

## CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE LOS LEUCOGRANITOS DE LUMBRALES: INFLUENCIA DE LA DEFORMACION EN EL MODELO MAGMATICO. DEFINICION DE DOS TENDENCIAS E IMPLICACION EN LOS PROCESOS PETROGENETICOS

A. I. García Luis \*

### RESUMEN

Los efectos compresivos sobre rocas graníticas de la región de Lumbrales (O Salamanca) relacionados con fases de deformación sin-tardimagmáticas, caracterizan a aquéllas, química y mineralógicamente, con una tendencia que si no se tienen en cuenta ciertos elementos traza —Th, Ce, La, Zr...—, por lo general los más inertes en este tipo de magmas, coincide, en parte, con la ocasionada por procesos normales de diferenciación magmática.

Utilizando las fases minerales que producen tal caracterización y los procesos petrogenéticos de ámbito regional, es posible explicar los altos contenidos en K<sub>2</sub>O y Rb de estos granitoides y la presencia de una facies muy rica en minerales accesorios, concretamente el grupo II de Oen I. Soen (1970) en este sector de la Cadena Hercínica Ibérica.

**Palabras clave:** *Granitoides, geoquímica, elementos traza, coeficiente de partición, mineralogía, cizallamiento dúctil.*

### ABSTRACT

The compressive effects related to syn- late-magmatic deformation phases on granitic rocks from Lumbrales (W Salamanca) characterize chemically and mineralogically these rocks with a tendency that if some trace elements —Th, Ce, La, Zr...— generally the most inert in these magma types, are not accounted for, coincides with that normal during magmatic differentiation processes.

Considering the mineral phases that produce such characterization, along with the regional petrogenetic features it is possible to explain the high K<sub>2</sub>O and Rb content in these granitoids, and the presence of a subfacies very rich in accessory minerals, specifically the group II of Oen I. Soen (1970) in this sector of the Iberian Hercynian foldbelt.

**Key words:** *Granite, geochemistry, trace elements, partition coefficients, mineralogy, ductile shears.*

### Introducción

La solubilidad en magmas graníticos de ciertos minerales accesorios, en especial circón y monacita, muy importantes por sus altos coeficientes de partición para un determinado grupo de elementos traza (Th, U y REE), depende fundamentalmente de la relación  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ , siendo, por el contrario, limitada la influencia de la temperatura, contenido en SiO<sub>2</sub> y relación Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O del fundido. Así, estas fases minerales en magmas graníticos peraluminicos, de composición próxima al eutéctico, son principalmente residuales, y solamente cuando los con-

tenidos químicos de sus elementos constituyentes son mínimos, o en los términos magmáticos más evolucionados, siguen las leyes de la cristalización fraccionada (Watson, 1979; Watson y Harrison, 1983, y Montel, 1985, 1986).

Por otra parte, estudios geoquímicos anteriores de los granitoides del sector centro-occidental del Macizo Hespérico han puesto de manifiesto, en los dos grupos existentes —granitos de feldespato calcoalcalino y leucogranitos peraluminicos—, los altos contenidos en K, Rb y Li, y los bajos valores en la relación K/Rb, que presentan estas rocas. En general, estas anomalías han sido atribuidas, para los granitoides

\* Area de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

des más calcoalcalinos, al carácter original del fundido anatóctico, consecuencia de la fusión parcial de una litología de tipo anfibólico rica en biotita, dejando un residuo rico en hornblenda y plagioclasa (Bea, 1976), y, en el caso de los leucogranitos peraluminicos, a procesos metasomáticos durante su formación, inducidos por los magmas anteriores infrayacentes (Bea y Ugidos, 1976).

En el presente trabajo se estudia la relación entre este grupo de elementos y los que constituyen el cirón y monacita, y se sugiere un mecanismo de acumulación de biotita en los leucogranitos sincinemáticos (en general, muy desferrificada) que permite explicar las anomalías geoquímicas observadas y la posibilidad de diferenciar, mediante el contenido en Th, Ce, La y Zr, el origen, relación y asimilación de estas rocas, cuando muestran fábrica isótropa, con los dos grupos antes mencionados.

### Geología regional

El área elegida para este trabajo está situada en la parte más occidental de la provincia de Salamanca, ocupa fundamentalmente el término municipal de Lumbrerales y se extiende desde la frontera con Portugal hasta las inmediaciones del pueblo de Vitigudino (fig. 1).

El basamento paleozoico de esta región se caracteriza por dos niveles metamórfico-estructurales (Carnicero, 1980; López Plaza, 1982, y López Plaza y Carnicero, 1987), separados por el importante accidente tectónico de la cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo (JP en la fig. 1) (Iglesias y Ribeiro, 1981).

El área de menor grado metamórfico, o nivel superior, se localiza al S de dicho accidente, y en ella afloran metasedimentos del Complejo esquisto-grauvaquico (CEG) —filitas, rocas calcosilicatadas, anfíbolitas, cuarzo-filitas, cuarcitas, arenisca y conglomerados—, cuarcitas y esquistos del Ordovícico-Silúrico, y granitoides tardíos de feldespato calcoalcalino. El metamorfismo regional en esta zona es de bajo grado (Winkler, 1978) y las asociaciones minerales características están formadas esencialmente por cuarzo, clorita, moscovita, biotita, granate, actinolita-tremolita y hornblenda.

El nivel metamórfico-estructural inferior, situado al N de la cizalla de JP, está compuesto esencialmente por migmatitas y leucogranitos peraluminicos, autóctonos o subautóctonos, de dos micas, grano fino a medio ocasionalmente porfídicos. El metamorfismo regional en este nivel, de grado medio-alto y presiones intermedias, determinado por la isograda sillimanita-FK, ha ocasionado el comienzo de la fusión parcial de los metasedimentos a unos 650° C y 3,5 kb

coincidiendo, en términos generales, con la aparición de cordierita-FK en el leucosome migmatítico (Carnicero, *op. cit.*).

No obstante, variaciones importantes en la presión, especialmente durante la segunda y tercera fase de deformación hercínica, y fenómenos tardíos de metamorfismo térmico, transforman y superponen a éstas, otras asociaciones mineralógicas.

En conjunto, estas rocas fueron deformadas durante la Orogenia Hercínica por tres fases principales de plegamiento con importantes cizallamientos asociados, y por una fase tardihercínica de fracturación. La primera, visible en la epi-mesozona metamórfica, produjo grandes pliegues de dirección NO-SE a N-S desarrollando verdadera esquistosidad de flujo. La segunda, característica del nivel estructural inferior, está definida por la foliación subhorizontal de los leucogranitos sincinemáticos. La tercera, que es subvertical de dirección predominante E-W, se manifiesta por igual en todo el basamento (fig. 1).

Durante estas tres fases se producen cizallamientos dúctiles, más importantes en el nivel estructural inferior —subhorizontales durante la segunda fase y de fuerte buzamiento en el curso de la tercera— que, en algunos casos, como la cizalla de JP, son pre, sin y postfase II hercínica (Iglesias y Ribeiro, *op. cit.*).

Esta falla senestra, de fuerte componente normal, dirección N75E y buzamiento 70° S, aparte de poner en contacto dos niveles metamórfico-estructurales distintos, ha paralelizado todas las estructuras previas a ella, dando lugar a un intenso aplastamiento, desarrollo de planos C, pliegues irregulares en los esquistos, bandeado milonítico en los leucogranitos y fragmentación y recristalización muy importante de la cuarcita ordovícica.

Al final de la tercera fase intruyen los granitos porfídicos de grano grueso y dos micas —284 ± 8 Ma (García Garzón y Locutura, 1981)— que, como consecuencia de la diferenciación magmática centrípeta, evolucionan hacia el centro del plutón a leucogranitos de grano grueso, ricos en cuarzo, albita-oligoclasa y moscovita. Además, sobre esta facies, apicalmente y en forma de retazos, a veces englobados, se encuentran subfacies más alcalinas de grano fino a medio que contienen abundantes silicatos aluminicos y cordierita (fig. 1).

Finalmente, la etapa de fracturación tardihercínica produjo desgarres de dirección N50-70E y N20-30E, que llevan asociados planos de fractura espaciados y regulares, grietas de tensión, en su mayoría rellenas de cuarzo blanco y brechoide, y pliegues irregulares de fuerte buzamiento. Muchos de estos desgarres han rejugado en sentido inverso y, especialmente como fallas normales, y por encajamiento de la red fluvial han dado lugar a la fosa terciaria de Ciudad Rodrigo (García Luis, en preparación).

Recubriendo estos materiales se encuentran sedimentos detríticos continentales, en su mayoría distintos tipos de areniscas y conglomerados, pertenecientes a la fosa terciaria de Ciudad Rodrigo y depósitos recientes (fig. 1).

### Leucogranitos de Lumbrales. Petrografía y geoquímica. Definición de un nuevo tipo de facies

Los leucogranitos pre-sinfase II de Lumbrales — $300 \pm 8$  Ma (García Garzón y Locutura, *op. cit.*)— corresponden al granito tipo del grupo III o «Leucogranitos peralumínicos», establecido en las Conclusiones de la Mesa Redonda-Coloquio sobre «Tipología de los granitoides del Macico Hespérico» (1987). Genéticamente están relacionados con el metamorfismo regional y son muy inhomogéneos por sus abundantes intercalaciones migmatíticas, diferenciaciones pegmoaplíticas y variaciones en el tamaño de grano y contenido en micas. Destacan cinco subfacies principales (fig. 1):

- Complejo laminar pegmoaplítico de la Serie del Alamo (S-A).
- Migmatitas y granito nebulítico (L-E).
- Granito milonítico residual, de dos micas, grano fino a medio con abundantes minerales accesorios (L-J).
- Leucogranito de dos micas grano fino a medio (L-G).
- Leucogranito de dos micas, grano medio, con megacrístales de microclina (L-C).

### Complejo laminar pegmoaplítico de la Serie del Alamo<sup>1</sup>

Definido por García de Figuerola *et al.* (1975, 1983), ha sido estudiado en esta región por Carnicero (*op. cit.*). Son diques intruidos en los esquistos, por lo general según la esquistosidad dominante, y deformados por la segunda y/o tercera fase hercínica local.

Estos diques forman el frente magmático de todo el complejo anatético y, a grandes rasgos, se distingue una zonación composicional que varía con la distancia a las rocas ígneas: en lo más alejado, las silexitas son las rocas más comunes; más próximas al plutón, aparecen diferenciaciones pegmatoides constituidas por grandes cristales de FK, cuarzo, y en menor cantidad, albita y moscovita. Luego, leucogranitos ricos en cuarzo, albita, FK y moscovita, y en menor medida, turmalina —ocasionalmente muy abundante formando agregados policristalinos que recuerdan cavidades mirolíticas—, granate, apatito, andalucita, circón (monacita) y casiterita; y, finalmente, las migmatitas y granitos inhomogéneos de dos micas.

### Migmatitas y granito nebulítico (L-E)

Aparecen en forma de retazos, sobre o incluidos en los leucogranitos, y suelen presentar «stromatic, folded y nebulitic» como estructuras más frecuentes (Mehnert, 1968).

Mineralógicamente el paleosome está formado por: cuarzo, biotita (hornblenda y actinolita-tremolita), sillimanita, oligoclasa, cordierita y microclina; mientras que el neosome lo constituye: cuarzo, albita, microclina y cordierita. Los accesorios más comunes son: moscovita, circón (monacita), apatito, turmalina, epidoto, titanita y opacos.

(1) En página 065, hoja 003 «Esta información no se representa en los diagramas geoquímicos por su bajo número de muestras.»

