

LA ASOCIACION MONZONITICA DEL DOMO ANATECTICO DEL TORMES: GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

F. J. López Moro * y M. López Plaza *

RESUMEN

En dos bandas del Domo anatóctico del Tormes aparece un conjunto de rocas plutónicas desde básicas a ácidas ricas en feldespato potásico, apatito y allanita. Esta mineralogía tan particular hace que estén enriquecidas en K_2O , P_2O_5 , LREE y otros elementos de bajo potencial iónico. Su quimismo es afín a las shoshonitas volcánicas, a las vaugneritas del Macizo Central francés y a las series monzoníticas de Ballon, siendo, a su vez, casi excepcional en el varisco ibérico. Los términos menos evolucionados están bastante fraccionados por lo que no se trata de fundidos primarios. Durante la diferenciación existen fases accesorias como apatito, allanita y circón cuya saturación ejerce un importante efecto en la evolución del líquido residual originando evoluciones quebradas en los diagramas de Harker. A partir de los buenos ajustes obtenidos con las modelizaciones por balance de masas y fraccionación Rayleigh se infiere que el proceso de cristalización fraccionada es el dominante. En este sentido, se pueden hacer derivar los granitoides porfídicos a partir de un líquido de composición monzodiorítica, por lo que no quedan desconectadas las rocas básicas de las ácidas asociadas. Los núcleos corroídos de plagioclasa y las relaciones espaciales parecen indicar que han existido distintos pulsos de magma desde básicos a ácidos procedentes de la misma cámara magmática.

Palabras clave: *asociación monzonítica, shoshonitas, cristalización fraccionada, Domo del Tormes.*

ABSTRACT

In certain peripheral zones of the Anatectic Tormes Dome there exists a group of rocks, which are from basic to acid as well as rich in alkali feldspar, apatite and allanite. Such an unusual mineralogy makes the rocks to be enriched in K_2O , P_2O_5 , LREE and other elements of low ionic potential. Their geochemical signature is related to the volcanic shoshonites, to the vaugnerites of the French Central Massif as well as to the monzonitic series of Ballon, being, in turn, almost exceptional in the Iberian Variscan. The least evolved terms are rather fractionated, therefore, they are not primary melts. During the differentiation, the saturation of accessory phases such as apatite, allanite and zircon exerts an important effect in the evolution of the residual liquid giving rise to an inflection point in the Harker diagrams. From the good adjustments obtained in mass balance and Rayleigh fractionation modelling, we can infer that the process of fractional crystallization is the dominant one. In this respect, the porphyritic granitoids can be derived from a liquid of monzodioritic composition, being rocks genetically to the associated acid rocks. The corroded cores of plagioclase and the spatial relations suggest the existence of different pulses of magma from basic to acid coming from the same magmatic chamber.

Key words: *monzonitic association, shoshonites, fractional crystallization, Tormes Dome.*

Introducción y marco geológico

El Domo anatóctico del Tormes, situado en la penillanura salmantino-zamorana, está constituido

por leucogranitos en su zona central y por rocas máficas, de composición generalmente intermedia, y granitoides biotíticos asociados en la periferia (fig. 1). En función del contenido en K_2O en el

* Dept. Geología, Área de Petrología y Geoquímica, Univ. Salamanca. 37008 Salamanca. Correo electrónico del primer autor: fjlopez@usal.es

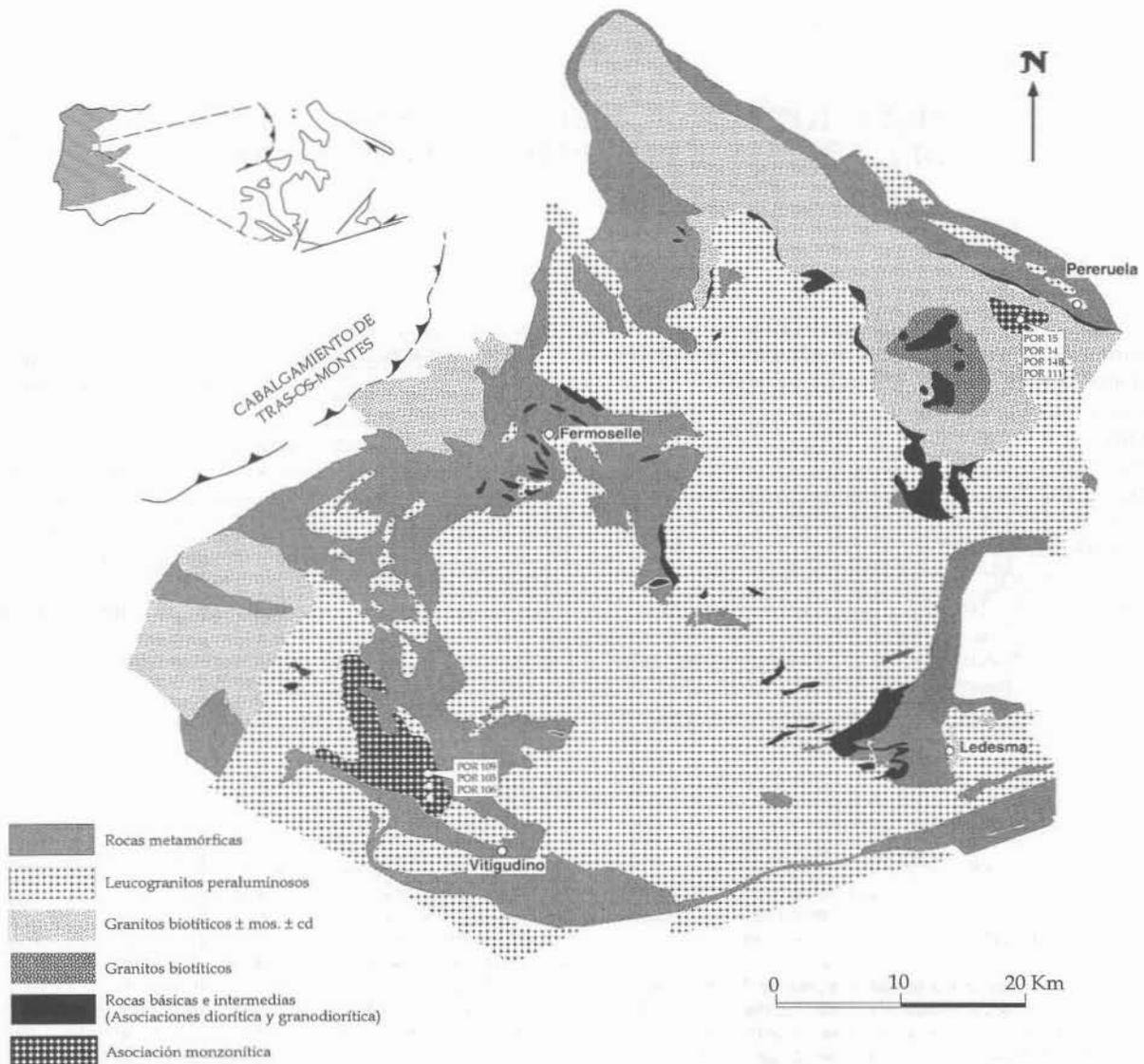


Fig. 1.—Esquema geológico del Domo anatécico del Tormes (López Plaza *et al.*, 1999) y localización de las muestras.

Domo del Tormes han sido definidas tres asociaciones de rocas intermedias a ácidas: asociación monzonítica (AMDT), asociación granodiorítica que incluye a vaugneritas, y asociación diorítica (Martínez, 1974; López Plaza *et al.*, 1999). Atendiendo a este criterio puramente químico otras rocas intermedias ricas en K_2O del área como vaugneritas se excluyen de la asociación monzonítica al presentar menor enriquecimiento en este elemento y otros LILES. Las rocas menos diferenciadas de la asociación monzonítica yacen en pequeños apuntamientos o en enclaves rodeados o intruidos por granitos y

cuarzomonzonitas genéticamente relacionados. Tanto las rocas básicas e intermedias como los granitos y cuarzomonzonitas muestran una foliación subhorizontal probablemente indicativa de flujo magmático plegada por la fase 3 hercínica y afectada por los cizallamientos verticales (López Plaza, 1982). No se puede precisar su ubicación geocronológica, pero la diversidad de estructuras de fase 2 hercínica que manifiestan (Martínez, 1974; López Plaza 1982) sugiere un rango grande en el tiempo de emplazamiento, y a la vez, en relación con la evolución extensional (Escuder *et al.*, 1994).

La asociación monzonítica constituye el conjunto más conspicuo por su enriquecimiento no sólo en K, sino también en elementos LILE y LREE, más acusado en los términos menos diferenciados.

