de los basaltos toleíticos de isla oceánica; (3) la muestra OM10A dentro del campo de los basaltos toleíticos de isla oceánica; y (4) la muestra ABV2A, que es la más ácida de las cinco, en el campo de los basaltos calcoalcalinos de arco volcánico (Figura 21A). La roca más básica muestreada, que corresponde a una tefrita (sigla OM8A) no se puede proyectar en este diagrama debido a su bajo contenido en sílice (43,78 %).

Una de las primeras conclusiones que se extrae de este diagrama es que los términos básicos analizados son equiparables a aquellos emitidos en ambientes geodinámicos de intraplaca, circunstancia acorde con su naturaleza geoquímica moderadamente alcalina o transicional. Sólo la traquiandesita ABV2 se separa del resto de muestras al proyectarse en el campo de los basaltos calcoalcalinos de arco volcánico. Conviene señalar que en este

diagrama no existe un campo específico para los magmas de intraplaca continental.

En el diagrama tectonomagmático Zr/4-2Nb-Y de Meschede (1986) para la discriminación de basaltos (Figura 21B), las cinco muestras anteriores se proyectan muy próximas entre sí, dentro del campo de los basaltos alcalinos de intraplaca, a excepción de la muestra OM4B que lo hace dentro del campo de los basaltos alcalinos de intraplaca y de los basaltos toleíticos de intraplaca. Este diagrama indica una vez más que el marco en el que se pudieron generar las rocas básicas analizadas fue probablemente de intraplaca.

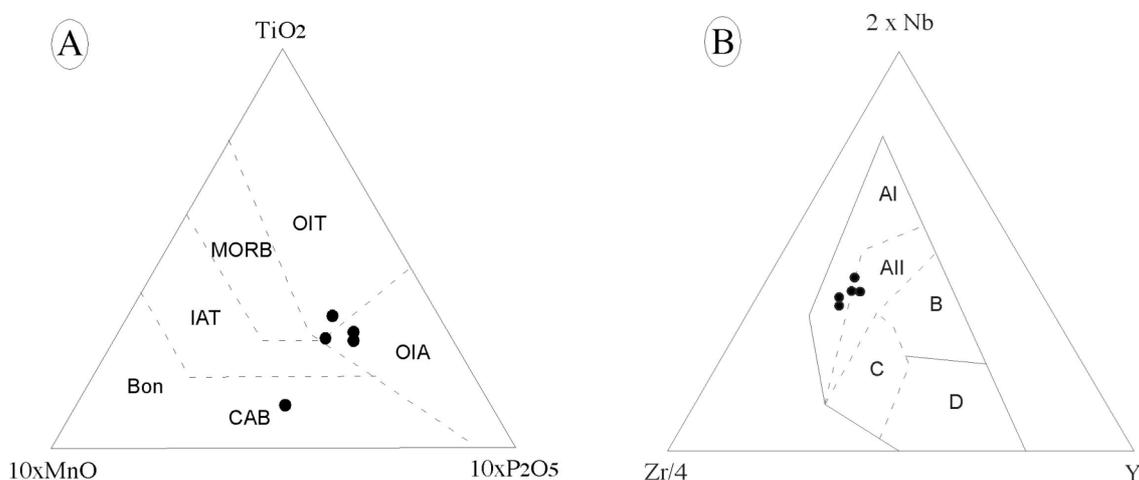


Figura 21. (A) Diagrama tectonomagmático $MnOx_{10}-TiO_2-P_2O_5x_{10}$ (Mullen, 1983), para la caracterización de basaltos y andesitas basálticas. Los campos diferenciados son los siguientes: MORB, basaltos de dorsal oceánica; OIT, toleitas de isla oceánica; OIA, basaltos alcalinos de isla oceánica; CAB, basaltos calcoalcalinos de arco de islas; IAT, toleitas de arco de islas; Bon, boninitas. (B) Diagrama tectonomagmático Zr/4-2xNb-Y (Meschede, 1986) para la discriminación de basaltos. Los campos diferenciados son los siguientes: AI, basaltos alcalinos de intraplaca; All, toleitas de intraplaca y basaltos alcalinos de intraplaca; B, E-MORB; C, toleitas de intraplaca y basaltos de arcos volcánicos; D, N-MORB y basaltos de arcos volcánicos.

Idénticas conclusiones se pueden extraer de los diagramas Ti/Y-Zr/Y (Pearce y Gale, 1977) y Nb/Y-Ti/Y (Pearce, 1982), confirmándose en ellos el carácter de intraplaca de las rocas más básicas analizadas en este trabajo (Figura 22A). Por otro lado, el diagrama Nb/Y-Ti/Y (Pearce, 1982) ofrece una información adicional, en el sentido de que las rocas volcánicas básicas son transicionales, esto es, no se trata de rocas netamente alcalinas ni toleíticas (Figura 22B). Esta proyección está acorde con la mineralogía normativa de

estas rocas, puesto que carecen de minerales fuertemente subsaturados en sílice (e.g., nefelina, leucita) y en dos muestras (OM8A y OM1B) tampoco hay cuarzo normativo.