### Granito milonítico residual, de dos micas, grano fino a medio con abundantes minerales accesorios (L-J)

Es una subfacies no descrita anteriormente en esta zona (Carnicero, *op. cit.*) que corresponde, en realidad, al término extremo de una tendencia química-mineralógica de la facies común (L-G). Localizada en zonas de intensa actividad tectónica sintardimagmática, (figs. 1 y 2) está caracterizada fundamentalmente por presentar estructura bandeada, definida por planos C y acumulación en ellos de biotita más o menos desferrificada; porcentajes en matriz entre una protomilonita y una milonita; y menores cantidades de cuarzo y albita, y mayores en FK, biotita, moscovita y, especialmente en minerales accesorios de tipo residual —circón, monacita, torita? y parte de apatito— que la facies común (L-G) (fig. 3).

### Leucogranito de dos micas grano fino a medio (L-G)

Es la facies más abundante y variable en el tamaño de grano, contenido en biotita y porcentaje en enclaves sobremicáceos.

Debido a la segunda y tercera fase hercínica, y cizallamientos dúctiles asociados, su fábrica es planar subhorizontal, a veces bandeada milonítica, en los niveles superiores; y, masiva, de mayor tamaño de grano y ocasionalmente porfídica, en dominios más profundos.

### Leucogranito de dos micas, grano medio, con megacrístales de microclina (L-C)

También denominado removilizados anatéticos y/o granitos microporfídicos (Martínez Fernández, 1974). Es una facies homogénea, de grano medio a grueso, que intruye en el complejo anatético. Ocasionalmente desarrolla megacrístales poiquiloblásticos de microclina que le dan un aspecto porfídico. Por su caracterización geoquímica se diferencian dos subfacies: la situada al N (L-C<sub>1</sub>), afín con el granito residual (L-J), y la que está próxima al contacto SO (L-C<sub>2</sub>), de tendencia y evolución análoga, por cristalización fraccionada, a la facies común (fig. 1).

### Características petrográficas

La textura y forma de los minerales constituyentes varía desde porfídica subidiomórfica como en el caso del FK de algunas subfacies biotíticas y de las de mayor tamaño de grano (L-C), hasta bandeada milonita en las zonas más deformadas. No obstante, el hábito más frecuente es el de hipidio-alotriomórfica inequigranular con porcentajes en matriz menores o equivalentes al de una protomilonita.

Los minerales esenciales que constituyen estas subfacies y sus principales características son:

Cuarzo (Q). Alotriomórfico, globuloso e intersticial, varía desde presentar extinción ondulante hasta su total recrystalización y plagiogonización en la subfacies milonítica.

Feldespatos potásico (FK). Es microclina y se diferencian dos tipos principales: una, subcataclástica, de grano fino a medio, formando parte de la matriz milonítica; y la otra, hipidiomórfica, de hasta dos centímetros de lado, con bordes poiquiloblásticos y lobulados que reemplazan a las plagioclasas, mayoritaria en la subfacies de grano medio (L-C).

Plagioclasa (Plg). Hipidio-alotriomórfica subcataclástica, es en su mayoría albita-oligoclasa con un zonado difuso en la subfacies de grano medio (L-C).

Moscovita (Mos). Es un mineral abundante de distribución espacio-temporal muy irregular. Aparece en láminas xenomorfas,

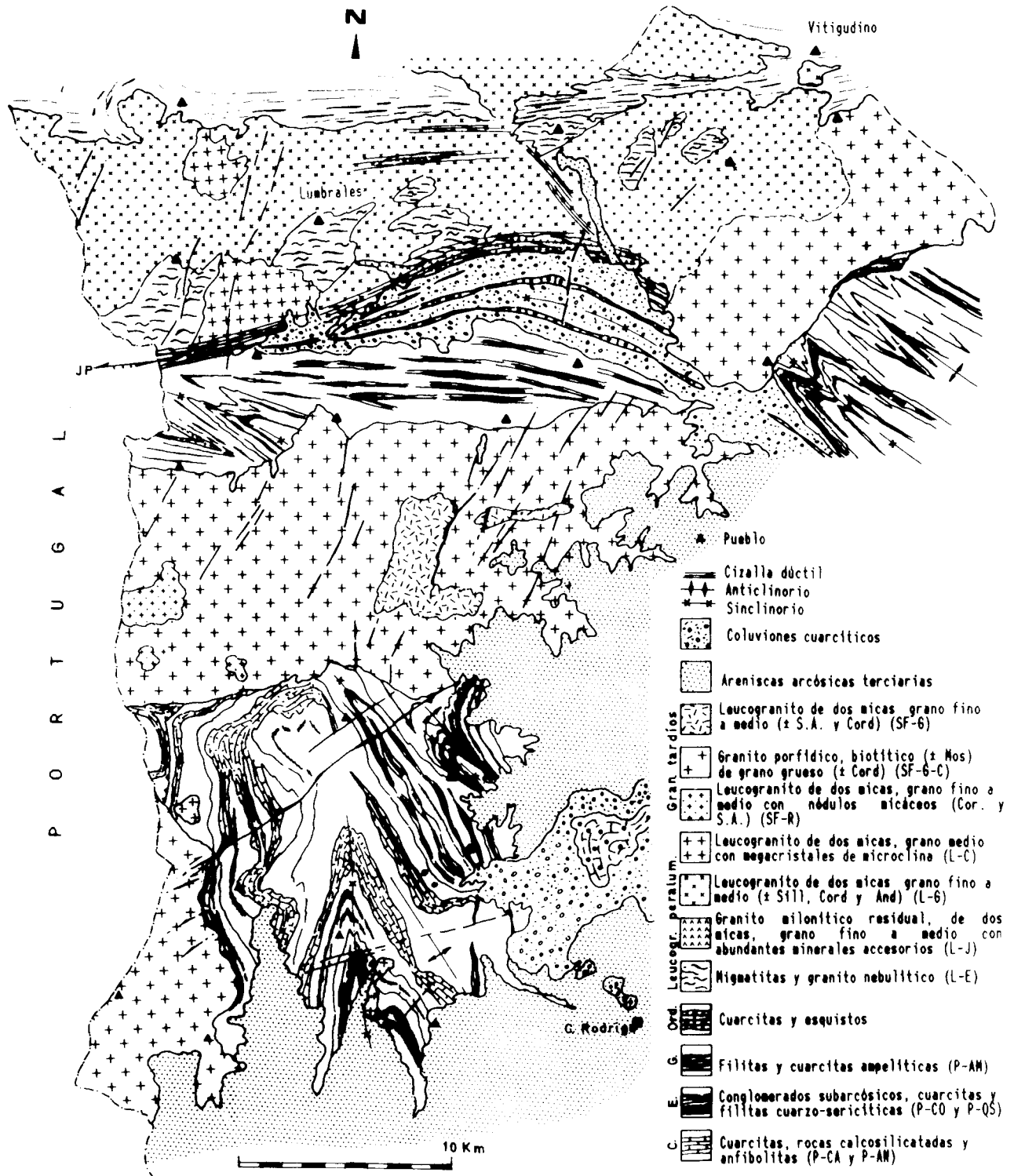


Fig. 1.—Esquema geológico del oeste de la provincia de Salamanca. Los leucogranitos de Lumbráles cubren toda la zona N.

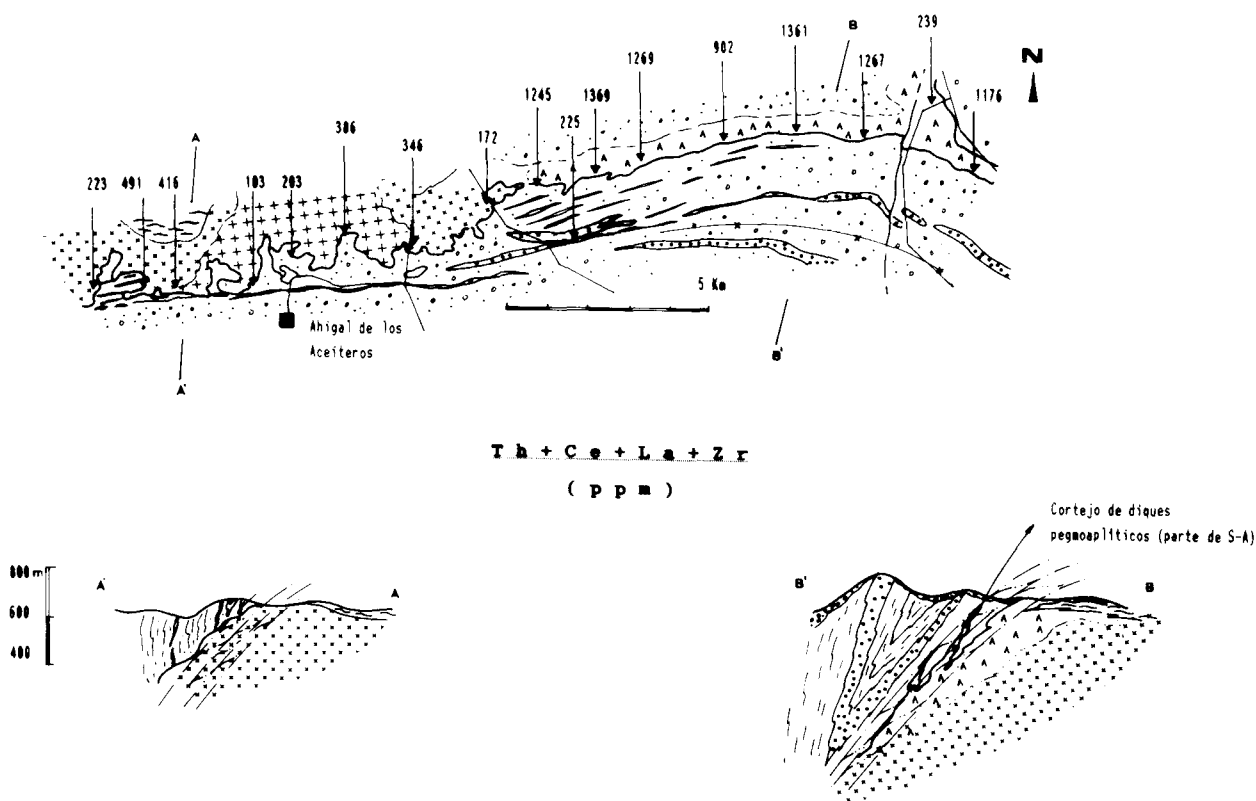


Fig. 2.—Esquema geológico del borde sur de los granitoides de Lumbrales y contenido en Th + Ce + La + Zr de las distintas muestras tomadas (misma leyenda que en la fig. 1).

parcialmente orientada en zonas de cizalla junto a biotita, y en asociación con silicatos aluminicos, cordierita y feldespatos.

**Biotita (Bi).** Es un mineral esencial en zonas próximas a intercalaciones migmatíticas, en determinadas subfacies de grano fino y en bandas de cizallamiento dúctil (fig. 3 a). Presenta el mismo esquema pleocroico que la que se encuentra en las migmatitas (Carnicero, *op. cit.*) y está parcialmente cloritizada y desferrificada, dando lugar a moscovita débilmente pleocroica y abundantes oxi-hidróxidos de Fe y Ti dispersos por toda la roca.

Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran:

**Sillimanita (SA).** Prismática y acicular —fibrolita—, se localiza preferentemente en pequeños enclaves sobremicáceos incluida en moscovita producto de su transformación.

**Cordierita (Cor).** En su mayoría pinnitizada, forma nódulos micáceos en el leucosome y en proximidad a intercalaciones migmatíticas.

**Andalucita (SA).** En estrecha relación con sillimanita y moscovita es, probablemente, consecuencia de un retrometamorfismo de aquella.

**Turmalina.** Idiomórfica y de carácter tardío respecto a la deformación, al microscopio es parda-azulada y relativamente abundante en leucogranitos albiticos, cavidades miarolíticas y encajante metamórfico.

**Circón y monacita.** En cantidades apreciables en la subfacies milonítica residual (L-J), aparecen como pequeños cristales subidiomórficos, más o menos fracturados y redondeados, incluidos en biotita y dispersos en planos S y C (fig. 3 e, f, g, h).