Materiales equivalentes son raros en el Macizo Ibérico aunque aparecen también en otras áreas de los dominios internos, como Finisterre (Gil Iburguchi, 1982) y Braga (Dias y Leterrier, 1994), y con mucha menos frecuencia en las áreas más externas (Suárez *et al.*, 1998).

Desde el punto de vista mineralógico, los granitoides de la asociación monzonítica se caracterizan por la presencia de allanita (Bellido *et al.*, 1992; López Moro, 2000), así como por feldespato potásico con estado estructural desordenado debido a su riqueza en K y Ba, frente a los más sódicos y ordenados del Domo del Tormes (López Moro *et al.*, 1998). Por otra parte, a diferencia de las asociaciones granodiorítica y diorítica, la monzonítica muestra un mayor rango composicional y permite elaborar modelos a partir de los cuales se puede verificar si existe una relación genética entre los términos menos y más diferenciados. Además, permite establecer qué tipo de procesos son los que están involucrados en el proceso de diferenciación. Estos son precisamente los objetivos fundamentales del presente trabajo. En esta línea de investigación petrogenética, ya ha sido puesto de manifiesto la relación genética entre rocas básicas y granitos en rocas afines por su quimismo y edad como en Ballon (Pagel y Leterrier, 1980) y afines por su quimismo aunque no por su edad ni ambiente geodinámico (Duchesne *et al.*, 1998).

Técnicas analíticas

Se ha realizado una selección previa de 7 muestras, todas ellas frescas, para análisis de roca total y de microsonda electrónica. Los análisis de roca total se han realizado en los siguientes laboratorios: Servicio General de Análisis Químico Aplicado de la Universidad de Salamanca; ACTLABS de Canadá y en el Service d'Analyses des Roches du CNRS en Nancy (Francia). Los elementos mayores se realizaron en el primero de los laboratorios mientras que los trazas y REE en los dos siguientes. Los análisis de elementos mayores se realizaron a través de emisión ICP y los elementos traza y REE a través de ICP-MS. Los resultados quedan reflejados en la tabla 1. El estudio mineralógico por microsonda electrónica se ha llevado a cabo en la microsonda CAMEBAX SX-50 de la Universidad de Oviedo determinándose la composición de las siguientes fases: clinopiroxeno, anfíbol, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. Las condiciones de trabajo fueron de 15 nA de corriente de imagen, 15 kV de energía de activación y 10 segundos como tiempo de integración.

Petrografía

En la asociación monzonítica se distinguen dos grandes grupos de rocas: *a*) rocas anfibólicas con

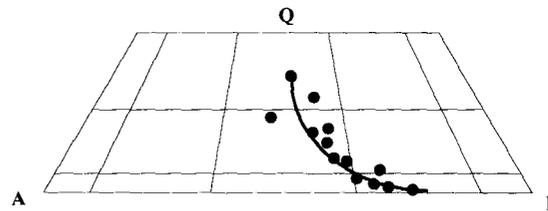


Fig. 2.—Diagrama QAP de Streckeisen (1974) para las rocas básicas, intermedias y granitoides de la asociación monzonítica.

clinopiroxeno, anfíbol, biotita y magnetita como máficos característicos y con un rango composicional que comprendería monzodioritas, cuarzo-monzodioritas y cuarzomonzonitas, y *b*) rocas sin anfíbol, con biotita y magnetita como únicos félicos y con un rango composicional desde cuarzomonzonitas porfídicas a granitos monzoníticos. En el diagrama de clasificación QAP de Streckeisen (1973), tanto las rocas anfibólicas como las no anfibólicas, por su pobreza en cuarzo y riqueza en feldespato potásico modal, marcan una evolución similar a la monzonítica establecida por Lameyre (1980) y Lameyre y Bowden (1982) (fig. 2). A continuación se presenta una descripción de los dos grandes grupos.

Rocas anfibólicas

Presentan plagioclasa, biotita, anfíbol, feldespato potásico y a veces cuarzo como minerales esenciales; y clinopiroxeno, apatito, esfena, allanita y magnetita, como accesorios. Son de grano fino-medio y muestran una textura generalmente granoblástica. En ocasiones presentan una mesostasis de grano fino donde destacan fenocristales de plagioclasa y de anfíbol con relictos de clinopiroxeno. El anfíbol (3-22,7 % en vol.) es del tipo magnesio-hornblenda y su contenido disminuye con el grado de diferenciación de la roca. El clinopiroxeno, relictos, es diopsido ($En_{38}Fs_{15}Wo_{48}$). La biotita (21-42 % en vol.) aparece en cristales de idiomorfos a xenomorfos. Aparece incluida en los bordes de plagioclasa y a su vez engloba apatito y parcialmente allanita. Su relación Fe# prácticamente no varía (0,42-0,43); y su contenido en BaO no es muy elevado (0,03-0,16 % en peso) siendo este elemento un excelente marcador de la evolución (López Moro, 2000). El contenido en Ca de la plagioclasa (28-40 % en vol.) varía desde An_{52-35} en las monzodioritas a An_{40-24} para las cuarzomonzonitas. Presenta zonados normales y excepcionalmente oscilatorios. Según los razonamientos de Loomis (1982) la geometría de los perfiles del contenido en Ca indica enfriamientos rápidos para las monzodioritas y enfriamiento lento en las cuarzomonzonitas con acumulación de volátiles y después pérdida de éstos, coincidente con la cristalización de la biotita. El feldespato potásico es siempre intersticial, rico en componente ortósico y celsiánico (Or_{85-93} , Cn_{1-3}) y monoclinico con valores del ángulo $2V_x < 60^\circ$ (López Moro *et al.*, 1998). El apatito (0,3-2,1 % en vol.) es del tipo acicular y prismático. La allanita (0,9 % en vol.) es abundante, sobre todo en los términos más evolucionados, siendo su cristalización posterior a la del apatito y más o menos coetánea o ligeramente anterior a la biotita (tabla 2A).

Tabla 1.—Composición química de roca total para elementos mayores (% en peso), trazas (ppm), índice A/CNK y valores y relaciones normalizadas.

Muestras	POR-106 Mzd	POR-15 Qmz anf	POR-105 Qmz bt	POR-14 Qmz porf bt	POR-109 Qmz porf bt ± mos	POR-111 Gr pof bt	POR-14B Gr pof bt
SiO ₂	52,78	57,95	62,54	63,85	66,75	69,72	70,68
TiO ₂	1,18	0,87	1,01	0,60	0,34	0,23	0,18
Al ₂ O ₃	17,05	17,51	16,64	16,94	17,09	15,19	15,97
Fe ₂ O ₃	0,68	0,51	0,49	0,06	0,19	0,20	0,04
FeO	4,85	4,60	2,80	3,50	1,27	1,12	1,00
MnO	0,11	0,06	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	5,46	3,45	2,21	1,86	0,78	0,73	0,57
CaO	6,54	4,25	2,71	2,46	1,35	1,33	1,33
Na ₂ O	2,80	3,26	3,26	3,17	3,15	2,87	3,12
K ₂ O	5,20	5,50	5,62	6,06	7,57	7,06	6,48
P ₂ O ₅	0,62	0,90	0,55	0,52	0,34	0,22	0,21
M.V.	1,76	0,10	1,28	0,50	0,82	0,97	0,55
TOTAL	99,57	98,96	99,48	99,55	99,81	99,78	100,26
Rb	207	174,8	231,0	232,7	254,0	176,0	180,0
Cs	13,5	5,8	n.d.	7,5	5,2	n.d.	4,0
Sr	1116	1596	613	697	366	632	670
Ba	2905	2776	1560	1623	1111	1782	1957
Pb	46,8	59,1	n.d.	70,8	80,9	n.d.	84,8
Sc	20,1	n.d.	17,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	152,0	102,0	58,4	55,4	19,9	n.d.	15,8
Cr	128	116	n.d.	127	12	n.d.	12
Co	33,8	16,0	n.d.	8,5	58,1	n.d.	91,7
Ni	77,8	50,5	n.d.	23,4	6,2	n.d.	8,6
Y	23,5	27,5	n.d.	16,1	9,5	n.d.	5,1
Zr	241	380	n.d.	282	132	n.d.	112
Nb	10,0	28,1	n.d.	12,4	6,2	n.d.	4,6
Hf	6,0	8,4	n.d.	7,3	3,4	n.d.	2,8
Mo	0,3	0,7	n.d.	0,6	0,1	n.d.	0,1
Ta	0,9	1,4	n.d.	1,0	1,0	n.d.	1,6
Th	46,0	42,9	n.d.	22,4	19,8	n.d.	10,5
U	8,6	6,6	n.d.	8,5	4,6	n.d.	1,9
La	164,6	195,3	n.d.	57,1	50,2	n.d.	25,3
Ce	328,4	369,5	n.d.	119,4	106,8	n.d.	49,1
Pr	35,0	38,9	n.d.	12,6	10,6	n.d.	4,8
Nd	133,4	142,1	n.d.	47,0	39,0	n.d.	17,6
Sm	18,6	18,5	n.d.	8,2	6,8	n.d.	2,8
Eu	4,0	4,4	n.d.	2,0	1,7	n.d.	1,8
Gd	10,7	11,2	n.d.	5,3	3,9	n.d.	1,7
Tb	1,3	1,4	n.d.	0,7	0,5	n.d.	0,2
Dy	5,6	6,1	n.d.	3,4	2,1	n.d.	1,0
Ho	0,9	1,0	n.d.	0,6	0,3	n.d.	0,2
Er	2,2	2,7	n.d.	1,4	0,8	n.d.	0,5
Tm	0,3	0,3	n.d.	0,2	0,1	n.d.	0,1
Yb	1,8	2,2	n.d.	1,3	0,7	n.d.	0,5
Lu	0,3	0,3	n.d.	0,2	0,1	n.d.	0,1
A/CNK	0,77	0,92	1,02	1,04	1,08	n.d.	1,10
ΣREE	707,1	794,0	n.d.	259,5	223,5	n.d.	105,6
(La/Sm) _N	5,5	6,5	n.d.	4,3	4,6	n.d.	5,7
(La/Yb) _N	60,8	59,1	n.d.	28,9	48,7	n.d.	33,5
(Gd/Yb) _N	4,7	4,0	n.d.	3,2	4,5	n.d.	2,7
(Eu/Eu*)	0,9	0,9	n.d.	0,9	1,0	n.d.	2,6