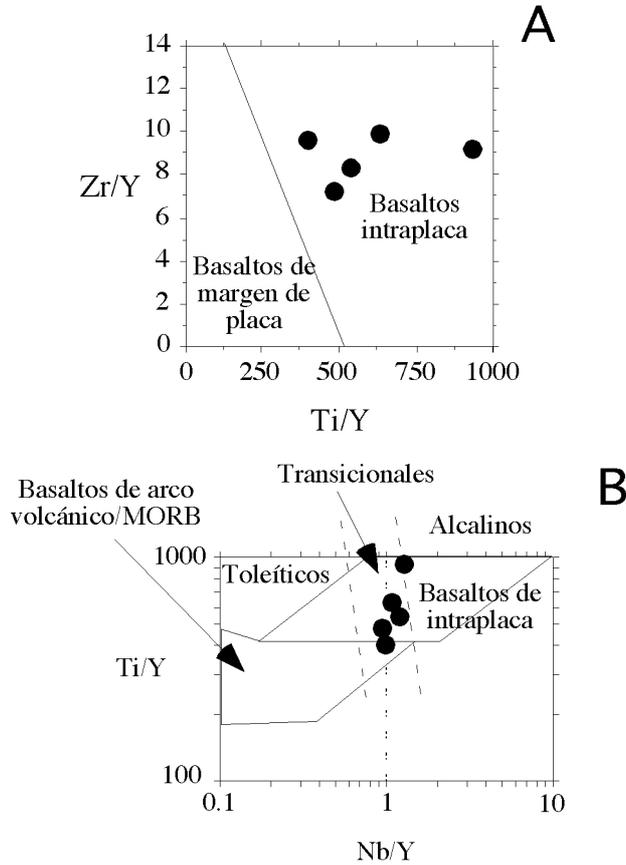


Figura 22. Diagramas tectonomagmáticos de discriminación de basaltos (A) $Ti/Y-Zr/Y$ (Pearce y Gale, 1977) y (B) $Nb/Y-Ti/Y$ (Pearce, 1982).

Finalmente, en el diagrama $La/10-Y/15-Nb/8$ de Cabanis y Lecolle (1989; Figura 23) los basaltos se proyectan entre los campos 2A y 3A pertenecientes a basaltos continentales y basaltos alcalinos de rift intracontinental, respectivamente.

En los diferentes diagramas tectonomagmáticos propuestos por Pearce et al. (1984; Figura 24) para la caracterización de “granitoides” con más de un 5 % de cuarzo normativo, la mayor parte de las muestras ácidas analizadas se proyectan dentro del campo de los granitos de intraplaca. La excepción persistente es la muestra andesítica ZB1, que se proyecta fundamentalmente en el campo de los granitos de arco volcánico, acorde con su carácter

calcoalcalino deducido a partir del diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ (Figura 3) y de los diagramas de normalización multielementales (Figuras 8 y 9). Algunas muestras se proyectan de forma puntual en campos distintos al de los granitos de intraplaca, aunque no siempre en los mismos. Estas muestras “anómalas” presentan bajos contenidos en cuarzo normativo (ca. 5 %), próximos al límite sugerido para su proyección en este esquema de discriminación, por lo que las conclusiones derivadas de sus posiciones en los diagramas hay que tomarlas con cautela.