**Apatito.** Mineral de igual distribución que los dos anteriores es muy abundante en formas globulosas, de tamaño considerable y ligeramente fracturadas, y en pequeños cristales idiomórficos, especialmente en el paleosome migmatítico.

### Geoquímica

Desde el punto de vista geoquímico estos granitoides pertenecen a la serie silícica, asociación aluminosa, muy ricos en potasio (fig. 4 A y B) (Bea *et al.*, 1987). De características típicamente S (Chappell y White, 1974) pertenecen a la serie de la ilmenita (Ishihara, 1977), cuyo mineral, frecuente como accesorio, se encuentra transformado en los bordes en leucoxeno y anatasa.

En general, estas rocas definen tres polos extremos:

- Migmatítico.
- Milonítico residual.
- Magmático.

**Polo migmatítico.** Representado por las migmatitas y el granito nebulítico (L-E), está caracterizado fundamentalmente por el porcentaje del meso-melanosome.

Presenta contenidos máximos en (tabla 1):

- $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO,  $TiO_2$ , MnO, Ba y Sr.

y mínimos en:

- $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , Rb y Th.

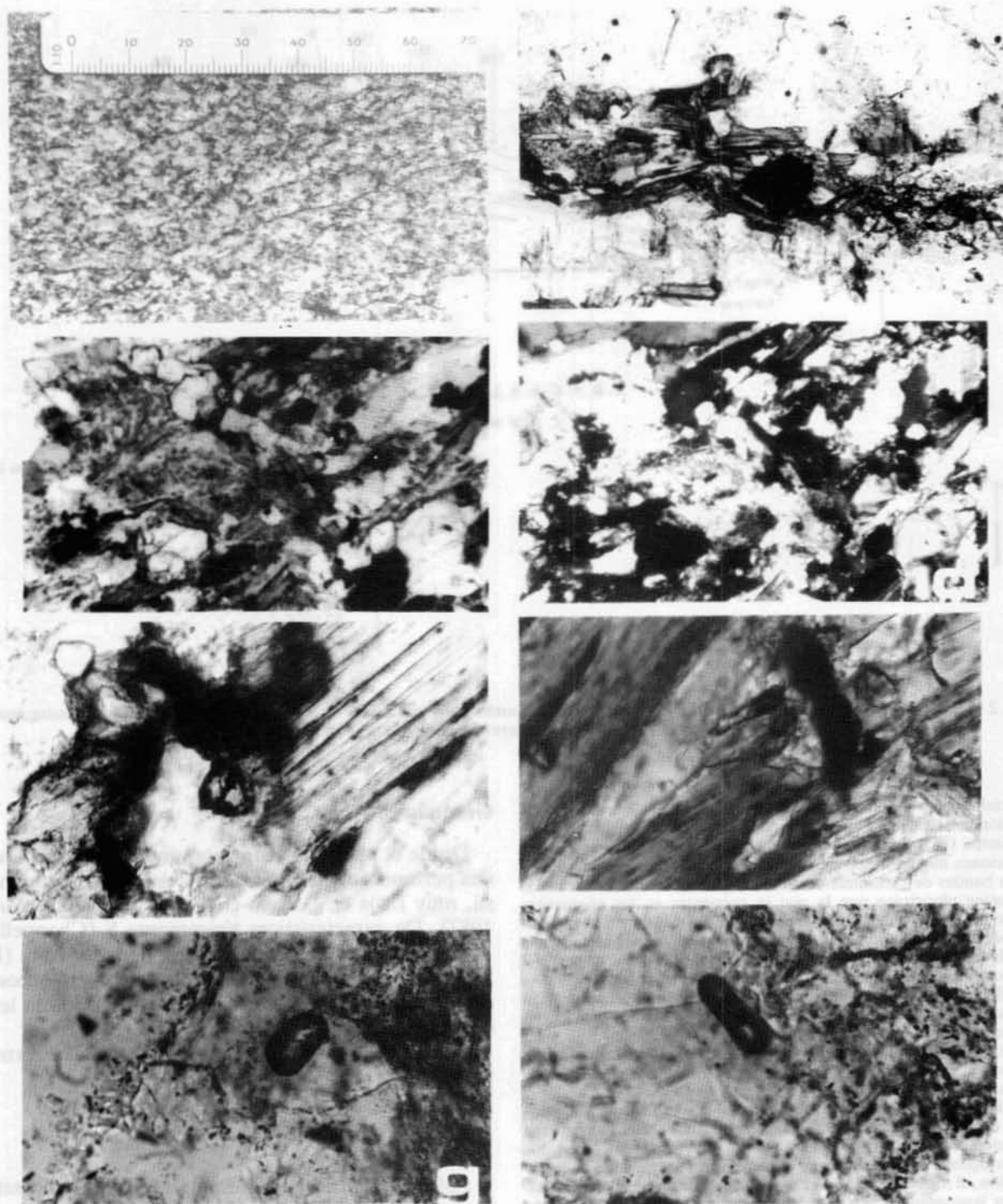


Fig. 3.—A: Subfacies milonítica residual (L-J); en los planos de cizalla se acumulan pequeñas láminas de biotita parcialmente desferri-ficada. B: Subfacies milonítica residual (L-J), sección transparente, NP  $\times$  20; acumulación de biotita, opacos, circón, monacita, apatito y moscovita de grano fino en bandas cizalladas. C: Subfacies milonítica residual (L-J), sección transparente, NC  $\times$  20; concentración de minerales accesorios —circón, monacita y apatito—, fracturados y dispersos, en planos micrométricos de intensa deformación por cizalla. D: Subfacies milonítica residual (L-J), sección transparente, NP  $\times$  20; igual que la anterior. E y F: Subfacies milonítica residual (L-J), sección transparente NP  $\times$  50; la biotita, en pequeñas láminas cataclásticas, presenta numerosas inclusiones de minerales radiactivos, a veces envueltos en grandes halos pleocroicos (monacita, torita?...), y oxi-hidróxidos de Fe y Ti producto de su propia alteración. G y H: Subfacies milonítica residual (L-J), sección transparente, NP  $\times$  50; la presencia de circones de características cristalográficas diferentes, indica que se trata de una fase mineral en su mayoría relicta y de distintas condiciones de formación (Pupin, 1980).

Tabla 1.—Media aritmética, desviación típica y relación L-J/L-G de los elementos analizados.

	L-E (N=9)		L-J (N=9)		L-G (N=84)		L-C (N=10)		L-J/L-G
	X	S	X	S	X	S	X	S	
SiO <sub>2</sub> .....	<b>65,64</b>	3,84	<b>67,25</b>	2,06	<b>70,61</b>	2,09	<b>69,14</b>	2,24	0,95
TiO <sub>2</sub> .....	<b>0,52</b>	0,16	<b>0,53</b>	0,05	<b>0,20</b>	0,10	<b>0,25</b>	0,05	2,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	<b>17,75</b>	2,42	<b>15,91</b>	1,88	<b>15,73</b>	1,24	<b>15,91</b>	0,99	1,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	<b>4,40</b>	1,25	<b>2,71</b>	0,13	<b>1,95</b>	0,45	<b>2,16</b>	0,30	1,39
MgO.....	<b>1,56</b>	0,63	<b>1,00</b>	0,09	<b>0,60</b>	0,30	<b>0,77</b>	0,28	1,66
MnO.....	<b>0,07</b>	0,04	<b>0,01</b>	0,00	<b>0,02</b>	0,00	<b>0,02</b>	0,00	0,50
CaO.....	<b>1,04</b>	0,20	<b>1,16</b>	0,13	<b>0,83</b>	0,24	<b>1,03</b>	0,33	1,39
Na <sub>2</sub> O.....	<b>2,00</b>	0,36	<b>2,25</b>	0,25	<b>2,61</b>	0,43	<b>2,55</b>	0,20	0,86
K <sub>2</sub> O.....	<b>4,31</b>	1,28	<b>6,86</b>	0,25	<b>5,28</b>	0,79	<b>5,75</b>	0,59	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	<b>0,22</b>	0,70	<b>0,37</b>	0,06	<b>0,29</b>	0,14	<b>0,33</b>	0,12	1,27
I.L.....	<b>1,93</b>	0,60	<b>1,22</b>	0,16	<b>1,23</b>	0,34	<b>1,42</b>	0,49	0,99
Rb.....	<b>264,66</b>	151,30	<b>514,12</b>	32,71	<b>383,27</b>	78,16	<b>419,90</b>	75,06	1,34
Ba.....	<b>708,11</b>	201,74	<b>654,75</b>	80,93	<b>377,56</b>	228,52	<b>424,70</b>	219,62	1,73
Sr.....	<b>175,88</b>	151,24	<b>114,50</b>	19,14	<b>91,46</b>	48,75	<b>138,89</b>	103,95	1,25
Zr.....	<b>155,88</b>	13,08	<b>417,12</b>	30,00	<b>121,03</b>	70,97	<b>150,39</b>	31,57	3,44
Ce.....	<b>94,66</b>	27,22	<b>478,12</b>	57,40	<b>91,68</b>	80,46	<b>114,60</b>	48,04	5,21
La.....	<b>47,55</b>	18,74	<b>171,62</b>	53,98	<b>45,16</b>	32,69	<b>51,80</b>	22,31	3,80
Th.....	<b>7,66</b>	6,63	<b>163,75</b>	40,36	<b>14,90</b>	27,13	<b>31,80</b>	22,01	10,99

Estas rocas, de composición próxima a materiales pizarrosos (fig. 4 A), son las más melanocráticas y pobres en elementos alcalinos (figs. 4 C y 6 a) con predominio ya del K<sub>2</sub>O sobre el Na<sub>2</sub>O (fig. 4 B). Presentan las mayores proporciones en CaO de todo el grupo (fig. 6 c) y son los términos menos evolucionados, con valores anormalmente altos en Ba y comportamiento magmático residual del Zr, Ce + La y Th (fig. 4 D, E y F), de una misma tendencia magmática (fig. 6 d).

*Polo milonítico residual.* Es una tendencia general de los leucogranitos sincinemáticos correlacionable con el grado de milonitización de la roca y cuyo máximo exponente es la subfacies L-J. Presenta contenidos máximos en (tabla 1):

— K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Zr, Ce, La y Th.

y mínimo en:

— MnO.

En transición con los granitoides nebulíticos en la asociación aluminosa (fig. 4 A), es de carácter submelanocrático (fig. 6 a) y geoquímicamente condicionado por su riqueza en K<sub>2</sub>O y bajo contenido en SiO<sub>2</sub> (fig. 4). Lo que le sitúa en el dominio alcalino, próximo a la serie monzonítica transalcalina, del sistema TAS (fig. 4 C) (Lameyre, 1987).

La relación K/Rb, Rb/Sr y contenido en Rb le diferencia del polo migmatítico (fig. 5 A y B), no obstante, y dada su concentración en Ba, se sitúa en una posición intermedia con el grado de diferenciación magmática (fig. 6 d).

Los contenidos y tendencias del Zr, Ce+La y Th (tabla 1 y 3, y fig. 4 D, E y F) discriminan y caracte-

terizan este polo. Estos elementos son correlacionables, además de con el grado de milonitización de la roca (cizallas dúctiles de la segunda y tercera fase hercínica, fig. 1, y de la fig. 7 a la 10) con el K, Fe, Ti, Rb y Ba (fig. 5 C, D, E y F), lo cual permite definir, relativamente bien, su asociación mineralógica.

Por otro lado, el valor de la relación entre concentraciones de esta subfacies (L-J) y la mineralógicamente similar (L-G) indica el grado de movilidad y, en consecuencia, el comportamiento geoquímico de los elementos analizados en este tipo de procesos (tabla 1).