Tabla 2.—Secuencia de cristalización: A) Rocas con anfíbol. B) Rocas sin anfíbol

A		B	
Minerales	Secuencia de cristalización	Minerales	Secuencia de cristalización
<i>Plagioclasa</i>	-----	<i>Apatito</i>	--- -----
<i>Clinopiroxeno</i>	-----	<i>Plagioclasa</i>	----- --
<i>Apatito</i>	-----	<i>Circón</i>	--- -----
<i>Biotita</i>	- ?- -----	<i>Magnetita</i>	- ?- -----
<i>Allanita</i>	-----	<i>Allanita</i>	-----
<i>Magnetita</i>	-----	<i>Biotita</i>	-----
<i>Anfíbol</i>	-----	<i>Cuarzo</i>	--- -----
<i>Fks</i>	-----	<i>Fks</i>	- ?- -----
<i>Q</i>	-----	<i>Mica blanca</i>	-----
<i>Esfena</i>	- ?- -----	<i>Esfena</i>	-----
<i>Epidota</i>	-----	<i>Clorita</i>	-----
		<i>Epidota</i>	-----

Rocas sin anfíbol

Son granitoides porfídicos con cristales euhedrales de feldespato potásico. La mesostasis es de tamaño de grano medio a grueso. Presentan plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita como minerales esenciales, presentándose excepcionalmente mica blanca que llega a ser una fase esencial en los granitos más diferenciados. Apatito, circón, xenotima, allanita y magnetita constituyen las fases accesorias. Clorita, esfena, epidota y sericita son fases secundarias ligadas a procesos deutéricos. La plagioclasa (31-35 % en vol.) se encuentra en la mesostasis o incluida en los megacristales de feldespato potásico. Se presenta zonada (An 30-17) y llega a ser albítica en los cristales incluidos en el feldespato potásico debido al proceso de pertitización. El feldespato potásico (26-36 % en vol.) aparece en megacristales y muy excepcionalmente intersticial. En ocasiones muestra un fuerte zonado, su estado estructural varía entre ortoclasa y microclina intermedia, para las facies sin mica blanca, hasta microclina máxima cuando aparece dicha fase (López Moro *et al.*, 1998). La biotita (3-19 % en vol.) se presenta en cristales subidiomorfos tanto en la mesostasis como incluida en plagioclasa y feldespato potásico, aunque no aparece nunca en los núcleos de plagioclasa lo que sugiere un orden de cristalización anterior de ésta. Su relación Fe# (0,49-0,54) y $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ aumentan con la evolución (López Moro, 2000). Al igual que en la biotita de las rocas anfibólicas su contenido en Ba es un excelente marcador de la evolución. El apatito (0,5-1,3 % en vol.) aparece siempre con hábito prismático. La magnetita es escasa y primaria, ya que aparece en cristales idiomorfos incluida en biotita. La secuencia de cristalización se expresa en la tabla 2B.

Geoquímica de elementos mayores y trazas

Elementos mayores

En el diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) (fig. 3) se constata el quimismo afín de estas rocas a las shoshonitas volcánicas. Por otra parte, el P_2O_5 presenta también fuertes concentraciones en el punto de la saturación del apatito

como se evidencia en el diagrama P_2O_5 vs. SiO_2 (fig. 3).

Comparativamente con otras rocas afines del Macizo Ibérico, la asociación monzonítica está más enriquecida que las vaugneritas del Domo del Tormes en la relación $K/(K+Na)$ (López Plaza *et al.*, 1999), pero está menos enriquecida que los términos vaugneríticos de Finisterre (Gil Ibarguchi, 1982) y similar a los del Macizo Central francés (fig. 4). También en el diagrama Q-B-F de Debon y Le Fort (1983) se manifiesta una tendencia evolutiva muy similar a la asociación monzonítica de Ballons en el Macizo Central francés (fig. 5).

Los diagramas de variación indican un carácter compatible casi generalizado para todos los elementos excepto parcialmente para el Na_2O y P_2O_5 (fig. 3). En el caso del Na_2O el carácter incompatible se debe a la participación del clinopiroxeno como fase fraccionante cambiando a compatible cuando desaparece esta fase a la vez que aumenta la fraccionación de plagioclasa. Para el caso del P_2O_5 el cambio incompatible a compatible se debe a la saturación del apatito, aunque con el espectro composicional existente no es posible precisar con total exactitud el valor de su saturación. Tan sólo se puede afirmar que está por debajo del 57 % de SiO_2 . Por tanto en la cuarzomonzonita con anfíbol se habría ya producido la saturación, ya que se produce la inflexión en P_2O_5 y, además, presenta cristales de apatito grandes en equilibrio textural con el resto de las fases, criterio esbozado por Bacon (1989) como indicador de la saturación de apatito. Por otra parte, Duchesne *et al.* (1998) establecen la saturación de apatito en rocas shoshoníticas para valores de SiO_2 similares a los de la AMDT.