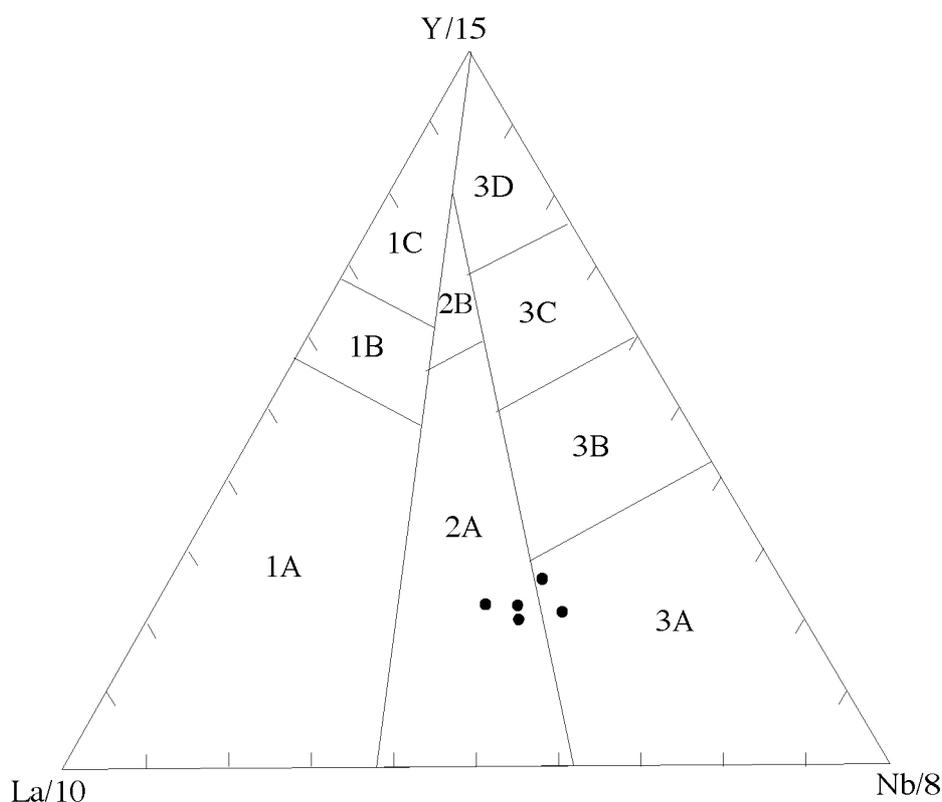


Figura 23. Proyección de las muestras basálticas s.l. estudiadas en los campos 2A (basaltos continentales) y 3A (basaltos alcalinos de rift intracontinental) del diagrama La/10-Y/15-Nb/8 de discriminación para basaltos de Cabanis y Lecolle (1989).

Sin embargo, el carácter anorogénico y de intraplaca de las rocas ácidas e intermedias estudiadas es corroborado también por las elevadas relaciones de Zr+Nb+Ce+Y (800-3753 ppm), muy superiores en todos los casos, a excepción de la andesita ZB1 (279 ppm), a los 350-400 ppm propuestos por Whalen et al. (1987) como límite entre los granitos de tipo A y el resto de los granitoides en los diagramas Zr+Nb+Ce+Y vs. Feo/MgO* y Zr+Nb+Ce+Y vs. (K₂O+Na₂O)/CaO. Se concluye, por tanto, que todas las rocas analizadas en

este estudio, a excepción de la andesita ZB1, se han generado en un marco anorogénico, de intraplaca.