*Polo magmático.* Es la tendencia general por cristalización fraccionada, en parte solapada por los polos anteriores —por ejemplo, caso del Rb y Th—, que se observa en la facie común (L-G). Presentan contenidos máximos en (tabla 1):

— SiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O.

De carácter leuco-subleucocrática (fig. 6 a), parte de composiciones potásicas y tiende a enriquecerse en Na<sub>2</sub>O (figs. 4 B y 6 c) y Rb (fig. 5 E), y disminuir al aumentar el SiO<sub>2</sub>, en Zr, La + Ce y Th (fig. 4 D, E y F).

En esta tendencia, al contrario que en la milonítica residual, el Rb es inversamente proporcional al sumatorio Zr + Ce + La + Th (fig. 5 E).

En el conjunto total de muestras (111), y en especial en la facie común (L-G, N = 84) y subfacies que incluye, se discriminan claramente dos tendencias (figs. 4 C, D, E y F; 5 A, B, D, E y F; 6 c): Una, milonítica residual (M1) y la otra, opuesta por lo general a ésta, que parte del polo migmatítico y se alinea con la de la diferenciación magmática (Mg).

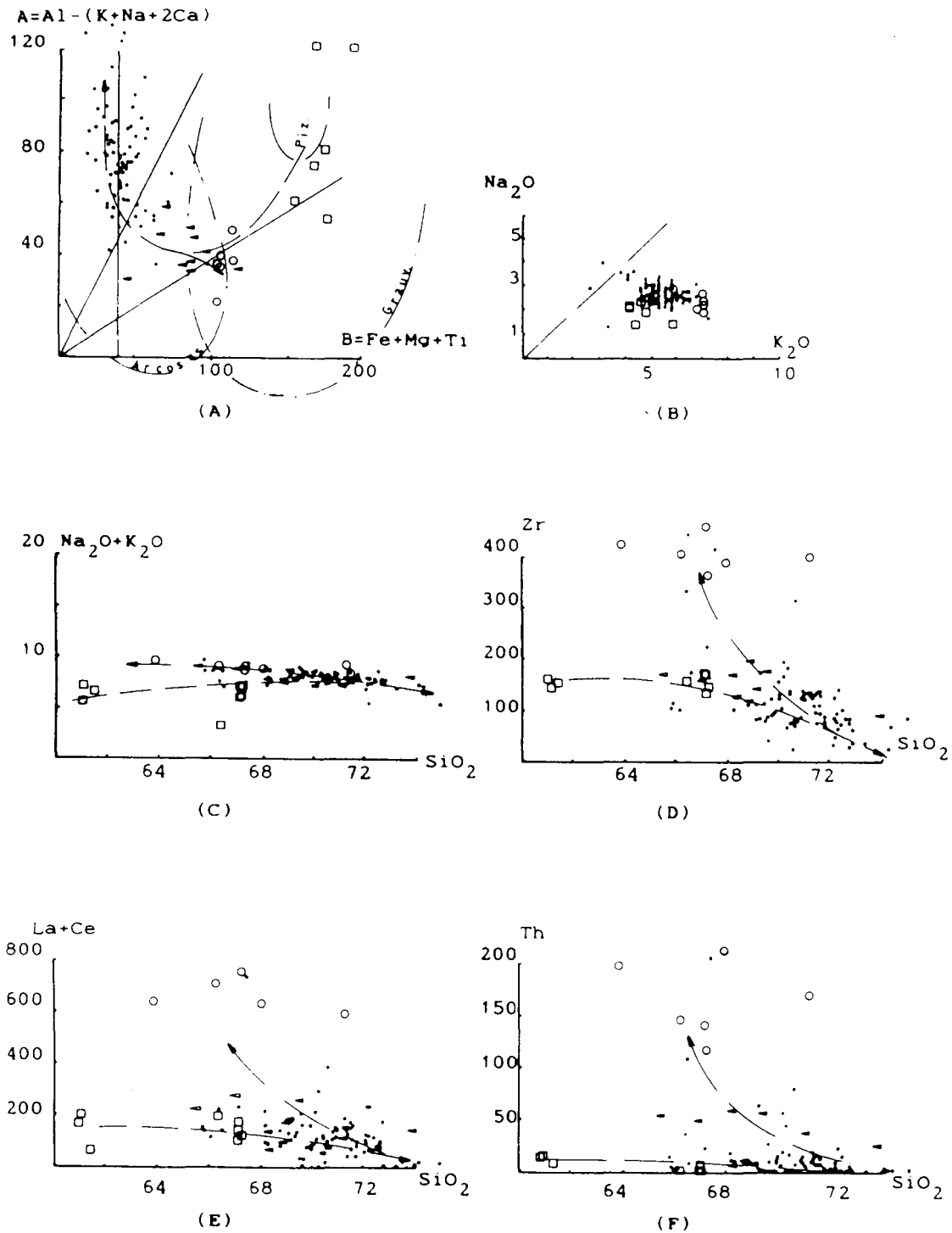


Fig. 4.—A: Proyección de las facies diferenciadas en el dominio peraluminico del diagrama de minerales característicos de Debon y Le Fort (1983). B: Diagrama  $K_2O/Na_2O$ : A partir de la facies migmatítica ya se observan dos tendencias: la potásica o milonítica residual y la sódica o de diferenciación magmática. C: Diagrama  $SiO_2/Na_2O + K_2O$ : Ambas tendencias aparecen en el dominio alcalino. La milonítica residual, transalcalina, próxima a la monzonítica y la migmatítica-magmática subparalela a la granodiorítica (Lameyre, 1987). D, E y F: Diagramas de variación en los cuales se distinguen muy bien las dos tendencias señaladas. Nótese la posición intermedia en la milonítica residual, del granito con megacristales de microclina del NO (L-C<sub>1</sub>).



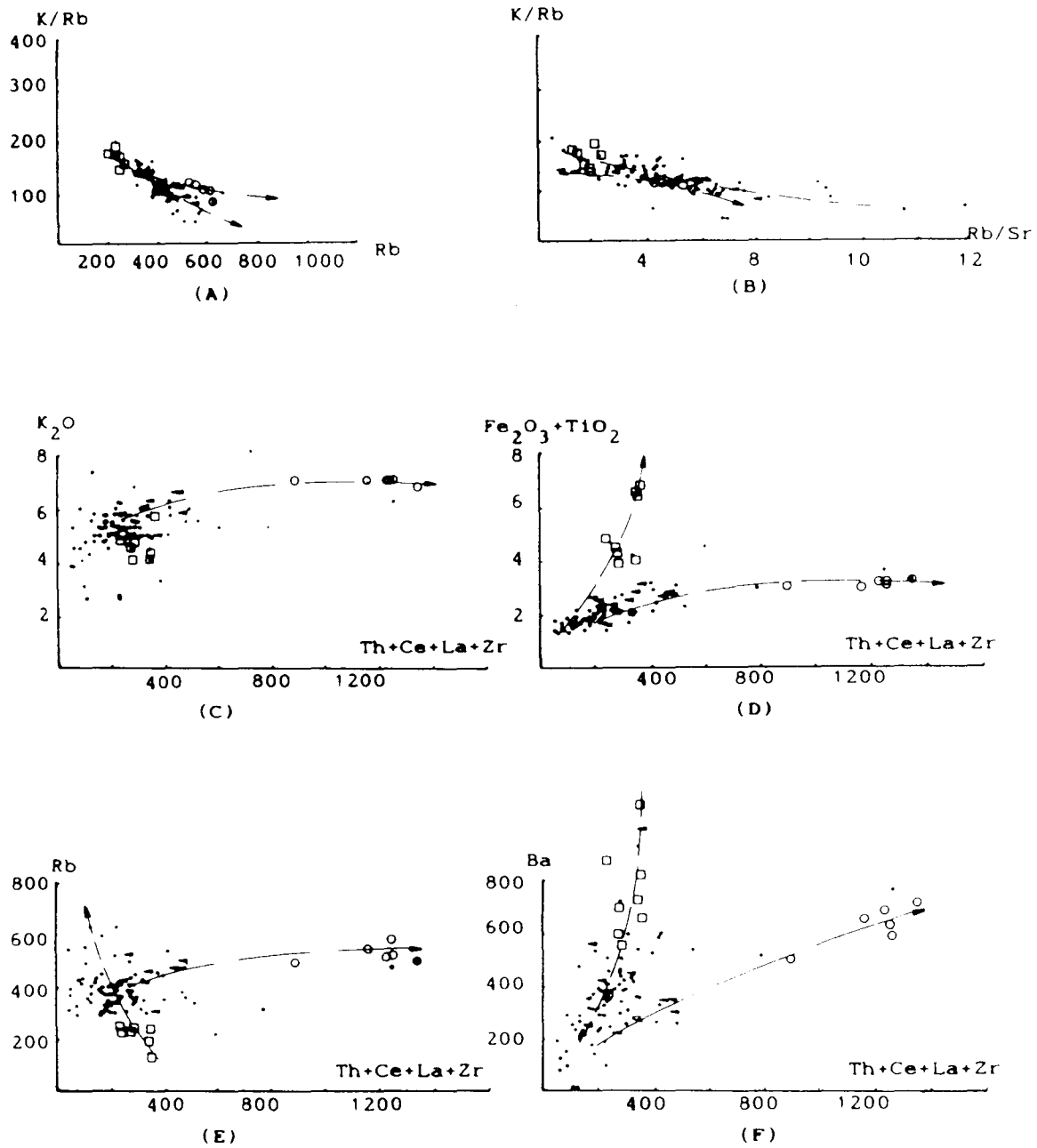


Fig. 5.—(Símbolos iguales que en la fig. 4.) A: Diagrama K/Rb-Rb: A partir de un punto común, de coordenadas aproximadas 350 (Rb) y 150 (K/Rb), divergen las dos tendencias señaladas con valores muy bajos en la relación K/Rb, aunque ligeramente superiores en la milonítica residual. B: Diagrama K/Rb-Rb/Sr: La dispersión en este diagrama no es lo suficientemente significativa como para invocar distinto material fuente en las dos tendencias definidas. C, D, E y F: Diagramas binarios de discriminación para las dos líneas diferenciadas. A excepción del Rb y parte del K<sub>2</sub>O, las relaciones proyectadas son directamente proporcionales, si bien con distinta pendiente. En D la mayoría de las muestras se alinean con la tendencia milonítica residual, en F lo hacen con la de la diferenciación magmática.