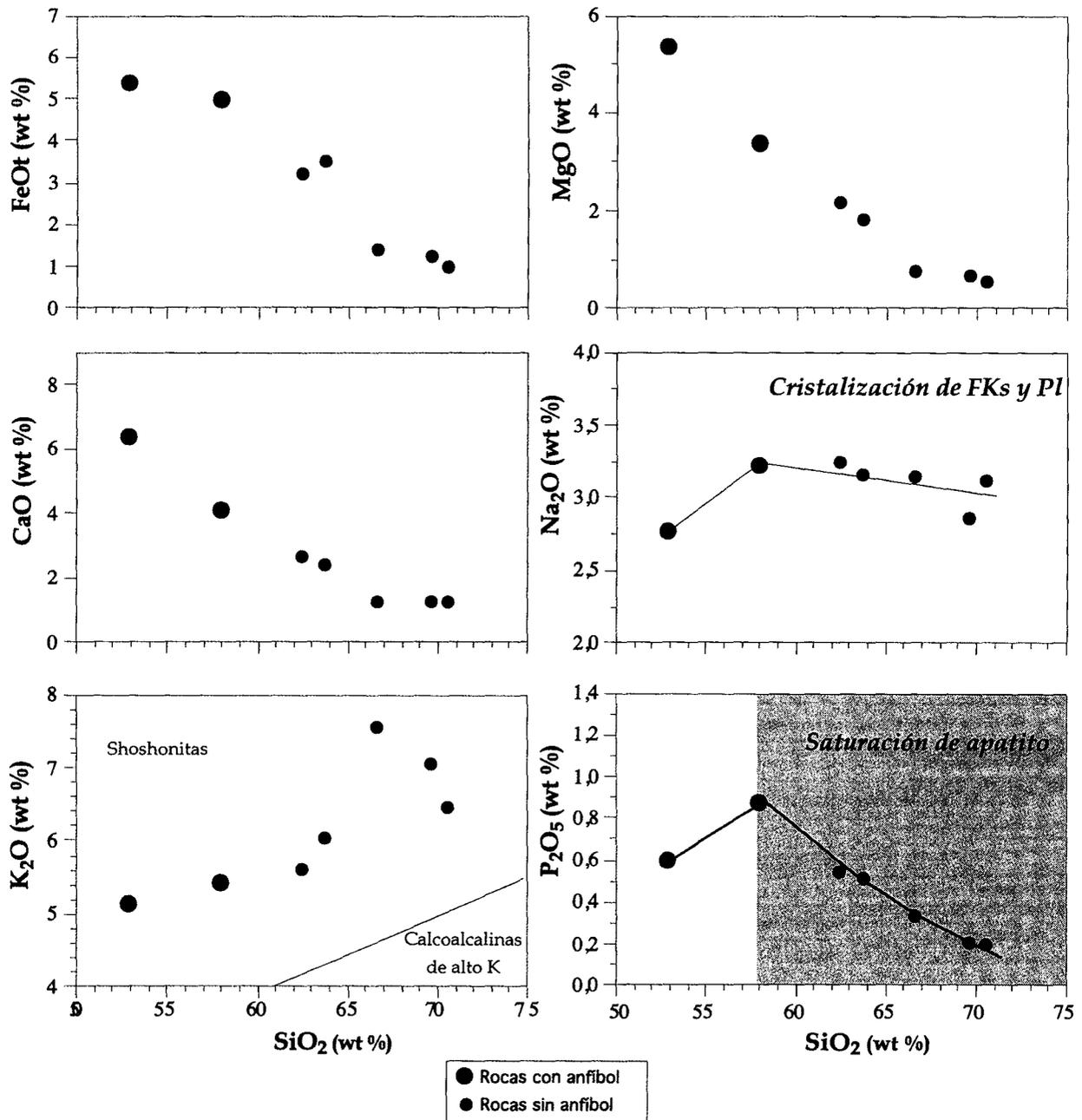


Fig. 3.—Diagramas de variación de elementos mayores vs. SiO₂.

Elementos trazas

Dentro de los elementos compatibles, aparece una buena correlación del Ni y V con la SiO₂ (fig. 6). Los bajos contenidos en Cr y Ni de las rocas menos diferenciadas indican que no se trata

de fundidos primarios, sino ya bastante fraccionados. Kuehner *et al.* (1981) a partir de peridotitas mantélicas proponen líquidos primarios con valores de Cr = 400-500 ppm y Ni = 300-400 ppm, es decir, bastante por encima de los valores de la AMDT.

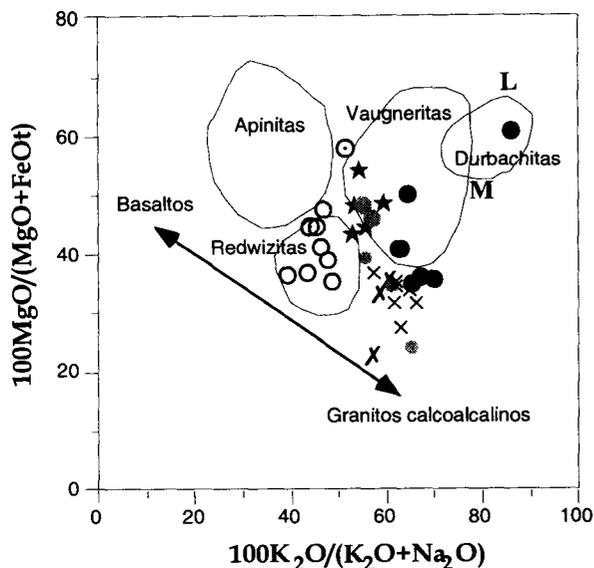


Fig. 4.—Diagrama 100MgO/(MgO+FeOt) vs. 100K₂O/(K₂O + Na₂O) de Sabatier (1991), con la proyección de las rocas del Domo del Tormes y su comparación con rocas afines. Puntos: asociación monzonítica del Domo del Tormes; estrellas negras: vaugneritas del domo del Tormes (López Plaza *et al.*, 1999); estrellas grises: vaugneritas de la zona de Finisterre (Gil Ibarguchi, 1982). L: valor promedio de lamproitas; M: valor promedio de minettes; Sh: valor promedio de shoshonitas. Datos según Sabatier.

Una característica de la AMDT es la escasez de elementos incompatibles, tan sólo el Pb presenta una buena correlación (fig. 6). Otros elementos como el Ta y Rb son también incompatibles pero muestran una correlación pobre.

El cambio de comportamiento incompatible a compatible en los elementos traza es, sin embargo, común en la AMDT. Está marcado por el inicio de la cristalización de fases como circón, esfena, apatito, allanita o feldespato potásico, como es puesto de manifiesto en los diagramas binarios Zr, Nb, Sm, Nd, Y, Sr y Ba vs. SiO₂, con una fuerte inflexión en la pauta de evolución geoquímica (fig. 6).

Diagramas normalizados al condrito

Se pone de manifiesto un fuerte enriquecimiento en Ba, Rb, Th, K, LREE, Tb e Yb, sobre todo en las rocas menos diferenciadas (fig. 7a). También se constata una anomalía negativa en Nb, Ta y Ti que junto con el enriquecimiento en LILE y LREE (La/Yb)_N = 29-61, indican afinidad geoquímica con basaltos de arco-islas. Es patente también una anomalía negativa en Sr indicativa seguramente de la

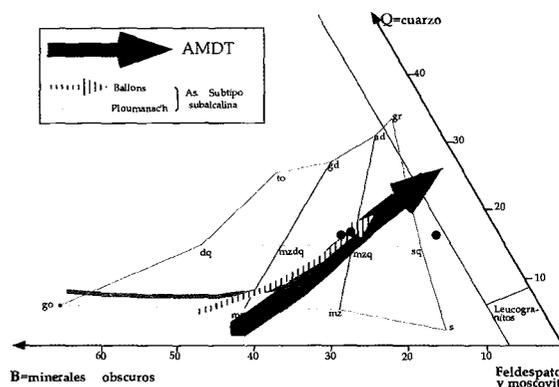


Fig. 5.—Diagrama QBF de Debon y Le Fort (1983), con la tendencia evolutiva de otras asociaciones monzoníticas: Ploumanach (Barrière, 1977), y Ballons (Pagel y Leterrier, 1980). Puntos: muestras de la asociación monzonítica del Domo del Tormes.

fraccionación de plagioclasa en niveles altos al tratarse de rocas bastante evolucionadas y todas ellas con plagioclasa. Sin embargo, la muestra POR 14B, enriquecida en feldespato potásico, presenta una anomalía positiva manifestada además por el Eu (fig. 7b) lo que le confiere un carácter de «acumulado» félsico.

Existe una convexidad hacia arriba en Rb y Th con respecto a Ba y K, excepto la muestra referida de acumulado feldespático. El enriquecimiento en Rb y Th es común en otras rocas afines como vaugneritas y durbachitas, aunque estas últimas están más enriquecidas en Rb que en Th. Otras rocas ricas en K con cierta afinidad como los lamprófidos tipo minette y las clinopiroxenitas de Greenville no experimentan enriquecimiento en ninguno de estos elementos (Corriveau y Gorton, 1993).

En las rocas menos diferenciadas se aprecia una convexidad hacia arriba en LREE y MREE (fig. 7b) debido al control de accesorios como allanita y apatito. Estas fases también son las responsables de la anomalía positiva en Tb e Yb del espectro composicional (fig. 7a). Hay que hacer notar la importancia de la allanita como fase fraccionante de REE que origina un empobrecimiento en el líquido residual y de aquí los espectros de REE contrarios a los de las típicas series toleíticas y calcoalcalinas en las que las rocas menos evolucionadas son las más empobrecidas en REE. Asimismo, el hecho de que la allanita y apatito presenten altos coeficientes de distribución para las REE hace que los espectros estén fuertemente controlados por estas fases haciendo que no se produzca, o sea muy escasa, la anomalía