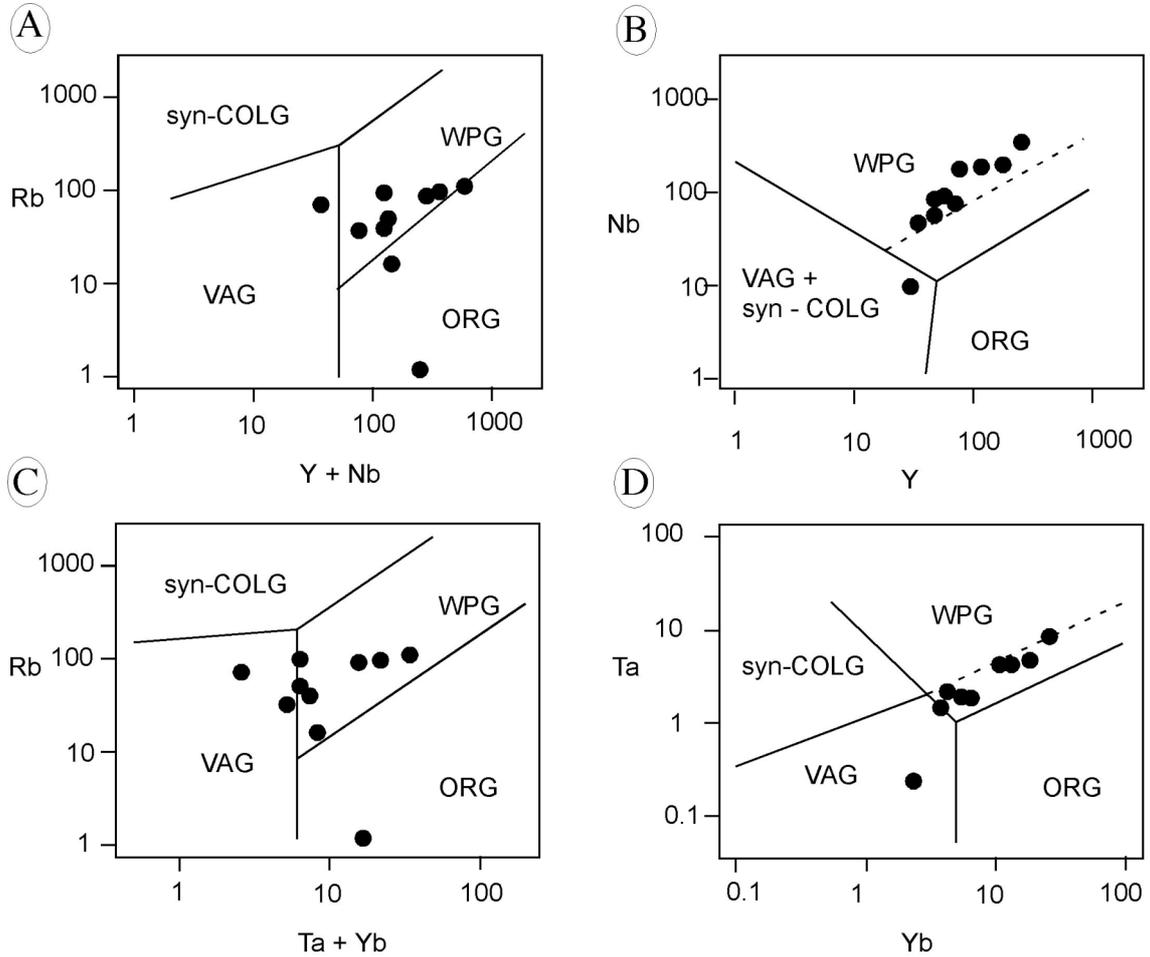


Figura 24. Proyección de las rocas estudiadas en los diagramas tectonomagmáticos para rocas ígneas con más de un 5 % de cuarzo normativo de Pearce et al. (1984): (A) $(Y + Nb)$ -Rb; (B) Y-Nb; (C) $(Ta+Yb)$ -Rb y (D) Yb-Ta. Los campos diferenciados por estos autores son los siguientes: WPG, granitos de intraplaca; ORG, granitos de dorsal oceánica; VAG granitos de arco volcánico; syn-COLG, granitos sincolisionales.

11. CONCLUSIONES

El estudio geoquímico convencional (elementos mayores y trazas, incluyendo REE) e isotópico (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd) de los productos lávicos que afloran en el flanco norte de la Antiforma de Monesterio (Zona de Ossa-Morena, sector de Zafra) ha proporcionado los siguientes resultados:

1. La clasificación de las rocas en función de los criterios de la I.U.G.S. (2002) es la siguiente: tefrita (OM8A); basalto subalcalino (OM1B); hawaitas (OM4B, OM10A); mugearita (OM10B); benmoreitas (ABV2A, ABV 4A); andesita alta en K (ZB1); dacitas alta y media en K (ABV5, alta en K; ZL10, media en K); traquita sódica (OM2A); y riolitas (OM3B, OM1A, OM2B).
2. La clasificación de las rocas en función del diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1976) (Figura 3) es como sigue: basaltos alcalinos (OM1B, OM4B, OM8A, OM10 A, OM10B); andesita (ZB1); traquiandesitas (ABV2A, ABV4A, ABV5, ZL10); traquita (OM2B); y comenditas-pantelleritas (OM1A, OM2A, OM3B). Sin embargo, las muestras clasificadas como basaltos alcalinos no tienen nefelina normativa y, en función de su posición en el diagrama TAS y de su mineralogía CIPW, deben clasificarse como basaltos transicionales. Las muestras clasificadas como comenditas y pantelleritas no son peralcalinas, por tanto deben clasificarse como riolitas.
3. Las muestras OM1B, OM4B, OM8A, OM10A, OM10B, ABV2A, ABV4A, ABV5, ZL10, OM2B, OM1A, OM2A y OM3B integran una serie moderadamente alcalina sódica, de tipo Coombs o transicional.
4. La muestra ZB1 es calcoalcalina.
5. Las rocas que integran la serie de tipo Coombs o transicional se pueden relacionar por un proceso de cristalización fraccionada, dominado por la

fraccionación de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti hasta niveles de sílice del orden del 53 %. A partir de ese punto predomina la fraccionación de plagioclasa acompañada, quizás, por algo de clinopiroxeno y anfíbol.

6. La fuente de la serie de tipo Coombs o transicional debió ser un manto sub-litosférico de tipo OIB (HIMU-BSE).
7. La fusión en la fuente HIMU-BSE tuvo lugar posiblemente por descompresión adiabática en relación con el ascenso de una pluma mantélica. La segregación de los fundidos básicos debió tener lugar en la zona de transición granate-espinela, entre 70 y 90 km, lo que implicaría una notable penetración de la litosfera.
8. Los diagramas de discriminación tectonomagmática indican que la serie moderadamente alcalina sódica, de tipo Coombs o transicional es característica de ambientes de intraplaca.
9. La serie transicional de Zafra guarda cierto parecido con series transicionales clásicas, como las de Afar o Gedensa, emitidas en relación con el rift de África.
10. La amplia variación observada en los contenidos de los elementos móviles, e.g., K, Rb y Sr, así como en las relaciones isotópicas de $Sr_{inicial}$ y, en menor medida, en los valores de ϵNd_{542Ma} , sugieren que las rocas investigadas pudieron sufrir modificaciones post-cristalización, ya fuese alteración hidrotermal y/o metamorfismo en presencia de abundante fluido. De hecho, los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd obtenidos en este estudio no han permitido obtener ninguna edad radiométrica fiable para el conjunto de muestras analizadas.