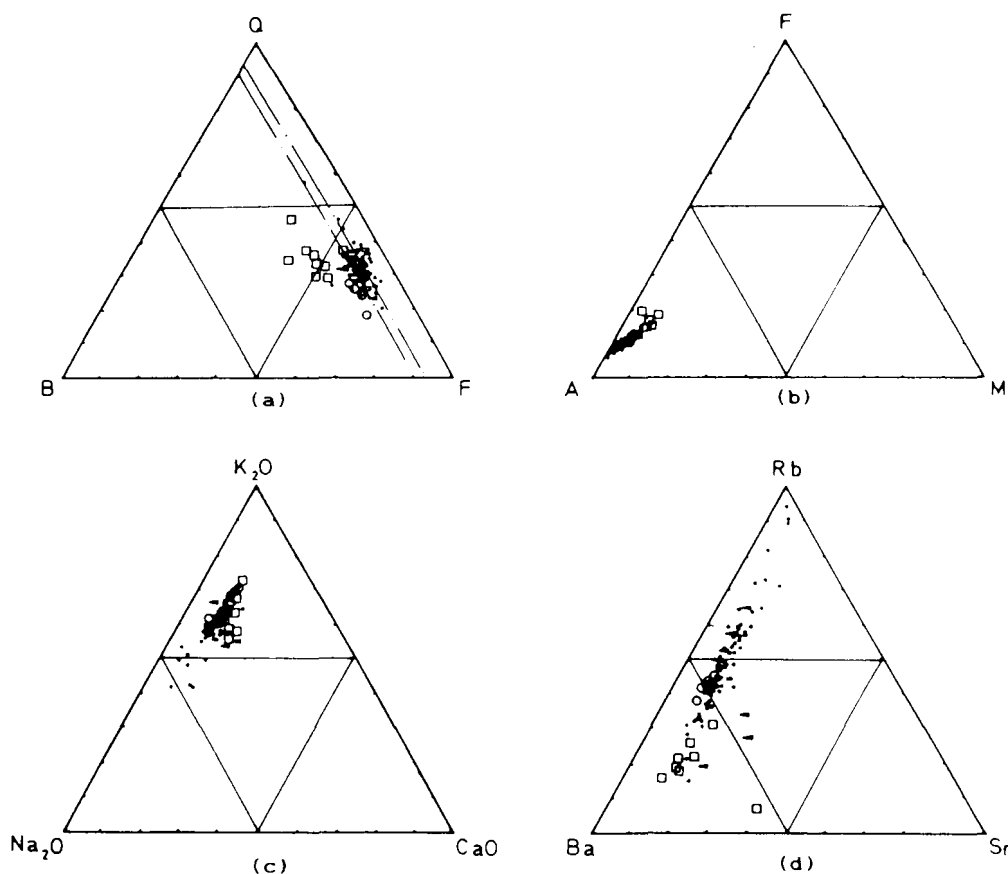


Fig. 6.—(Símbolos iguales que en la fig. 4.) a: Diagrama Q-B-F: En el campo de la asociación mesocrática se encuentran L-E y L-J, y en la de la subleucocrática-leucocrática, L-C y L-G. b: Diagrama F-A-M. c: Diagrama  $K_2O$ - $Na_2O$ - $CaO$ : A partir de los materiales migmatíticos, los más ricos en  $CaO$ , se diferencian las dos tendencias señaladas: la milonítica residual o potásica, y la migmatítica-magmática o sódica consecuencia de la cristalización fraccionada. d: Diagrama Rb-Ba-Sr: El conjunto de muestras, alineadas según un mismo trend magmático, se proyectan en el dominio de los granitos normales y altamente diferenciados (Bouseily y Sokkary, 1975).

### Composición mineralógica de la tendencia milonítica residual (L-J)

La caracterización y balance mineralógico de la subfacies milonítica residual (L-J) respecto a la facies común (L-G), basada, especialmente en la composición química (tabla 1) y en los coeficientes de distribución de los elementos traza (tabla 2), es la siguiente:

— Pérdida significativa de cuarzo representada por la disminución en el contenido total (en torno a un 4 %) del  $SiO_2$ .

— Ligera ganancia en FK. Microscópicamente y como consecuencia de los rejuegos tardíos de las cizallas dúctiles, no se observan claramente ni incrementos modales ni distintas generaciones de este mineral, solamente los fuertes enriquecimientos en  $K_2O$ , Ba y valores prácticamente constantes del Sr permiten afirmar esta posibilidad.

— Pérdida importante del componente albítico de la plagioclasa, representada por la disminución en  $Na_2O$  y ligero aumento del  $CaO$  y Sr en esta subfacies. El aumento de compresión en estas bandas dan como resultado, en el sistema Q-Ab-FK, un fundido más albítico (Winkler, 1978), el cual, y como conse-

Tabla 2.—Coeficientes de distribución de distintas fases minerales en líquidos silicatados de composición ácida (1).

	Gr/liq	Plg/Liq	FK/Liq	Bi/Liq	Mos/Liq	Ap/Liq
	(2)					
Rb.....	<0,01	<0,1	<1	2-3,5	1,5-3	<0,1
Ba.....	<0,1	<1	2-7	6-10	2-3	<1
Sr.....	<0,1	1-6	3,5-9,5	<1	<1	5

(1) Datos simplificados de la compilación hecha por López Ruiz (1986, pp. 244).

(2) Rapella y Shaw (1979).

cuencia de los esfuerzos tectónicos, intruirá en niveles de menor presión confinante o estructuralmente más superficiales. Este mecanismo explicaría la presencia de los leucogranitos albíticos, a veces muy turmaliníferos, ricos en elementos deficitarios en esta subfacies y próximos a cizallas dúctiles sin-tardimagmáticas. Tal es el caso, además de la Serie del Alamo (García de Figuerola *et al.*, 1975, 1983), de los granitos de Martinamor (Arribas, 1979), Golpejas (Arribas *et al.*, 1981) y Complejo de Villaseco-Pere-luela (López Plaza, 1982, y Hernández Sánchez, 1990).

— Fuerte ganancia en minerales micáceos. La concentración de biotita en planos C de cizalla es una prueba relevante de este enriquecimiento. Además, este mineral junto a la moscovita es esencial para explicar el aumento simultáneo en Rb, Ba y K<sub>2</sub>O y los bajos valores en las relaciones K/Rb y Rb/Sr. No obstante, si se compara la evolución de los contenidos del Rb, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> y Ba respecto al Th + Ce + La + Zr (fig. 5), se observa que el primer elemento se alinea con la tendencia milonítica residual, y el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> y Ba con la migmatítica-magmática. Es decir, la biotita se ha enriquecido en Rb durante la anatexia y se ha transformado, al final del magmatismo y del cizallamiento dúctil asociado, en una mica desferrificada, ligeramente parda, por una reacción similar a:



Esta magnetita posteriormente se martitiza y da lugar a pequeños cristales de hematites y goetita, muy frecuentes en esta subfacies.

La presencia de ilmenita como mineral accesorio, formada en condiciones reductoras, probablemente por la fusión de metasedimentos carbonosos (Ishihara, *op. cit.*), muy abundantes en el CEG, indica, que no es posible esta transformación durante la fase magmática principal, y, por otra parte, las variaciones del Rb, Ba, Sr, y de las relaciones K/Rb y Rb/Sr respecto al sumatorio Th + Ce + La + Zr, cuya concentración es proporcional al grado de removilización —sea ésta debida a la fusión parcial o a disolución bajo presión—, son análogas a las deducidas por Hanson (1978, fig. 6) para la caracterización geoquímica de un fundido granítico cuya única fase potásica fuera la biotita.

Otra posibilidad que explique en parte esta caracterización geoquímica, por las condiciones de alta presión durante la deformación y por el coeficiente de distribución que presenta la moscovita para el Rb y Ba (tabla 2), es la de la curva univariante (Storre y Nitsch, 1972; en Winkler, 1978):

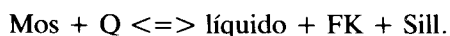


Tabla 3.—Razón entre Ce, La, Th y Zr de la subfacies común (L-G) y la milonítica residual (L-J).

	Ce/Th	La/Th	Zr/Th	La/Ce	Zr/Ce	Zr/La
L-G .....	6,15	3,03	8,12	0,49	1,32	2,68
L-J .....	2,92	1,05	2,54	0,36	0,87	2,43

No obstante, por las condiciones en que se produce esta reacción —ausencia de H<sub>2</sub>O y de plagioclasa— y por el aumento en cuarzo resultante —que no se observa en esta subfacies— es muy improbable que haya sucedido así.

— Acumulación muy importante de minerales accesorios de baja solubilidad en magmas peraluminicos.

Los minerales accesorios con elementos radiactivos más frecuentes en magmas peraluminicos pobres en Ca y relaciones altas de Th/REE son: monacita ± Th uraninita ± uranotorita, además de apatito y circón (Cuney y Friedrich, 1987).

La baja solubilidad de circón y monacita en magmas peraluminicos (Watson, 1979, 1980; Watson y Harrison, 1983, y Montel, 1985), comunes en todo el grupo estudiado, favorece que estos minerales permanezcan y se acumulen en zonas sometidas a presión, por pérdida de volumen y del fundido generado, durante la fusión parcial incongruente de los metasedimentos. No obstante, al comparar entre la subfacies común y la milonítica residual la razón entre sus elementos constituyentes, se observa que en esta última, no han permanecido del todo inmóviles, ya que el Zr y Ce + La representan sólo el 31,36 % y 43,20 % respectivamente, de los contenidos en Th que representa L-J y considerando las relaciones de L-G como primarias (tabla 3).

### Isocontenidos y distribución espacial de algunos elementos

El desmuestre geoquímico se ha realizado sobre una malla de 2 × 2 km, exceptuando aquellas zonas con cambios rápidos de facies, en las cuales se ha disminuido a 1 × 1 km para hacer más representativo el número de muestras. En el cálculo del contorno —por *kriging*— se tienen en cuenta los cuatro valores más próximos, excluyendo las muestras aisladas, muy alejadas, que pueden falsear los isocontenidos de grandes zonas; como, por ejemplo, la muestra situada al E de Pozos de Hinojos, perteneciente a la subfacies milonítica residual (L-J), que falsearía todo el granito tardío de Villavieja de Yeltes (fig. 1).

Por otra parte, y debido a las importantes diferencias químicas —y no estructural y textualmente— del

granito de grano medio y dos micas del NO y SO del macizo de Lumbrales (fig. 1, L-C), esta subfacies se divide en dos subgrupos L-C<sub>1</sub> y L-C<sub>2</sub>, respectivamente, para su tratamiento espacial y petrogenético.

Los elementos elegidos son los que mayores acumulaciones sufren en bandas deformadas, especialmente por la cizalla de JP. Representan y caracterizan por zonas, solos o combinados, a las siguientes fases minerales:

— Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> (fig. 7): Biotita y, en menor medida, hematites, goetita, ilmenita, rutilo y anatasa. Los valores altos, por en-

cima del 3 %, coinciden con los afloramientos de migmatitas, (L-E); cantidades apreciables, en torno a un 3 %, al granito milonítico residual y, finalmente, el granito porfídico del NO (L-C<sub>1</sub>) y la facies común.

— Rb (fig. 7): Biotita y moscovita. Los valores superiores a 450 ppm delimitan muy bien a L-J y L-C<sub>1</sub>, y los mínimos, unos 300 ppm, a L-E. Esta correlación espacial inversa entre los elementos anteriores y el Rb es consecuencia, como ya se ha mencionado, o bien, a que el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> no representa a la biotita del paleosome migmatítico, caso improbable según las observaciones microscópicas (a pesar de que ocasionalmente se encuentra junto a ella hornblenda, y en su lugar aparecen oxihidróxidos de Fe y Ti); o que aquel mineral, afectado principalmente por condiciones de metamorfismo regional de alta temperatura, ha perdido cantidades apreciables de Rb durante la anatexia, y en con-