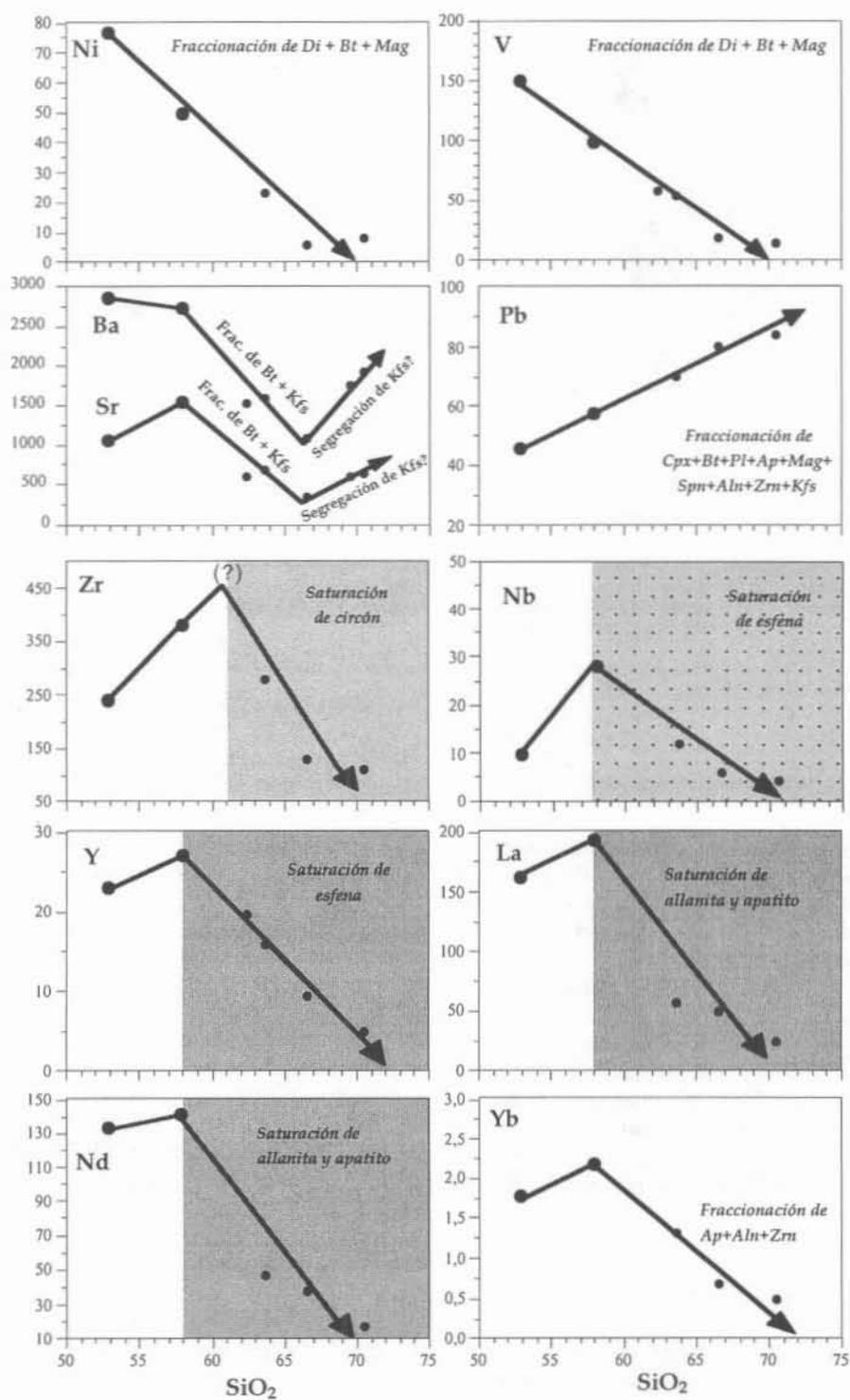


Fig. 6.—Diagramas de variación de elementos trazas vs. SiO_2 . Símbolos iguales a los de la figura 3.

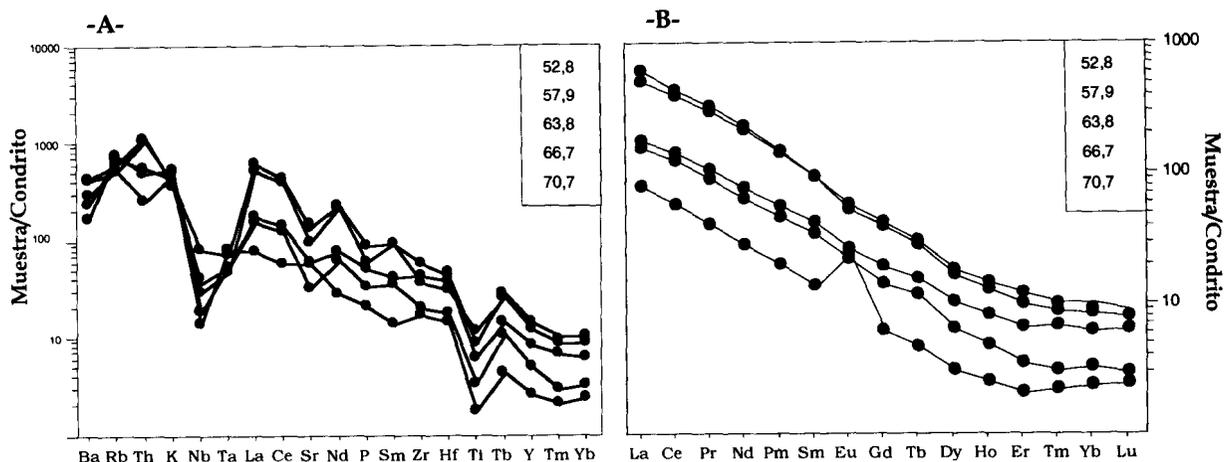


Fig. 7.—Espectros de elementos mayores, trazas y REE normalizados al condrito. a) condrito de Thompson (1982), b) condrito de Nakamura (1974).

negativa de Eu. También se pone de manifiesto un paralelismo de los espectros de REE, lo que sugiere un cogenetismo de todos los materiales estudiados.

Discusión

A continuación se presentan una serie de criterios indicativos de que el proceso de cristalización fraccionada es el dominante en la diferenciación de la AMDT.

Tendencias quebradas en la evolución del líquido

Constatan la saturación de una fase mineral. A partir de ese momento la composición del líquido varía drásticamente. Es, por tanto, un criterio que indica un proceso continuo de cristalización y que hace desestimar un proceso de mezcla de magmas, por ejemplo. En este sentido, ya se ha puesto de manifiesto, reflejado a su vez por el estudio petrográfico, el efecto que produce la cristalización de la allanita, apatito, circón, o la ausencia de clinopiroxeno por haberse alcanzado su sólidos (figs. 4 y 6).

Núcleos corroídos de plagioclasa

El contenido en anortita de los núcleos corroídos de las plagioclasas disminuye con la acidez de la roca (fig. 8). Sus valores máximos indican una correlación que hace improbable un proceso de mezcla de mag-

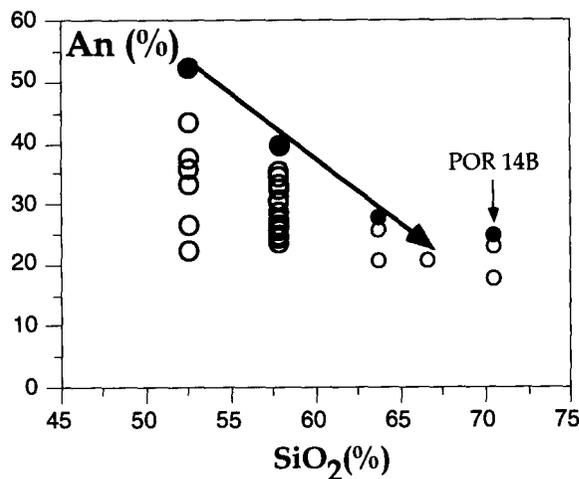


Fig. 8.—Diagrama An (%) en plagioclasa vs. SiO₂ (%) en roca total. Puntos gruesos: núcleos corroídos de plagioclasas de rocas con anfíbol; puntos finos: núcleos corroídos de plagioclasas de rocas con biotita; círculos vacíos: plagioclasas no correspondientes a los núcleos corroídos.

mas, ya que en este caso el contenido en anortita de los núcleos corroídos variaría muy poco o nada. Sin embargo, es coherente un proceso de cristalización fraccionada con acumulación de núcleos de plagioclasa hacia los bordes de la cámara magmática, incorporándose al líquido residual mediante un flujo convectivo, «slumping», etc. Este proceso parece ser continuo, existiendo un paralelismo entre la diferenciación del líquido residual y los núcleos de plagioclasa. En este sentido hay que invocar la presencia de

Tabla 3.—Modelización en varias etapas de la línea de descenso del líquido de la AMDT

Etapas	Minerales acumulados										ΣR^2	F	f
	Cpx	Pl	Bt	Anf	Fks	Spn	Ap	Mag	Aln	Zm*			
1. Mzd- Qmz anf,	18,7	40,5	37,5	—	—	3,3	—	0,3	—	—	1,1	61	61
2. Qmz anf - Qmz porf bt	—	41,4	28,1	14,2	11,7	0,6	3,5	—	0,24	0,04	0,01	60	36
3a. Qmz porf bt -Qmz porf bt± mos	—	36,4	50,8	—	—	—	8,4	3,6	—	0,5	0,6	84	30
3b. Qmz porf bt -Granito porf bt	—	45,7	49,7	—	0,3	—	4,1	0,1	—	—	0,2	71	26

ΣR^2 : suma de residuales al cuadrado. F: fracción de líquido residual. f: fracción de líquido residual con respecto a la etapa 1. * Proporción estimada ajustando el valor del Hf hasta igualar la concentración del magma hijo.

una cámara magmática en profundidad donde se produce la fraccionación. Eventualmente, se produciría el ascenso de pequeños pulsos de magma los cuales arrastran una porción acumulada de cristales de plagioclasa. Estos pulsos con el tiempo serían más diferenciados conforme se va produciendo en profundidad el proceso de fraccionación. Esto explica satisfactoriamente las relaciones espaciales de superficie donde los términos porfídicos aparecen en diques intruyendo en las rocas básicas e intermedias.