11. Las lavas que forman la serie transicional de Zafra afloran intercaladas con depósitos del Cámbrico. El vulcanismo se relaciona con el proceso de formación del rift Cambro-Ordovícico que marca el inicio del ciclo de Wilson Varisco en la Zona de Ossa-Morena.

12. La andesita ZB1, de afinidad calcoalcalina, se formó posiblemente en relación con la fusión de un manto modificado por fluidos/fundidos derivados de una zona de subducción. La muestra ha sido recogida en una zona de cartografía conflictiva, en el contacto entre los depósitos volcánicos de edad cámbrica y los depósitos volcánicos del Carbonífero de la cuenca de Los Santos de Maimona. Con las reservas oportunas, sus características químicas sugieren que puede derivar de la fusión del manto litosférico aunque, por su posición cartográfica, no debe descartarse que se trate de una colada carbonífera.

12. BIBLIOGRAFÍA

Armienty, P, y Gasperini, D. (2007). Do we really need mantle components to define mantle composition?. *Journal of Petrology*, 48: 693-709.

Bandrés, A., Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I. y Palacios, T. (2002). Geodynamic evolution of a Cadomian Arc Region: the northern Ossa Morena Zone, Iberian Massif. *Tectonophysics*, 352: 105-120.

Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M. y Varet, J. (1975). A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift, Ethiopia). *Journal of Petrology*, 16: 22-56.

Bass, M. N. (1972) Occurrence of transitional abyssal basalt. *Lithos*. 5. 57-67

Bellieni, G., Visentin, E.J., Zanettin, B., Piccirillo, E.M., Radicati di Brozolo, F. y Rita, F. (1981). Oligocene transitional tholeiitic magmatism in northern Turkana (Kenya): comparison with the coeval Ethiopian volcanism. *Bulletin Volcanologique*, 44 (3): 411-427.

Bogaard, P.J.F. y Wörner, G. (2003). Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the miocene Vogelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology*, 44: 569-602.

Bonin, B. (1995). *Pétrologie endogène*. Dunod, Paris, p. 336

Bonin, B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1-29.

Cabanis, B. y Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus

de mélange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Ser. 2, 309:2023-2029.

Castro, A. (1988). Los granitoides deformados de la banda de Guadámex (La Serena, Badajoz). En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico - Libro Homenaje a L.C. García Figuerola. (Eds. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodríguez Alonso, M.D.). Ed. Rueda, Madrid, España: 413-426.

Condie, K.C. (2003). Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (1).

Condie, K.C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79: 491-504.

Coombs, D.S. (1963). Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. Special paper, vol. 1. Mineralogical Society of America, pp. 274-327.

Dupont, R. (1979). Cadre géologique et métallogenèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne). PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France, pp. 1-497.

Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-Type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.

Eguíluz, L., Apraiz, A., Ábalos, B. y Martínez-Torres, L.M. (1995). Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au course du Protérozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Geol. Fr.*, 3: 35-47.

Eguíluz, L., Gil Ibarra, J.I., Ábalos, B. y Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa Morena zone and related

areas of the Iberian Massif. Geological Society of America Bulletin, 112 (9): 1398-1413.

Etxebarria, M. (2003). Reconstrucción geométrica y caracterización petrográfica y geoquímica de los eventos magmáticos y tectónicos cámbricos de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, sectores Zafra-Nogales y Jerez de los Caballeros-Cumbres de Enmedio (Zona de Ossa-Morena). Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 332 p.

Evensen, M.M., Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 1199-1212.

García de Madinabeitia, S., Sánchez Lorda M, Gil Ibarra, J.I. (2006). Minimización y corrección de problemas en el análisis simultáneo de matrices complejas por Q-ICPMS: aplicación al análisis simultáneo de elementos mayores y trazas en muestras geológicas y medioambientales. Libro de resúmenes de la III Reunión de la Sociedad Española de Espectrometría de Masas, Oviedo, España.

Haase, K.M., Goldschmidt, B., Garbe-Schönberg, C-D. (2004). Petrogenesis of tertiary continental intra-plate lavas from the Westerwald Region, Germany. Journal of Petrology. 6: 883-905.

Giese, U. y Bühn, B. (1993). Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa Morena Zone of south-west Spain. Geol. Rundsch, 83: 143-160.

Girod, M. (1978). Les roches volcaniques. Pérologie and cadre structural. Doin editeurs, Paris, P. 238.

Hartmann, G. y Wedepohl, K.H. (1990). Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany). Geochimica and Cosmochimica Acta, 54: 71-86.

I.U.G.S. (2002). R. W. Le Maitre (ed). Igneous rocks . A classification and Glossary of terms. 2Nd Edition. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236 pp.

Jones, P.W. (1976). Petrology and age of the Ethiopian Trap basalts. Unpubl. Ph D Thesis, Univ. Leeds, Reino Unido.

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. y Berndt, J. (2006). Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47: 1637-1671.

Kuepouo, G., Tchouankoue, J.P., Nagao, T. y Sato, H. (2006). Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences* 45: 318-332.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanetti, R. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-754.