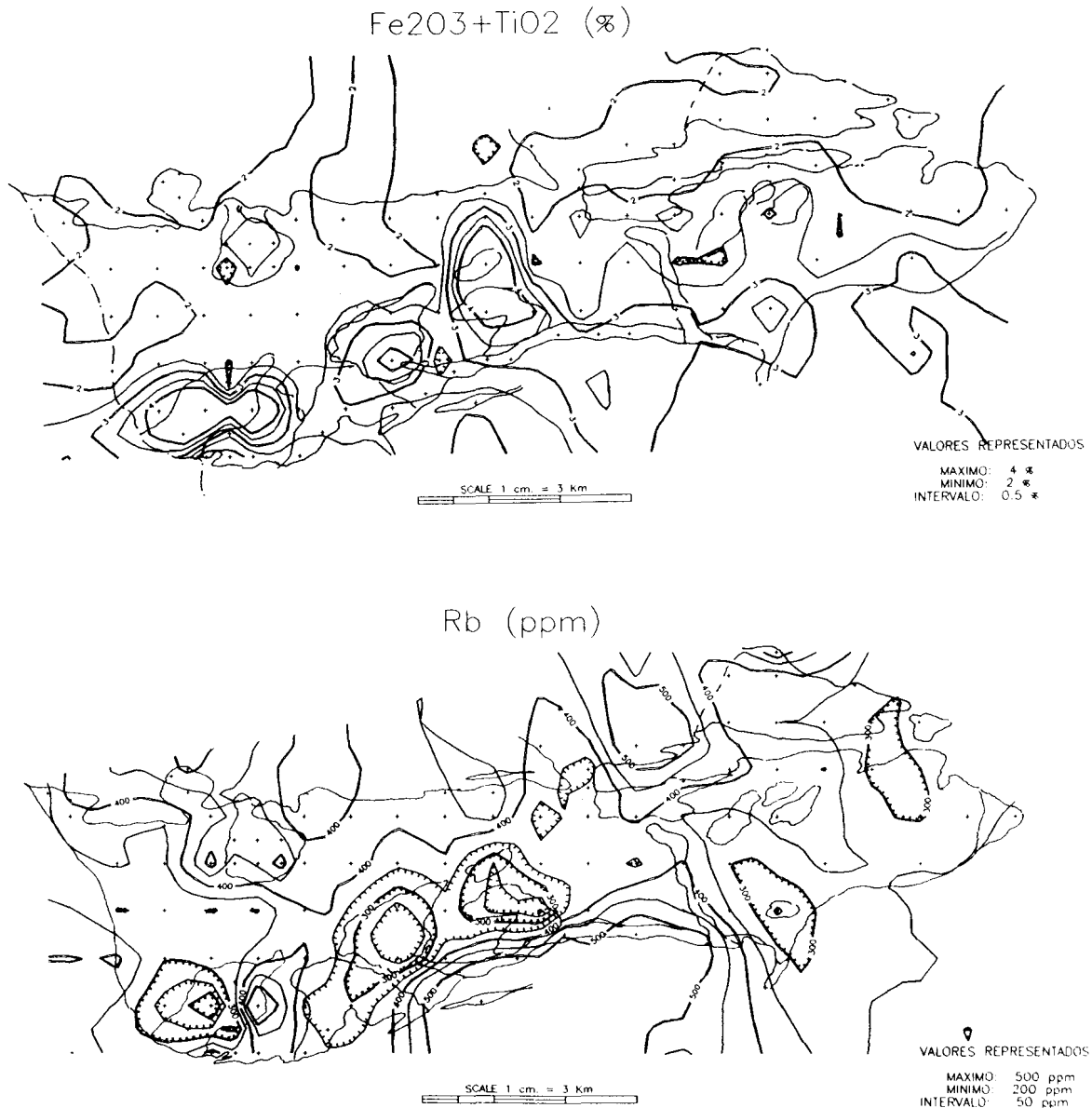


Fig. 7.—Isocontenidos en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> y Rb. En los primeros destacan con valores altos, las migmatitas y el granito nebulítico, y en menor medida la subfacies residual; y en Rb, la subfacies milonítica residual y algunas muestras de la facies común.

secuencia, este elemento representa mayoritariamente biotita-moscovita de zonas sometidas a alta presión sintardimagmática.

— K<sub>2</sub>O (fig. 8): FK, moscovita y biotita. Este elemento discrimina correctamente, con valores superiores, o en torno al 6 %, las subfacies L-J y L-C<sub>1</sub>.

La alta correlación espacial que presenta el K<sub>2</sub>O con el Rb no permite que sea el FK la única fase potásica que caracterice estas zonas (tabla 2). Es más probable que este elemento haya permanecido relativamente inerte, dando lugar a una blastesis tardimagmática del FK, y que la biotita y moscovita, con un 9 y un 10 %, respectivamente, de valores medios en K<sub>2</sub>O, sean los minerales que produzcan estas zonas anómalas.

— Ba (fig. 8): FK, biotita y moscovita. De valores extremos en muestras aisladas, caracterizada a L-E y L-J con contenidos superiores a 500 ppm. Los valores relativamente bajos del granito de dos micas con megacrystalos de FK (L-C<sub>1</sub>), indican que este ele-

mento se correlaciona espacialmente mejor con la biotita que con el FK.

— P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (fig. 9): Apatito y monacita. Caracteriza principalmente al primero y discrimina muy bien, con contenidos mínimos, a las rocas migmatíticas.

— Ce + La (fig. 9): Monacita. Accesorio común en este tipo de granitos, diferencia espacialmente a la subfacies milonítica residual con una progresión geométrica en su concentración que supera los 400 ppm. Asimismo, destaca ligeramente la subfacies L-C<sub>1</sub> y una muestra situada al N, en la parte central del macizo, de coordenadas PF 9738, que también presenta acumulaciones de biotita-moscovita en planos de cizalla dúctil de dirección N110/90.

— Zr (fig. 10): Circón. Coincidente con la distribución del Ce + La, define mejor, por los intervalos establecidos, zonas más amplias y sus cambios graduales, como por ejemplo la que se extiende desde L-C<sub>1</sub> hasta el borde suroccidental de este granito.

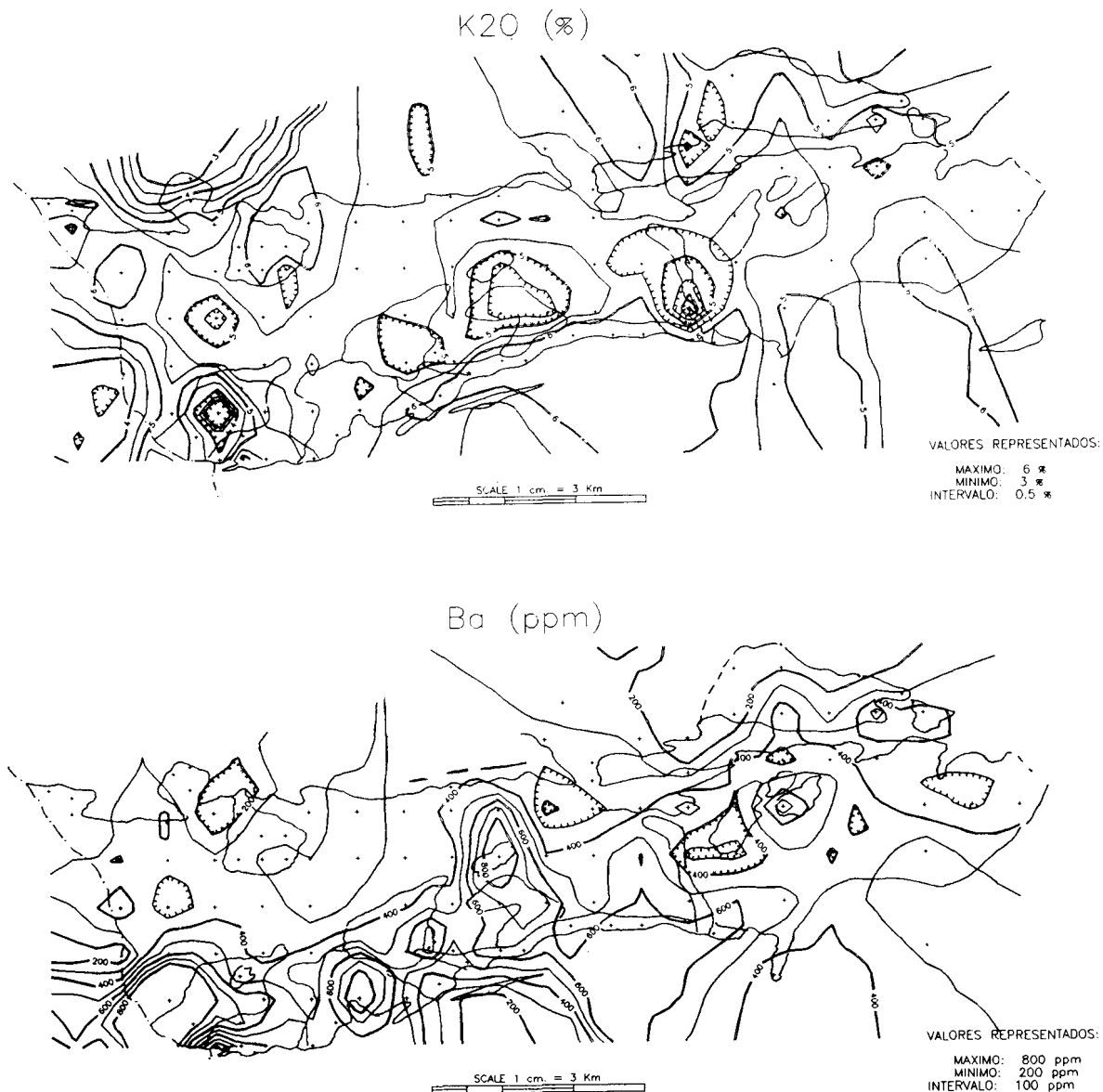


Fig. 8.—Isocontenidos en K<sub>2</sub>O y Ba. Las zonas más potásicas corresponden, en general, a las más deformadas y removiliadas del NO (L-C<sub>1</sub>) y, las de mayor contenido en Ba, a migmatitas y miloníticas residuales situadas al S del macizo.



Fig. 9.—Isocontenidos en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y La + Ce. A excepción de las migmatitas que presentan concentraciones muy bajas, los contenidos en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> son altos y homogéneos, destacando, al igual que en la distribución del Ce + La, las zonas miloníticas residuales.

— Th (fig. 10): Fundamentalmente monacita y circón. Con la misma distribución espacial que los dos últimos grupos, el Th es un elemento que presenta un comportamiento análogo al Ce, y por tanto, más relacionado genéticamente con la monacita.

### Petrogénesis

La segunda y tercera fase hercínica han contribuido a la caracterización de los leucogranitos de Lumbrales durante su formación, en dos campos afines: composición geoquímica y paragénesis mineral.

En la composición geoquímica definiendo esencialmente una tendencia potásica rica en Rb y fuertemente enriquecida en Th, Ce, La y Zr, ya que la determinada por el Ba es coincidente, en mayor o menor grado, con la del residuo migmatítico. La alta correlación de los primeros con este grupo, geoquímicamente los más inmóviles en este tipo de magmas, cuestiona la ganancia de aquéllos por diferenciación magmática o procesos metasomáticos.

Esta tendencia, mucho más atenuada, también se observa en los granitos tardíos de Villar del Ciervo