Evolución de la composición del líquido por balance de masas

Se ha realizado una modelización por balance de masas de la evolución del líquido durante su enfriamiento teniendo en cuenta el proceso de cristalización fraccionada. Se parte de la roca menos diferenciada de esta asociación, es decir la monzodiorita POR 106. La modelización se ha realizado escalonadamente, teniendo en cuenta las fases que comienzan a saturarse (apatito, allanita, circón) y aquellas que dejan de fraccionarse (fundamentalmente clinopiroxeno). El método de contraste, a falta de acumulados apropiados, será el valor de la suma de los residuales (ΣR^2) obteniéndose valores inferiores a 1,5 que es el límite máximo válido para un proceso de cristalización fraccionada, de acuerdo con Luhr y Carmichael (1980).

En una primera etapa, se considera un líquido inicial de naturaleza monzodiorítica (POR 106) que evoluciona hasta que se alcanza la saturación de la allanita (Etapa 1). El momento de la saturación de la allanita está representado probablemente por la cuarzomonzonita con anfíbol (POR 15) teniendo como fases líquidas fraccionantes clinopiroxeno, plagioclasa, biotita y escasa magnetita (tabla 3). El apatito probablemente se habría saturado con anterioridad a POR 15, pero no es posible constatarlo con las muestras disponibles.

La segunda etapa comienza con la composición del líquido de la cuarzomonzonita con anfíbol POR

15 hasta llegar a un líquido de composición de la cuarzomonzonita porfídica biotítica (POR 14). Las fases líquidas que se fraccionan son: anfíbol (probablemente de la desestabilización de clinopiroxeno), biotita, plagioclasa, apatito, magnetita, esfena, allanita, circón y probablemente feldespato potásico (tabla 3). En este trayecto se habría llegado en algún punto al sólido del clinopiroxeno y anfíbol, ya que POR 14 no presenta estas fases. También, se llegaría a la saturación del circón (aunque POR 15 no lo presenta) ya que en el diagrama Zr vs. SiO₂ la cuarzomonzonita porfídica biotítica (POR 14) se presenta en el «trend» descendente (fig. 6), aparte de ser el circón una fase ya relativamente abundante. Los minerales como la esfena de la primera etapa probablemente no son fases líquidas, ya que el Nb comienza a ser compatible en la segunda etapa, pero se han considerado en la modelización para compensar el déficit en Ti que presenta la biotita y el clinopiroxeno, debido a procesos subsólidos posteriores (tabla 4). Así mismo, en la segunda etapa se ha considerado el anfíbol como fase líquida a pesar de que los datos termométricos y químico-mineralógicos (ver sus bajos contenidos en TiO₂, tabla 4) indican un carácter secundario y reequilibrado de éste, sin embargo, el ajuste es excelente si se considera esta fase mineral. Probablemente se trata de un efecto de compensación composicional, al igual que ocurre al considerar la esfena.

En una tercera etapa, partiendo de la composición de la cuarzomonzonita porfídica biotítica (POR 14) y fraccionando plagioclasa, biotita, apatito, magnetita y circón, es decir sin anfíbol y allanita (tabla 3), se llega a la cuarzomonzonita porfídica biotítica ± moscovita (POR 109) (etapa 3a). La elevada proporción estimada de apatito fraccionado se puede justificar en parte por los procesos hidrotermales de moscovitización y albitización que registra la muestra POR 109, originando una pérdida relativa en Ca y P entre otros elementos; de aquí, la posible sobreestimación en apatito fraccionado.

También, partiendo de la cuarzomonzonita porfídica biotítica y separando plagioclasa, biotita, fel-

Tabla 4.—Composición química de distintas fases minerales representativas de la asociación monzonítica utilizadas en la modelización por balance de masas

Etapa 1						Etapa 2							
	Cpx	Bt	Spn	Pl	Mag		Amp	Bt	Pl	Spn	Ap	Aln	Kf
SiO ₂	53,86	37,71	30,44	54,54	0,27	SiO ₂	48,30	36,80	59,10	30,44	0,00	42,66	61,72
TiO ₂	0,17	1,70	39,66	0,00	0,00	TiO ₂	0,81	2,87	0,00	39,66	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,64	14,43	0,00	28,61	0,21	Al ₂ O ₃	6,60	14,57	25,57	0,00	0,00	13,56	19,55
Fe ₂ O ₃	n.d.	3,40	0,00	n.d.	68,85	Fe ₂ O ₃	n.d.	2,45	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	0,00
FeO	3,38	11,37	0,14	0,20	30,78	FeO	13,93	15,05	0,01	0,14	0,21	9,09	0,00
MnO	0,13	0,16	0,05	0,00	0,00	MnO	0,39	0,25	0,00	0,05	1,52	0,00	0,00
MgO	16,23	15,79	0,00	0,00	0,00	MgO	13,13	12,69	0,02	0,00	0,54	0,67	0,00
CaO	25,18	0,03	27,20	10,72	0,00	CaO	12,05	0,05	7,23	27,20	52,40	9,87	0,00
Na ₂ O	0,25	0,15	0,37	5,45	0,00	Na ₂ O	0,84	0,12	7,25	0,37	0,00	0,56	1,25
K ₂ O	0,00	9,55	0,00	0,12	0,00	K ₂ O	0,60	9,50	0,12	0,00	0,00	0,00	13,18
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	40,98	0,12	n.d.

Etapa 3a					Etapa 3b					
	Bt	Pl	Ap	Mag		Bt	Pl	Ap	Kf	Mag
SiO ₂	36,30	61,73	0,00	0,27		37,47	61,73	0,00	64,97	0,27
TiO ₂	3,28	0,00	0,00	0,00		3,39	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	14,54	23,33	0,00	0,21		16,73	23,33	0,00	18,27	0,21
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	68,85		0,00	n.d.	n.d.	n.d.	68,85
FeO	22,33	0,04	0,21	30,78		16,81	0,04	0,21	0,00	30,78
MnO	0,27	0,00	1,52	0,00		0,40	0,00	1,52	0,02	0,00
MgO	10,00	0,00	0,54	0,00		10,04	0,00	0,54	0,00	0,00
CaO	0,15	5,58	52,40	0,00		0,04	5,58	52,40	0,02	0,00
Na ₂ O	0,20	8,75	0,00	0,00		0,04	8,75	0,00	1,18	0,00
K ₂ O	9,26	0,21	0,00	0,00		9,88	0,21	0,00	15,02	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	40,98	0,00		0,00	0,00	40,98	0,00	0,00

despato potásico, apatito y magnetita, es posible llegar al granito perortósico POR 14B (etapa 3b) (tabla 3). En esta roca algunos elementos trazas como el Ba, Sr y Eu (figs. 6 y 7b) sugieren acumulación de feldespato potásico. De acuerdo con su modo de yacer en «layers» decimétricos esta roca puede representar un acumulado rico en feldespato potásico y cuarzo del que se han segregado la fracción hidratada del magma que emigra hacia las zonas de mayor gradiente de deformación. Los iones Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, así como el P emigrarían hacia la fracción de menor viscosidad (Barrière, 1981). La textura de esta roca con megacrístales de Fks xenomorfos y entrelazados sugiere un desarrollo de adcumulus, cuyo escaso líquido intersticial (mayoritariamente biotita) registra una cierta diferenciación, de aquí los contenidos inferiores en Ba y V de la biotita con respecto a los de POR 14 (tabla 5). El contenido de Ba y V en biotita como marcadores de la evolución del líquido residual nos indica el momento de la formación de este acumulado siendo claramente posterior a POR 14 pero anterior a POR 109 (tabla 5).

Como se evidencia en la tabla 3 en todas las etapas se obtiene una suma de los residuales inferior a

Tabla 5.—Marcadores evolutivos según algunos elementos de la biotita en las cuarzomonzonitas porfídicas y diferenciado perortósico determinados a partir de concentrados minerales. Se considera el contenido en SiO₂ de roca total con fines comparativos (ver explicación en el texto)

Muestra	SiO ₂ RT (%)	Ba _{Bt} (ppm)	V _{Bt} (ppm)
POR 14	63,85	512	245
POR 14B	70,68	420	200
POR 109	66,75	200	140

1,5, verificándose, por tanto, el proceso de cristalización fraccionada a partir de los elementos mayores y considerando las distintas etapas de cristalización.