Liñán, E. (1974). Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba. *Acta Geológica Hispánica*, 9: 15-20.

Liñán, E., Palacios, F. y Perejón, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.*, 121: 221-228.

Liñán, E. (1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 pp.

Liñán, E. y Gámez, J.A. (1993). Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 164 (6), 831-842.

McKenzie, D. y Bickle, M.J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625-679.

Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.

Mette, W. (1989). Acritarchs from Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain, and biostratigraphic results. *Geol. Palaeont.*, 23: 1-19.

Middlemost, E.A.K. (1997). *Magmas, Rocks and Planetary Development*. Ed.: Addison Wesley Longman Ltd. Edinburgh Gate, England, 299 p.

Moreno Eiris, E. (1987). Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. I, Estratigrafía y facies. *Bol. Geol. Min.* 98: 295-317

Mullen, E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53-62.

Nagler, T. (1990). Sm-Nd, Rb-Sr and Common Lead Isotope geochemistry on fine grained sediments of the Iberian Massif. Tesis Doctoral, ETH Zürich, 141 pp.

Palacios, T. (1993). Acritarchs from the Volcanosedimentary Group Playón beds. Lower-Upper Cambrian, Sierra Morena, southern Spain. *Terra Nova Abstr.* 6, 3.

Peccerillo, A; Barberio, M.R.; Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M y Wu, T.W. (2003). Relationships between mafica and peralkaline silicic magmatism in

continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal Petrology*, 44: 2003-2032.

Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121-132.

Pearce, J.A. y Gale, G.H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous rocks. *Geological Society Special Publication*, 7: 14-24.

Pearce, J.A. (1982). Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: *Andesitas* (Ed.: Thorpe, R.S.). Wiley, Chichester: 525-548.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W y Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Perejon, A. (1994). Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyata in Spain. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg* 172: 341-354.

Pin C. y Bassin C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta*, 269, 249-255.

Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T. y Valenzuela, A. (2002). Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics*, 352: 133-151.

Pin, C. & Santos Zalduegui, J.F. (1997). Sequential separation of LREE, Th and U by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic

analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79-89.

Righter, K y Rosas-Elguera, J. (2001). Alkaline lavas in the volcanic front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields. *Journal of Petrology*, 42: 2333-2361.

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman Singapore Publisher (Pte) Ltd., Singapore, 352 pp.

Sagredo, J. y Peinado, M. (1992). Vulcanismo Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. En: J.G. Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (eds.), Paleozoico inferior de Ibero-América. Univ. Extremadura, 567-575.

Sánchez-García, T. (2001). Vulcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (sector de Zafra-ZOM-Provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 112 (3):292-313.

Sánchez-García, T., Bellido, F. y Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233-255.

Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. y Ibrahin, K.M. (2003). Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal Petrology*, 44: 1657-1679.

Sun, S-s y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: *Magmatism in the ocean basins* (Eds.: Saunders, A.D. y Norry, M.J.). Geological Society of London Special Publications, 42: 315 – 345.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. y Grant, S.W.F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6): 729-765.

Vidal, G., Jensen, S. y Palacios, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2): 169-179.

Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chapell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Ed.: Academic Division of Unwin Hyman Ltd., London, 466 p.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1976). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Yoder, H.S. y Tylley, C.E. (1962). Origin of basalts magmas: an experimental study of natural and syntethic rock systems. *Journal Petrology*, 3: 342-532.

Zanettin, B., Gregnanin, A., Justin-Visentin, E., Piccirillo, E.M. (1980). Correlations among Ethiopian volcanic formations with special references to the chronological and stratigraphical problems of the Trap Series. In: *Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System*. Accademia Naz. Dei Lincei, Atti dei Convegna Lincei, vol. 47, pp. 23–252.

Zindler, A. y Hart, S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493-571

Anexo I. Análisis de muestras adicionales

En las figuras 13 y 14 se han incluido, como referencia, datos de análisis isotópicos y elementales de Sm-Nd obtenidos para nueve muestras de rocas ígneas cambro-ordovícicas recogidas en diversos puntos de la Zona de Ossa-Morena equivalentes al área estudiada (Tabla 4).

Las relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 13) de estas nueve muestras están comprendidas dentro del rango definido por las catorce muestras descritas y analizadas de la zona de Zafra (Figura 13), por lo que cabe suponer que un muestreo más amplio puede dar lugar a un espectro continuo de relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Los valores positivos del $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ (0.0 a +6.2), indican la participación de distintas fuentes de naturaleza eminentemente mantélica en la génesis de las muestras adicionales. Sólo dos de ellas (OM4A y OM9) tienen valores negativos del $\epsilon\text{Nd}_{542\text{Ma}}$ (-4.3 y -3.8), lo cual indica la existencia de componentes corticales en su génesis.