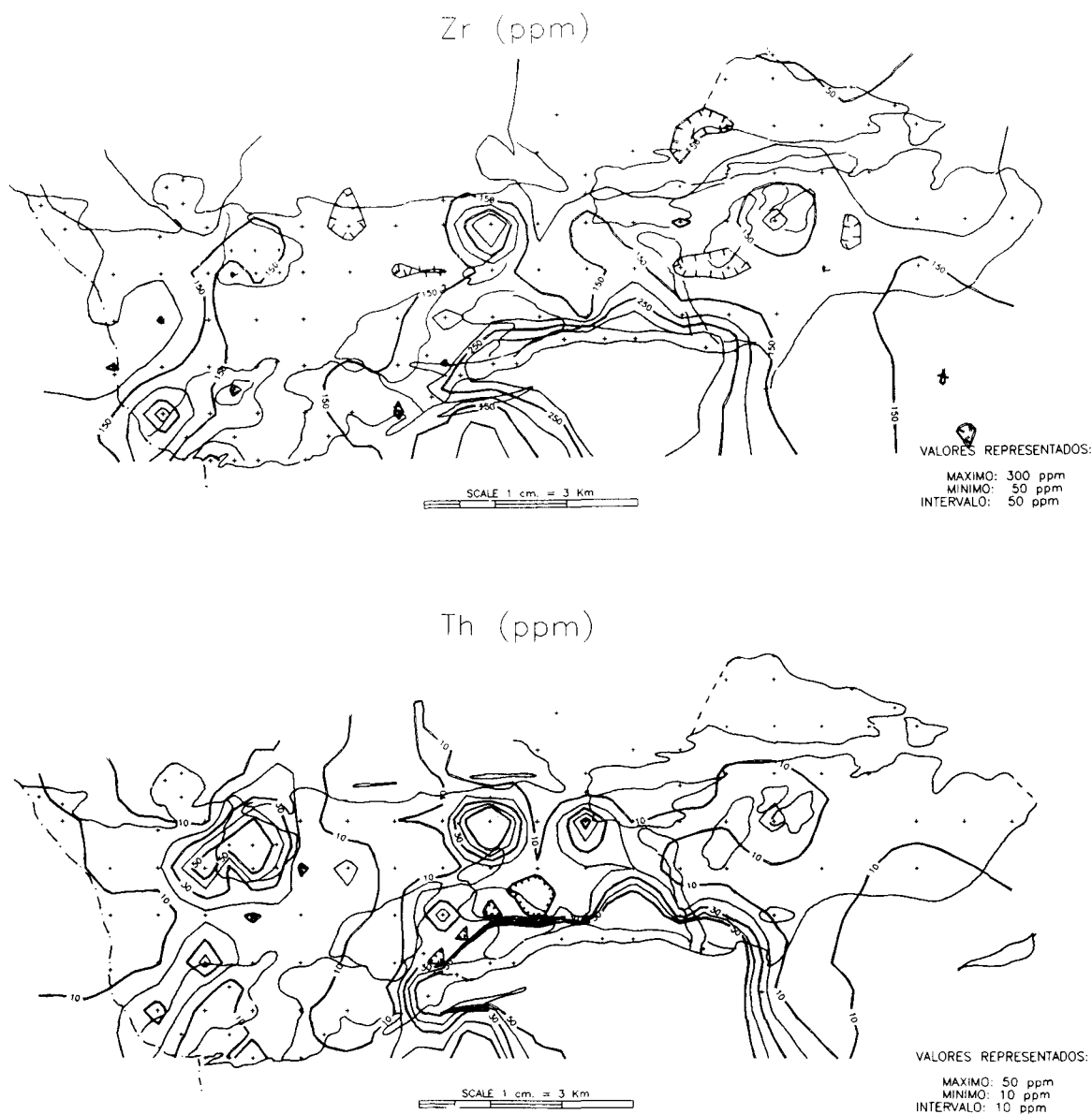


Fig. 10.—Isocontenidos en Zr y Th. La correspondencia espacial de estos elementos, junto a la del La + Ce, es total. Destaca el incremento exponencial de la concentración en la subfacie milonítica residual y, en menor medida, en los leucogranitos porfídicos del NO.

especialmente en la facies apical del centro del plutón (fig. 1, SF-G). Este leucogranito, a menudo con fábrica planar subhorizontal, presenta discontinuidades subhorizontales que recuerdan planos C de cizalla. Además, es frecuente encontrar en el contacto S de este macizo, parcialmente reabsorbidos, pequeños enclaves migmatíticos que indican la asimilación por estos magmas de leucogranitos sincinemáticos y, en consecuencia, de probables subfacies miloníticas residuales.

En cuanto a la paragénesis mineral, la influencia de la deformación, con fases comprensivas y ocasionalmente distensivas, produce cambios en las condiciones de P, T por fricción, contenido en H<sub>2</sub>O, volátiles, etc., que afectan al desarrollo continuo de los minerales. Así, las distintas generaciones de biotita parcialmente desferrificada, el origen primario o tardío de la moscovita de grano grueso, limpia y parcialmente deformada, son muestras de esta complejidad, a las que hay que añadir, además, y en algu-

nos casos, la posterior interacción con magmas tardíos (Ugidos, 1987).

Por otra parte, las discontinuidades petrogeoquímicas observadas a malla amplia ponen en evidencia las diferentes unidades magmáticas, más o menos sincrónicas, y con sus propios niveles de organización. Este concepto denominado poligenismo magmático y definido por Roche *et al.* (1980), es adaptable a estos granitoides:

— A escala del macizo, por los cambios estructurales, texturales y geoquímicos más o menos netos, como la interrupción de la subfacie residual (L-J) por otro granito similar, también afectado por la cizalla de JP pero sin esa caracterización químico-mineralógica (fig. 2); o graduales, caso del cambio transicional de los removilizados anatócticos del NO (L-C<sub>1</sub>) a los leucogranitos situados al SO, etc. (de la fig. 7 a la 10).

— A nivel métrico, por las intersecciones irregulares de filones pegmatíticos.

Esta simultaneidad magmática se pone de manifiesto especialmente al oeste del plutón, en la zona limítrofe con Portugal, donde afloran subfacies mezcladas en estado viscoso y desarrolladas en zonas de estructuración sinmagmática, más o menos próximas a la zona de desenraizamiento anatóctico y, a menudo, con las propias heterogeneidades del material fuente.

Además, las reacciones entre fluidos-sólidos tardi-magmáticos, ya sean producidos por el mismo magma o por otros intruidos posteriormente, pueden acentuar estas tendencias y afinidades petrogeoquímicas, ya adquiridas en estados anteriores.

En cuanto a los removilizados anatócticos de grano medio, ocasionalmente porfídicos, se distinguen dentro de ellos dos subfacies de características geoquímicas distintas: la emplazada al S del macizo (L-C<sub>2</sub>) de afinidad con el polo magmático, y la situada al NO (L-C<sub>1</sub>), más próxima al polo milonítico residual.

Por otra parte, esta «diferenciación por deformación» se encuentra probablemente en relación con los leucogranitos albiticos turmaliníferos emplazados en niveles superiores y que afloran en toda la región —Serie del Alamo, Martinamor, Golpejas y zona de Lumbrales, en la provincia de Salamanca y Complejo Villaseco-Pereruela en la de Zamora—. Estos diques y apuntamientos se habrían producido por el desplazamiento del punto eutéctico en el sistema Q-Ab-Or, hacia el lado de la Ab-Q en condiciones de mayor P y contenido en H<sub>2</sub>O, almacenada ésta, en periodos distensivos interfase, y la expulsión bajo presión, de los fundidos hacia niveles de menor presión confinante.

Fundamentados en esta hipótesis se puede calcular el número de veces aproximado que se ha repetido este proceso para dar lugar a la concentración del polo milonítico residual (L-J). Así, la ecuación que sigue la concentración de esta subfacies, considerando a los elementos que se acumulan totalmente inertes, es de tipo exponencial y se ajusta a (apéndice 2 a):

$$C^f = C^i 2^n$$

C<sup>i</sup> = Concentración inicial.

C<sup>f</sup> = Concentración final o residual.

n = Número de veces que se ha repetido el proceso.

Aplicando esta fórmula al Th, como elemento más inerte de todo el proceso, y teniendo en cuenta que las pérdidas sufridas en L-J (tabla 3) (C<sup>f</sup>) se complementan con la concentración que presenta la facies común (L-G) (C<sup>i</sup>), ligeramente inferior que el material fuente por diferenciación magmática; tenemos que la concentración del polo residual por efecto de la deformación sin-tardimagnética se ha producido en el siguiente número de veces:

$$n = \log(L-J) - \log(L-G)/\log 2;$$

$$n = \log 163,75 - \log 14,90/\log 2 = 3,46.$$

Valor que se podría haber alcanzado de forma continuada o, caso más probable, en etapas compresivas más intensas sin-tardimagnéticas durante la segunda y tercera fases de deformación hercínica.

En cualquier caso, el mecanismo de fusión que mejor se adapta, al menos para determinadas áreas, es el de por zonas y/o fraccionada (Yoder, 1976), sin que ello suponga, como ocurre en el caso del Rb, que no se produzca una diferenciación magmática «normal» por cristalización fraccionada.

En fin, y como resumen, la existencia de este poligenismo desde niveles de organización hectométrico a métrico, también puesto de manifiesto por trabajos estructurales (López Plaza, 1980, 1982), cuestiona todo fenómeno de segregación mineral continuo de gran envergadura que pudiera explicar esta evolución geoquímica y las diferencias globales observadas a escala del macizo.

Dos cuestiones existen, sin embargo, para aceptar plenamente esta hipótesis:

— Una, el hecho de que el material fuente de la tendencia milonítica residual y de los removilizados anatócticos (L-C<sub>1</sub>), correspondieran a granitos calcoalinos precoces con una caracterización química-mineralógica ya existente. En este caso, dada la situación y relación de estas rocas con la tectónica y magmatismo sinfase II, se habría acentuado esta tendencia que, en algunos casos, y como consecuencia de procesos tardíos de asimilación y metasomatismo magmático, se habría diluido en el complejo plutónico.

— La otra cuestión, no menos importante, es que toda la caracterización químico-mineralógica del polo residual fuera debida a procesos tardíos de alteración subsólidos, retrometamorfismo (Ontiveros y Hernández Enrile, 1983) y meteorización. Es evidente que el aumento de porosidad, consecuencia de la microfisuración por deformación y descompresión erosiva, aumenta la facilidad de estas rocas a meteorizarse. Además de que en determinadas zonas la cizalla de JP ha rejugado posteriormente como falla normal en condiciones frágiles (Pedraza Domínguez, 1990). Sin embargo, si se tiene en cuenta que:

1. L-J y L-G presentan igual contenido en volátiles (tabla 1, I.L.), muy susceptibles éstos, al igual que otros elementos, como por ejemplo, el U lábil, a la meteorización.

2. La deformación en todo el conjunto es, en general, plástica intracristalina. La única diferencia entre L-G y L-J es, precisamente, el grado de intensidad con que han sido afectados.

3. Las diferencias en la concentración de ciertos elementos son extremas y desmedidas, para que sólo fueran consecuencia de una redistribución geoquímica producto de la meteorización. Aparte de que los contenidos de ciertos elementos, especialmente P, K, Ba, Rb, Sn, W, Zn y Pb varían inversamente a como cabría de esperar en un proceso de meteorización fundamentalmente química (Middelburg *et al.*, 1988).

Por todo ello, esta caracterización química-mineralógica del polo residual, parece haber tenido lugar principalmente y al menos en determinadas zonas, durante la etapa magmática principal.



**Conclusiones**

En la caracterización química de los leucogranitos palingenéticos del área de Lumbrales han influido, aparte del protolito y condiciones termodinámicas de formación, dos mecanismos fundamentales:

— Uno, la segregación bajo presión del fundido durante la fusión parcial intermitente. Esto da lugar a la formación de una tendencia residual acorde con el grado de milonitización de la roca que puede, posteriormente, ser asimilada y redistribuida por otro magma cualquiera (fig. 11).

Estos esfuerzos sin-tardimagmáticos han producido, aparte de variaciones importantes en la presión, con las desviaciones típicas que conlleva en el sistema anatético, una removilización y pérdida de ciertos componentes, en general, los más móviles, y la consiguiente acumulación en la roca de un residuo rico en minerales refractarios.

— El otro, debido a la cristalización fraccionada, y dando lugar a la formación de leucogranitos diferenciados y un cortejo, irregularmente distribuido en el tiempo y en el espacio, de diques pegmoaplíticos.

Estos dos mecanismos, a veces convergentes respecto a la caracterización petrogeoquímica, aparecen normalmente superpuestos en sus relaciones espacio-temporales dando lugar a un poligenismo magmático

que cuestiona toda segregación mineral continua a gran escala, al menos si las condiciones dinámicas, externas al sistema y relacionadas con fases importantes de deformación, son muy variables.

**AGRADECIMIENTOS**

Deseo expresar mi agradecimiento a la Oficina de Exploración de ENUSA por su apoyo en la infraestructura de la toma de muestras y análisis del Th, y a los amigos y compañeros del Departamento de Cristalografía y Mineralogía por su colaboración y asesoramiento en las técnicas analíticas. Asimismo, agradezco a J. Arnaiz la revisión y corrección del manuscrito original.

**Apéndice 1**

*Método analítico*

— SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O: Absorción atómica. A partir de 0,2000 g de muestra sometidos a fusión y posterior disolución con ácido fluobórico hasta igualar un volumen de 100 ml.

— TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Ba, Sr, Zr, Ce y La: Fluorescencia de energía dispersiva de rayos X sobre pastillas de 4 g de polvo mezcladas y homogenizadas con un 15 % de celulosa. El aparato utilizado es un KEVEX 700 con fuentes de excitación directa y secundaria, bandeja portamuestra de 16 muestras y microanalizador KEVEX 7000-77 para la adquisición de datos, procesado del espectro y control automático del análisis.

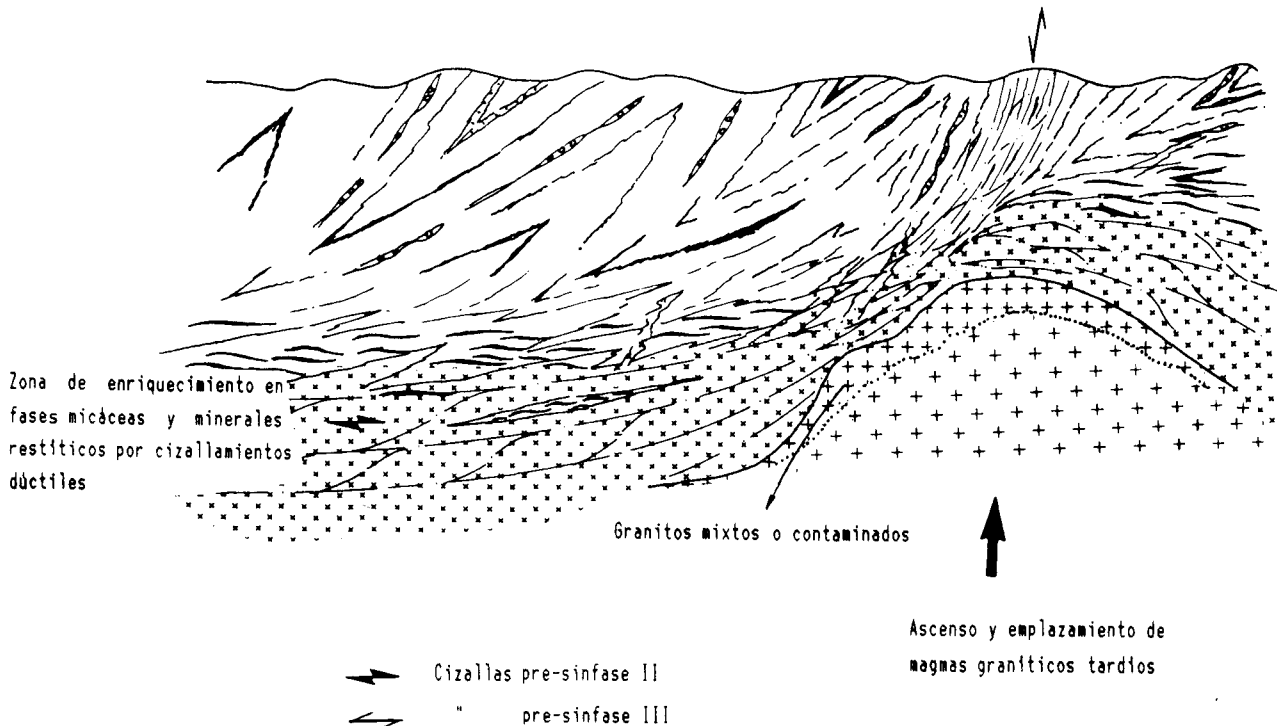


Fig. 11.—Corte geológico interpretativo de los niveles estructurales observados y de las zonas de cizallamiento dúctiles sin-tardimagmáticas (ver textos, misma leyenda que en la fig. 1).

— I.L.: Pérdida en tanto por ciento en peso de 1 g de muestra en polvo, después de calentarla a 950° C un tiempo de dos horas.

— Th: Analizado por ENUSA en el Laboratorio Químico de Mina Fe, Saelves el Chico (Salamanca).

## Apéndice 2

### a) Deducción de la fórmula de concentración mínima aproximada del polo residual a partir de la facies más representativa del material fuente (L-G)

En un sistema en el cual se produce fusión fraccionada, con expulsión del fundido por disminución de volumen y sin aporte de materia desde el exterior, la concentración del residuo sigue una ley exponencial. Es decir, si el volumen disminuye según la sucesión: 1/2, 1/4, 1/8, ... 1/2<sup>n</sup>, la concentración de un determinado mineral en el residuo se incrementará 2, 4, 8, ... 2<sup>n</sup> veces para una misma cantidad de muestra.

Por lo tanto, el contenido del polo residual (C') variará según la función:

$$C' = 2^n C.$$

### b) Ecuación de la recta $-y = xa_1 + a_0$ — al coeficiente de correlación (r) y número de muestras (N) que, aproximadamente, cumplen la tendencia milonítica (MI) y migmatítica-magmática de las figuras 4 y 5

La constante a<sub>1</sub> de estos gráficos —tg de la recta definida por mínimos cuadrados— da idea de «grado de partición» (1/tg) de los elementos en este proceso, especialmente cuando en abscisas se representa el sumatorio de los elementos más inmóviles (fig. 5 C, D, E y F).

Figura 4

Letra	Tend.	ao	a1	r	N
(C)	MI	25,01	-0,24	-0,70	93
	Mg	0,23	0,10	0,71	95
(D)	MI	2.813,31	-37,82	-0,70	86
	Mg	79,68	0,49	0,08	100
(E)	MI	4.470,92	-60,80	-0,65	84
	Mg	78,37	0,75	0,07	104
(F)	MI	1.004,57	-16,86	-0,59	90
	Mg	3,93	0,12	0,04	99

Figura 5

Letra	Tend.	ao	a1	r	N
(A)	MI	223,20	-0,27	-0,78	96
	Mg	197,38	-0,19	-0,70	100
(B)		149,31	-5,83	-0,66	111
		4,79	0,001	0,48	111
(D)	MI	1,81	0,001	0,66	103
	Mg	0,30	0,01	0,73	60
(E)		350,37	0,12	0,63	84
(F)	MI	156,82	0,45	0,66	50
	Mg	17,70	1,58	0,66	91

## Referencias

- Arribas, A. (1979). Les gisements de tungstène de la zone de Morille (province de Salamanca, Espagne). *Chron. Rech. Min.*, 450, 27-34.
- Arribas, A.; Gonzalo, F. J., e Iglesias, M. (1981). Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca). *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 3, 563-592.
- Bea, F. (1975). *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 193 págs.
- Bea, F. (1976). Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Stvd. Geol. Salman.*, 11, 25-73.
- Bea, F. y Ugidos, J. M. (1976). Anatexia inducida: petrogenesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca. *Stvd. Geol. Salman.*, 11, 9-24.
- Bea, F.; Sánchez González de Herrero, J. G., y Serrano Pinto, M. (1987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 87-194.
- Bouseily, A. M. EL y Sokkary, A. A. EL (1975). The relation between Rb, Ba y Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, 207-219.
- Carnicero, A. (1980). *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (oeste de la provincia de Salamanca)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 202 págs.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. (1974). Two contrasting granites types. *Pacif. Geol.*, 8, 173-174.
- Clarke, D. B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Miner.*, 19, 3-17.
- Conclusiones de la Mesa Redonda-Coloquio sobre «Tipología de los granitoides del macizo hespérico» (1987). *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 265-271.
- Cuney, M. y Friedrich, M. (1987). Physicochemical and crystalchemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.*, 110, 235-247.
- 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.
- Friedrich, M. (1984). Le complexe granitique hyperalumineux de Saint Sylvestre. Nord-Ouest-du Massif Central Français. L'uranium. Thèse 3 ème cycle Univ. Nancy Publi. en *Géol. Géoch. Uran.*, Nancy, Mém., 5, 361 págs.
- García de Figuerola, L. C. y Parga, J. R. (1968). Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. *Acta Geol. Hispánica*, 3, 69-72.
- García de Figuerola, L. C. y Franco, M. P. (1975). Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al este de Guijuelo (Salamanca). *Estudios Geol.*, 31, 487-500.
- García de Figuerola, L. C.; Franco, M. P., y Castro, A. (1983). Características petrológicas del complejo laminar pegmatóide («Serie del Alamo») de las provincias de Salamanca y Avila. *Stvd. Geol. Salman.*, 19, 33-77.
- García Garzón, J. y Locutura, J. (1981). Datación por el

- método Rb-Sr de los granitos de Lumbralles-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min. España*, 92, 68-72.
- Hanson, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26.
- Hernández Sánchez, M. E. (1989). *Tipología y origen de las mineralizaciones de Sn asociadas al Complejo granítico-metamórfico de Villaseco-Pereruela*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca, 131 págs.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981). La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne? *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, 89-93.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305.
- Jiménez Ontiveros, P. y Hernández Enrile, J. L. (1983). Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo. *Stvd. Geol. Salma.*, 18, 139-158.
- Lameyre, J. (1987). Las rocas graníticas de la Cadena Hercínica en el sector francés. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 1-12.
- López Plaza, M. (1980). Comportamiento reológico, fuerza ascensional y deformación en el material granítico: aplicación al plutón de Ledesma (Salamanca). *Bol. Geol. Min. España*, 91, 649-660.
- López Plaza, M. (1982). *Contribución al conocimiento de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 333 págs.
- López Plaza, M.; Carnicero, A., y Mata, F. (en prensa). Estructura del área granítica y migmatítica de Lumbralles (Oeste de Salamanca). *Tomo Homenaje Prof. A. San Miguel*. Barcelona.
- López Plaza, M. y Carnicero, A. (1987). El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España). Visión en el contexto geológico regional. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 53-69.
- López Ruiz, J. (1986). Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol.*, 42, 239-258.
- López Ruiz, J. y Cebria Gómez, J. M. (1990). *Geoquímica de los Procesos Magmáticos*. Ed. Rueda, 168 págs.
- Martínez Fernández (1974). *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 286 págs. Publ. en: *Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, 7, 3-141.
- Mehnert, K. R. (1968). *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 págs.
- Middelburg, J. J.; Van der Weijden, C. H., y Woitiez, J. R. W. (1988). Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, 68, 253-273.
- Montel, J. M. (1985). Is monazite guilty? Experimental determination of Ce-monazite solubility in Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> melts. *Terr. Cogn.*, 5, 2-3.
- Montel, J. M. (1986). Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O melts at 800° C, 2 kbar, under H<sub>2</sub>O-saturated conditions. *Geology*, 14, 659-662.
- Oen I. Soen (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central Portugal. *Bol. Geol. Min.*, 81, 271-298.
- Pedraza Domínguez, M. (1990). *Geología y Metalogenia de las Mineralizaciones Filonianas de Cu, Zn y Pb de Ahigal de los Aceiteros (oeste de la provincia de Salamanca)*. Tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca, 89 págs.
- Pupin, J. (1980). Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.
- Rapella, C. W. y Shaw, D. M. (1979). Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1117-1129.
- Roche de la, H.; Stussi, J. M. y Chauris, L. (1980). Les granites hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimiques appuyés sur une banque de données. Implication pétrogénétiques et metallogéniques. *Sci. de la Terre*, 24, 5-121.
- Storre, B. y Nitsch, K. H. (1972). *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 1-10 (en Winkler, 1978).
- Ugidos, J. M. (1988). Asimilación en los granitos hercínicos: aspectos básicos e implicaciones. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, 315-320.
- Watson, E. B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace elements geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 407-419.
- Watson, E. B. (1980). Apatite and phosphorus in mantlen source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295-304.
- Watson, E. B. y Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295-304.
- Winkler, H. F. G. (1978). *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. H. Blume, 344 págs.
- Wones, D. R. y Eugster, H. P. (1965). Stability of biotite, experiment, theory and application. *Am. Miner.*, 50, 1228-1272.
- Yoder, H. S. (1976). *Generation of basaltic magma*. *Nat. Acad. Sci.*, 265 págs.

Recibido el 30 de noviembre de 1990  
Aceptado el 30 de abril de 1991