Fraccionación Rayleigh

Se ha modelizado la concentración de elementos traza del magma hijo en las etapas consideradas anteriormente. Se ha supuesto una fraccionación tipo Rayleigh para cada fase mineral que se fraccio-

Tabla 6.—Líquido real y calculado a partir de un modelo de cristalización fraccionada tipo Rayleigh. Sólo se indica el valor más ajustado al valor real

Elemento	Etapa 1		Etapa 2		Etapa 3a		Etapa 3b	
	POR106-POR 15		POR15-POR 14		POR14-POR 109		POR14-POR 14B	
	Real	Calculado	Real	Calculado	Real	Calculado	Real	Calculado
La	195	215,5	57,13	67	50,18	51,4	25	25
Ce	369,5	405,6	119,4	133	106,8	101,37	49	55,4
Sm	18,52	20	8,24	9,0	6,79	7,01	2,75	3,26
Eu	4,4	4,44	2	2,21	1,66	1,76	1,84	1,7
Dy	6,11	5,36	3,4	2,3	2,12	1,68	1,03	1,8
Yb	2,21	2,09	1,32	1,35	0,689	0,65	0,5	0,66
Lu	0,3	0,33	0,21	0,24	0,097	0,11	0,08	0,10
Rb	175	158,33	232,7	201	254	192	180	197
Sr	1596	1242	697	870	366	477	670	711
Ba	2776	1893-2880**	1623	1711	1111	1166	1957	1982*
V	102	93	55,4	65	19,9	26,1	15,8	10
Cr	116	118	127	78	11,7	24,7	12	21
Y	27,5	27,6	16,1	21	9,45	9,55	5,1	9,7
Nb	28,1	13,46	12,43	14,75	6,19	8,39	4,59	6,23
Hf	8,36	7,96	7,25	7,25 [^]	3,3	3,3 [^]	2,76	2,76 [^]
Ta	1,38	0,88	1,02	1,6	1,04	1,07	1,57	1,2
Th	42,9	58,7	22,4	33,1	19,8	21,1	10,5	17,9

* Contenido calculado teniendo en cuenta los coeficientes de reparto obtenidos a partir de la química mineral (López Moro, 2000).

** Ajuste teniendo en cuenta el feldespato potásico como fase acumulada. [^] Composición de Hf ajustada a la composición real.

Tabla 7.—Coeficientes de reparto utilizados en el modelo de fraccionación Rayleigh. Tomados de las recopilaciones de Rollinson (1993), López Ruiz y Cebriá (1990) y alguno de los valores de Ba_{Bt} de López Moro (2000).

Elementos	Aln	Ap	Pl	Bt	Cpx	Hb	Fk	Spn	Zrn	Mgt
La	820	14,5	0,38	0,32; 3,18	0,047	0,5; 0,86	0,08; 0,13	2	16,5; 16,9	0,05; 0,5
Ce	635	16,6; 21,1; 34,7	0,2; 0,4	0,04; 0,3; 2,8	0,25; 0,51	0,19; 0,34; 0,89	0,037; 0,11	53,3	16,75	0,2; 0,05
Sm	205	20,7; 62,8	0,06; 0,25	0,06; 0,26; 2,12	0,9; 1,67	0,34; 1,2; 3	0,025	10	14,4	0,05
Eu	81; 111	9,6; 14,5; 21,1	1,2; 2	0,14; 0,86	0,9; 1,56	3,44	1,13; 4,45	6,3	3,4	0,05
Dy	136	50	0,08	1,72	0,77	6,2	0,055	-	101	-
Yb	30,8	23,9	0,077	1,3	0,6	4,89	0,03	-	527	0,25
Lu	7,7; 33	13,8; 20,2	0,039	0,185; 1,6	0,665	0,43	0,033	6	641	0,05
Rb	-	0,01	0,01; 0,1	2,2; 3,1; 3,6	0,05	0,05	0,3; 0,65	-	-	0,01
Sr	-	2	1,45; 1,6; 3,87; 7,6	0,12; 0,36	0,03; 0,2	0,02; 0,8	3,87; 5	0,06	-	0,01
Ba	-	0,01; 0,1	0,01; 0,21	0,47; 5,36	0,001; 0,13	8	4,3; 5,9; 6,12	-	-	0,01
V	-	0,01	0,01	2,6; 7,0; 12,7	4	5; 6,3; 32	0,01	-	-	8; 30; 45
Cr	380	-	0,01; 0,2	2,6; 8,3; 11	1,02; 30	1,02; 1,3; 30	-	-	189,5	2; 10; 100
Y	-	40	0,1; 0,13	1,2; 2	1,5; 3,1	2,5; 6	0,1	-	-	0,2; 2
Nb	-	0,1	0,025; 0,06	6,4	0,3	1,3; 4	-	6,3	-	-
Hf	18,9	0,73	0,01; 0,148	0,7; 2,1	0,01	0,01; 1,5	0,01	4,65	977	0,01
Ta	3,1	-	0,035	1,3	0,26	0,5	0,01	16,5	47,5	-
Th	168; 484	1,3; 5	0,01; 0,048	0,99; 1,2	0,02; 0,13	0,01; 0,22	0,01; 0,023	-	76,8	0,01

na (tabla 6). Los coeficientes de reparto utilizados quedan reflejados en la tabla 7.

Los resultados obtenidos se ajustan bastante bien al valor real para la mayoría de los elementos, existiendo un mayor grado de desajuste en Ba, Rb y Th. Esto es indicativo de una interacción con una fase fluida en

estadios subsolidus y/o procesos de contaminación como revela el estudio petrográfico en las muestras de la zona de Vitigudino. En efecto, en la etapa de mayores desajustes (etapa 1) existen en la roca microfisuras con feldespato potásico y carbonatos. En este sentido, si se considera el feldespato potásico como fase frac-

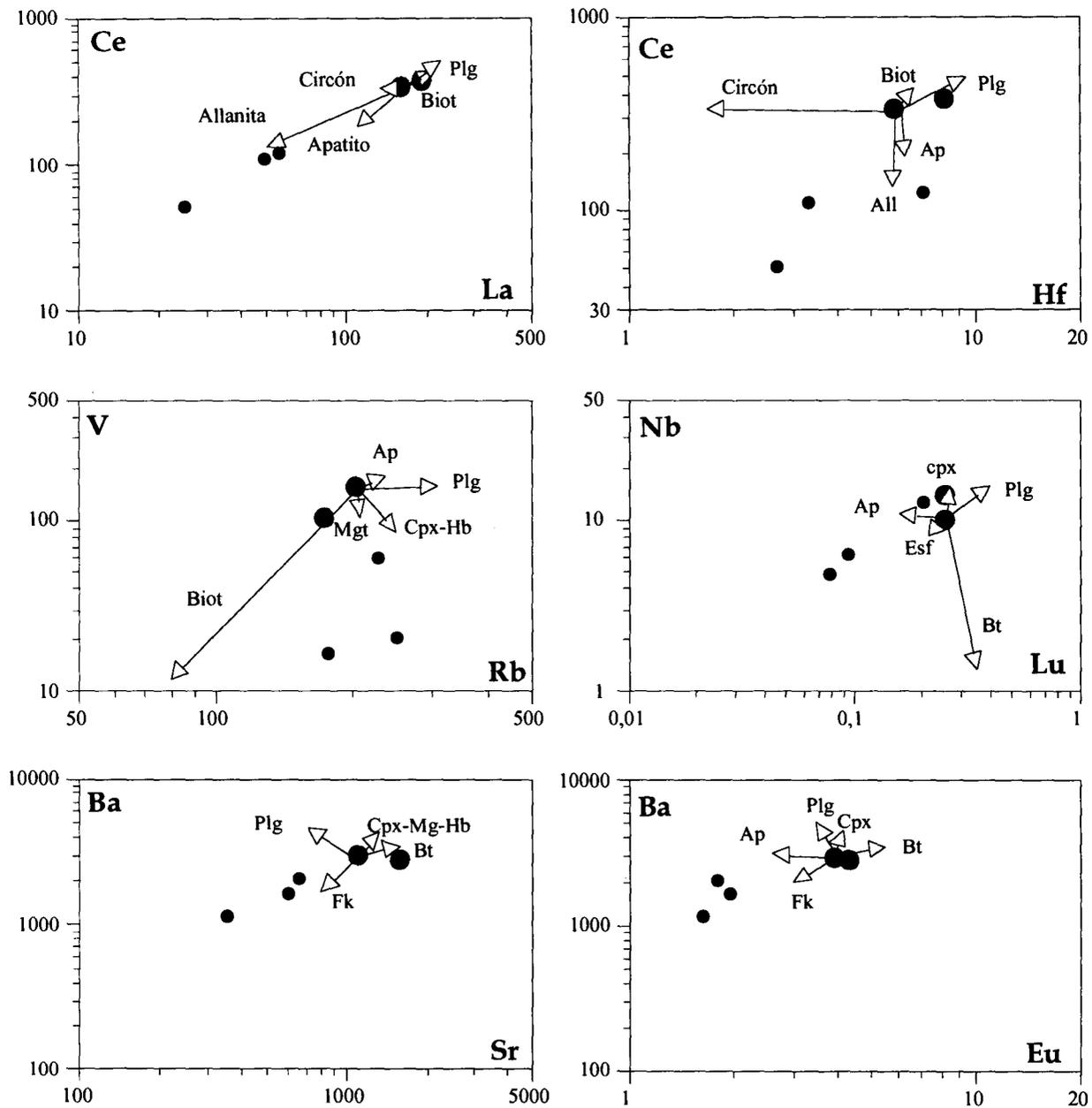


Fig. 9.—Diagramas bilogarítmicos para distintos elementos significativos. Se ha considerado la monzodiorita POR 106 como magma inicial.