A diferencia de las catorce muestras del sector de Zafra, en el diagrama SiO_2 vs. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{542\text{Ma}}$ las nueve muestras adicionales conforman una nube dispersa de puntos (Figura 14). Si se exceptúan las dos muestras menos radiogénicas (OM4A y OM9) de este conjunto se puede definir a grandes rasgos una correlación negativa, compatible con una evolución por asimilación/mezcla con rocas/magmas corticales.

Anexo II. Métodos analíticos

Análisis de elementos mayores y traza por ICP-MS

Reactivos utilizados

- HF: Merck Pro-Analysi.
- HNO₃: Ácido comercial Merck Pro-Analysi destilado en el laboratorio por evaporación superficial en destilador de cuarzo Heraeus para su utilización posterior.
- Agua ultrapura: Agua desionizada (Millipore Elix) tratada posteriormente (Easypure II Barnstead) hasta obtener una resistividad ≥ 18 M Ohms/cm.
- LiBO₂: Anhidro, grado puro de Corporation Scientifique Claisse.
- Soluciones de In y Bi para patrón interno y soluciones multielementales para sintonización inicial del espectrómetro preparadas a partir de soluciones monoelementales para ICP de Merck, calidad Suprapur, con concentraciones de 1000 ppm, estabilizadas en HNO₃ entre 2 y 6 %.

Calcinación

En horno de mufla durante 2 horas a 1150 °C para eliminar H₂O y los compuestos de C y S.

Fusión-disolución

La fusión alcalina de las muestras se realiza en una perladora automática Claisse Fluxy 30 utilizando gas butano, crisoles de Pt-Au (95-5) y metaborato de litio (LiBO₂) como fundente. A la mezcla de muestra y fundente se añaden unas gotas de LiBr que actúa como antiadherente. El fundido obtenido se vuelca automáticamente en un recipiente de poliestireno con 100 ml de HNO₃ y ca. 0.05 ml de HF colocado sobre un agitador magnético. Esta solución se diluye gravimétricamente hasta un factor adecuado para su análisis.

Análisis elemental

La determinación de la concentración elemental se ha efectuado mediante un espectrómetro de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-

MS) Thermo X7 (X-Series II) equipado con celda de colisión (CCT), interfase con elevada tolerancia a los sólidos disueltos (conos Xt) y antorcha apantallada; se ha utilizado un nebulizador concéntrico y cámara de expansión de cuarzo. Se han empleado dos modos diferentes de trabajo, Standard y CCT (con la celda de colisión), para el análisis de los distintos elementos en función de las necesidades de sensibilidad y las posibles interferencias isobáricas de cada uno de ellos. Se ha efectuado una calibración externa mediante soluciones de materiales de referencia internacionales (CRM geológicos) fundidos y tratados de la misma manera que las muestras problema. Se ha procedido a un condicionamiento de los conos y demás componentes el equipo, y a un lavado intermuestras con solución de LiBO₂. El control de la deriva se realiza mediante la adición de estándar interno mientras que para la corrección de la misma se emplean materiales de referencia intercalados con las muestras problema (Drift Correction Standards). La recuperación de los materiales de referencia tratados por el mismo método es superior al 99 %, si bien este porcentaje es función de la concentración de los distintos elementos en la muestras. La precisión media de los resultados, expresada en % error 2σ, para cada elemento es como sigue:

SiO₂	2%	Ba	3%	La	2%
Al₂O₃	3%	Co	2%	Ce	3%
TiO₂	3%	Cr	3%	Pr	2%
CaO	2%	Hf	2%	Nd	2%
Fe₂O₃T	3%	Nb	3%	Sm	2%
K₂O	8%	Ni	5%	Eu	2%
MgO	2%	Rb	5%	Gd	2%
MnO	4%	Sc	5%	Tb	1%
Na₂O	3%	Sr	4%	Dy	2%
P₂O₅	3%	Ta	6%	Ho	2%
		Th	3%	Er	2%
		U	3%	Tm	2%
		V	2%	Yb	1%
		Y	3%	Lu	3%
		Zn	2%		
		Zr	3%		

Análisis isotópicos mediante TIMS

Preparación de muestras y técnicas analíticas

Se han empleado los siguientes materiales:

- HF: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado para su utilización posterior mediante destilación 'sub-boiling' en recipientes de Teflon.
- HCl: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado para su utilización posterior, primero por evaporación superficial en destilador de cuarzo Heraeus y posteriormente mediante destilación 'sub-boiling' en recipientes de Teflon.
- HNO₃: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado para su utilización posterior, primero por evaporación superficial en destilador de cuarzo Heraeus y posteriormente mediante destilación 'sub-boiling' en recipientes de Teflon.
- Agua Ultrapura: Agua tratada por electrodesionización (Millipore Elix) y a continuación mediante equipo NANOpure (Barnstead) hasta obtener una resistividad ≥ 18 M Ohms/cm; destilada posteriormente mediante destilación 'sub-boiling' en recipientes de Teflon
- Recipientes de Teflon PFA de Savillex
- Bombas de reacción de Teflon (Parr)

Unos 100 mg de muestra, a los que se añade un trazador isotópico mixto ¹⁵⁰Nd/¹⁴⁹Sm cuya cantidad está determinada por las concentraciones de Sm y Nd de cada muestra, son pesadas en una balanza de precisión para su posterior disolución.

Se procede al ataque ácido de las muestras (HF-HNO₃-HClO₄) en recipientes de Teflon PFA(Savillex ®) que posteriormente es evaporado y atacado consecutivamente con HCl 6N, HNO₃ 14N y, por último, HNO₃ 2N. Cuando el ataque ácido ha resultado insuficiente para la disolución completa de la muestra, los residuos se han retomado y disuelto en una bomba de reacción durante 3 días a 170 °C.

Separación del Sr y medida de las relaciones isotópicas

La cromatografía del Sr se ha realizado según el método descrito por Pin y Bassin (1992) utilizando la resina denominada comercialmente *Sr.spec* elaborada por Eichrom. La primera fracción, en la que se encuentran las REE es recuperada para la posterior separación del Sm/Nd.

Las medidas de isótopos de Sr se han realizado en un espectrómetro de masas Finnigan MAT-262. La muestra se ha cargado en un filamento de Re (99,995%), depositando una microgota de activador de Ta cargándose el Nd con 1 µl de HNO₃ 7 N y llevándose a sequedad a 0,25 A durante unos segundos previamente desgaseado en dos ciclos de dos estadios a 2 A y 4,5 A durante 30 minutos.

La medida de las relaciones isotópicas se hace en las siguientes condiciones: Intensidad de haz ⁸⁸Sr aprox. 4V, adquiriendo 20 bloques de 10 barridos en multicolección en modo estático, y empleándose ⁸⁵Rb para la monitorización de posibles interferencias isobáricas. Los datos analíticos se han corregido mediante la ley lineal de fraccionamiento de masas tomando como constante la relación ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194 (Steiger y Jäger, 1977). Las medidas realizadas del patrón NBS-987 durante el periodo de análisis presentan los siguientes valores: valor medio = 0,710273; desviación standard: 0.003 %; número de medidas: 21.

Separación del Sm y Nd

El procedimiento detallado para la separación cromatográfica del Sm y Nd está descrito por Pin et al. (1994) y Pin & Santos Zalduegui (1997). La separación del Nd y Sm se ha realizado siguiendo un doble procedimiento de cromatografía, para ello se utiliza primero la resina Tru.Spec (TransUrainclement Specific), en la que se realiza la separación de las REE del resto de la

muestra y, a continuación, la resina Ln.spec (Eichrom, Darien, USA) para la correcta separación del Nd y del Sm.

Medida de las relaciones isotópicas

Tanto el Sm como el Nd se cargan sobre un filamento de Ta (99,95 %) en el que se ha depositado una microgota de H₃PO₄ 1M, cargándose el Nd con 1 µl de HNO₃ 7N y llevándose a sequedad a 0.25 A durante unos segundos, siguiendo el método descrito por Splitzer y Sites (1963) en Platzner (1997). Enfrentado a este filamento de Ta se coloca un filamento de Re (99,995 %) para la ionización de la muestra.

Para la medida de las relaciones isotópicas se han adquirido 10 bloques de 20 barridos en multicolección modo estático. La monitorización de posibles interferencias se ha realizado mediante la medida de la masa ¹⁴⁷Sm, no observándose posibles interferencias en ningún caso.

Las medidas se han realizado después de una secuencia de calentamiento del filamento de 40 minutos. Se realiza la medida una vez se alcanzan intensidades de corriente de 2V a 2.5V en la masa ¹⁴²Nd, corrigiéndose los datos analíticos mediante la ley exponencial de fraccionamiento de masas tomando como constante la relación ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 (Wasserburg et al., 1981, Thirlwall, 1991). La corrección del fraccionamiento de masas y la contribución isotópica del trazador se ha realizado *off-line* utilizándose para ello un programa informático escrito a tal fin.

Las medidas analíticas realizadas en el periodo de tiempo comprendido entre diciembre de 2004 y abril de 2007 presentan los siguientes valores para La Jolla: Valor medio: 0,5118590; Desviación estándar: 0,000087 %; número de medidas: 33.

Referencias

Pin C. y Bassin C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta*, **269**, 249-255.

Pin, C., Briot, D., Bassin, C. & Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytical Chemical Acta* 298, 209-217.

Pin, C. & Santos Zalduegui, J.F. (1997). Sequential separation of LREE, Th and U by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79 - 89.

Platzner, I.T. (1997) *Modern isotope ratio mass spectrometry*. John Willey & Sons, Nueva York, 514 pp.

Splitzer y Sites (1963) Oak Ridge Natl. Lab. Rep. 5328.

Thirlwall, M.F. (1991) Long-term reproductivity of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chem. Geol.* 94 , 85-104.

Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. y Wen, T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311-2323.