cionante en esta etapa se obtiene un mejor ajuste en la modelización por balance de masas ($\sum R^2 = 0,4$, no consignado) y además en el Ba (tabla 6). Sin embargo este supuesto no es verosímil ya que a las temperaturas líquidas de esta etapa (próximas a 1.000 °C) el feldspato potásico todavía no sería una fase líquidas (López Moro, 2000) por lo que el desajuste original ha de ser debido a procesos de contaminación subsólidos.

Diagramas bilogarítmicos

Los diagramas bilogarítmicos (fig. 9) reflejan el proceso de cristalización fraccionada y confirman que la evolución del líquido residual se explica satisfactoriamente teniendo en cuenta las fases minerales fraccionantes consideradas en las modelizaciones. Así, el diagrama Ce-La pone de mani-

fiesto una evolución por fraccionación de biotita y plagioclasa desde la monzodiorita hasta la cuarzo-monzonita con anfíbol. En este punto se produce la saturación de allanita y apatito, que explican la evolución del líquido residual. El granito perortósico presenta una composición anómala por el extraordinario enriquecimiento en Fks y no debe reflejar la composición de un líquido. También, el diagrama Ce-Hf pone de manifiesto la misma evolución, excepto para las cuarzomonzonitas porfídicas, ya que alcanzada la saturación del circón, se originan fuertes variaciones en Hf en el líquido residual. Los diagramas V-Rb y Nb-Lu sugieren una fuerte dependencia de la plagioclasa, biotita, clinopiroxeno, magnetita y esfena en la evolución. Así mismo, los diagramas Ba-Sr y Ba-Eu reflejan un importante papel de la plagioclasa, biotita, apatito y feldespató potásico en la composición del líquido residual, con un comportamiento en Sr y Eu inicialmente incompatible, y con posterioridad compatible. Este cambio de comportamiento se origina por la ausencia de clinopiroxeno y anfíbol, y además, por la participación más activa del feldespató potásico como fase fraccionante.

Todos estos argumentos apoyan, pues, un proceso de cristalización fraccionada para explicar la evolución del líquido.

Conclusiones

1) Dentro del amplio abanico de grupos litológicos presentes en el Domo del Tormes existe un conjunto denominado asociación monzonítica, volumétricamente poco relevante, desde monzodioritas a granitos monzoníticos, que está enriquecido en feldespató potásico, apatito y allanita. 2) Todas ellas son ricas en elementos de bajo potencial iónico y tierras raras ligeras. Su quimismo es afín a rocas shoshoníticas y vaugneritas. 3) Comparativamente con otras asociaciones monzoníticas, su evolución es similar a la serie de Ballons del Macizo Central francés. 4) Incluso los términos menos diferenciados están bastante fraccionados y la mayoría de elementos traza presentan un comportamiento compatible. 5) La evolución química de los núcleos corroídos de la plagioclasa, así como las modelizaciones por balance de masas y fraccionación Rayleigh indican que el proceso dominante de diferenciación es el de cristalización fraccionada. 6) Considerando este proceso, se establece la línea de descenso del líquido partiendo de un fundido de composición monzodiorítica, el cual llega a cuarzomonzonitas porfídico-biotíticas y excepcionalmente a granitos porfídicos monzoníticos. De este modo, se propone un nexo genético entre el magma granítico y el

magma de naturaleza intermedia como ya ha sido puesto de manifiesto para materiales afines pero de distinta edad y ambiente geotectónico (Duchesne *et al.*, 1998). 7) La evolución del contenido de anortita de los núcleos corroídos de plagioclasa y la verosimilitud de las modelizaciones sugieren la presencia de una cámara magmática en profundidad en la que se produciría la fraccionación. Las condiciones reinantes en dicha cámara magmática fueron de gran agitación del magma, puesto de manifiesto por la presencia de texturas de fuerte desequilibrio como son los núcleos corroídos de plagioclasa y los abundantes zonados oscilatorios de los megacristales de feldespató alcalino. Los sucesivos pulsos de magmas fueron cada vez más diferenciados como sugieren las relaciones espaciales, y la evolución de los núcleos de plagioclasa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y sugerencias del revisor Dr. Carlos Villaseca.

Referencias

- Bacon, C.R. (1989). Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1055-1066.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) subalkaline granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77: 214-224.
- Bellido, F., Klein, E., Vergara, A. y Villar, P. (1992). Estudio petrológico de enclaves máficos en granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. *Cuaderno Lab. Xeol. Laxe*, 17: 263-278.
- Corriveau, L. Gorton, M. P. (1993). Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petro.*, 113: 262-279.
- Debon, F y Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73: 135-149.
- Dias, G. y Leterrier, J. (1994). The genesis of felsic-mafic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32: 207-223.
- Duchesne, J. C., Berza, T., Liégeois, J. P. y Vander Auwera, J. (1998). Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos*, 45: 281-303.
- Escuder, J., Arenas, R. y Martínez Catalán, J. R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 117-138.

- Gil Ibaruchi, J. I. (1982). *Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (NO de España)*. Corpus Geologicum Gallaciae, Segunda Serie, Academia de Ciencias Gallega, Laboratorio Geológico de Laxe, Fundación «Pedro Barrie de la Maza», 215 págs.
- Kuehner, S. M., Edgar, A. D. y Arima, M. (1981). Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Amer Mineral.*: 66, 663-677.
- Lameyre, J. (1980). Les magmas granitiques, leurs comportements, leur associations et leurs sources. *Livre Jubilaire Soc. Geol. France, Mem. hors série*, 10: 51-62.
- Lameyre, J. y Bowden, P. (1982). Plutonic rock types series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.
- Loomis, T. P. (1982). Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 219-229.
- López Moro, F. J. (2000). *Las rocas plutónicas calcoalcalinas y shoshoníticas del domo varisco del Tormes (centro-oeste español)*. Estudio mineralógico, geoquímico y petrogenético. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 441 págs.
- López Moro, F. J., López Plaza, M. y Martín Pozas, J. M. (1998). Characterization and origin of alkali feldspar from plutonic rocks from the variscan Anatectic tormes dome (West-central Spain). *Eur. J. Mineral.*, 10, 535-550.
- López Plaza, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 333 págs.
- López Plaza, M., López Moro, F. J., Gonzalo Corral, J. C. y Carnicero, A. (1999). Asociaciones de rocas básicas e intermedias de afinidad calcoalcalina y shoshonítica y granitoides relacionados en el Domo Hercínico del Tormes (Salamanca y Zamora). *Bol. Soc. Esp. Mineral*, 22: 211-234.
- López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Rueda. Madrid, 168 págs.
- Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E. (1980). The Colima volcanic complex, Mexico, 1. Post-caldera andesites from Volcano Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 343-372.
- Martínez, F. J. (1974). *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 286 págs.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 757-775.
- Pagel, M. y Leterrier, J. (1980). The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France). Shoshonitic affinity. *Lithos*, 13: 1-10.
- Peccherillo, A. y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. John Wiley & Sons Inc., Nueva York, 352 págs.
- Sabatier, H. (1991). Vaugnerites, special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. In: *Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier y B. Barbarin, edit.) Elsevier, Amsterdam, 13: 63-81.
- Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18: 26-30.
- Suárez, O., Gallastegui, G., Cuesta, A. y Corretgé, L.G. (1998). Filiación geoquímica mantélica de las rocas ígneas de Salas-Belmonte: Implicaciones petrogenéticas (Zona Cantábrica, Macizo Ibérico). *Trab. Geol.*, 21: 363-376.
- Thompson, R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18: 49-107.

Recibido el 2 de agosto de 2001.
Aceptado el 30 de octubre de 2001.