

Caracterización geoquímica de las anatexitas del Domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora)

M. LOPEZ PLAZA y J. C. GONZALO

*Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.
Facultad de Ciencias, Plaza de los Caídos s/n. 37008 SALAMANCA.*

Resumen: Los granitos anatéticos del Domo del Tormes son rocas peraluminicas y de carácter potásico, si bien los distintos tipos manifiestan una serie de características químicas con implicaciones genéticas propias. Los leucogranitos tienen contenidos altos de SiO₂, bajos en TiO₂ y CaO, así como una relación alta de Fe/Fe+Mg y de Rb/Sr, con valores bajos en Ba; son pobres en tierras raras y presentan una anomalía negativa de Eu de pequeña a moderada. Uno de los tipos de leucogranitos, el de grano fino, podría ser el producto anatético de los gneises de grano fino, rocas de origen cortical muy pobres en tierras raras. Los granitos porfídicos biotíticos muestran características semejantes a las denominadas "granodioritas precoces", con valores más bajos de SiO₂ y de Fe/Fe+Mg, y más altos en TiO₂ y CaO; tienen una menor relación Rb/Sr y contenidos más altos en Ba; presentan mayor contenido global de tierras raras y anomalía negativa de Eu también de pequeña a moderada. Para este grupo se sugiere un protolito ígneo de origen infracortical o mantélico, que podría estar relacionado con las rocas tonalíticas y dioríticas asociadas, sin descartar un protolito grauváquico con importante participación ígnea. Los granitos porfídicos biotíticos sillimaníticos, manifiestan características intermedias en cuanto a elementos mayores y traza, pero su anomalía negativa de Eu es muy pequeña o nula y su fraccionación en tierras raras, sobre todo ligeras y medias, es bastante acusada. Su protolito podría ser metasedimentario pelítico. Finalmente, se presentan algunos análisis de biotita cuya composición refleja las características de cada uno de los grupos graníticos considerados.

Palabras clave: Domo del Tormes, anatexia, gneises, tipos graníticos, geoquímica, tierras raras, protolitos.

Abstract. The Tormes Dome is an heterogeneous anatectic area, which is made up mainly by Namuro-Westphalian granites, together with glandular gneisses, fine-grained leucogneisses and pelitic rocks in different migmatization stages. All the granites are peraluminous and potassic. According to their prevailing autochthonous character, no significant differentiation processes are evident. However, different granitic groups appear to have some distinctive features with genetic implications. Thus, the major group, the leucogranites, shows high SiO₂ content, low TiO₂ and CaO contents and a high Fe/Fe+Mg and Rb/Sr ratios, with low Ba content. They have low REE contents, and a low or moderately negative Eu anomaly. One of these leucogranites, the fine-grained type, could be an anatectic product derived from the fine-grained leucogneisses, which are crustal rocks with low REE contents. The porphyritic biotite granitoids show similar characteristics to the so-called "Older Granodiorites". Relative to the leucogranites, they exhibit lower SiO₂ and Fe/Fe+Mg values; higher TiO₂ and CaO contents; lower Rb/Sr ratio and higher Ba content, and also a REE increased content, with a low or moderately negative Eu anomaly. All of these features are suggestive of an igneous protolith, which could be related to associated tonalitic rocks of lower crustal or mantle origin, without rejecting a metagraywacke source as another possibility. The porphyritic biotite-sillimanite granites have intermediate character with a negligible negative Eu anomaly and a marked LREE fractionation. These features, together with a moderate Rb/Ba ratio, support a metasedimentary pelitic protolith. Finally, the available biotite analyses are consistent with the distinctive compositions of each granitic group.

Key words: Tormes Dome, anatexis, gneisses, granite types, geochemistry, REE, protoliths.

López Plaza, M. y Gonzalo, J.C. (1993): Caracterización geoquímica de las anatexitas del Domo del Tormes (Provincias de Salamanca y Zamora). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 113 - 128.

El denominado "Domo del Tormes" (Martínez, 1974; 1977) abarca una amplia zona anatética de la penillanura salmantino-zamorana (Fig. 1) que está limitada por dos importantes estructuras; al Sur, la zona de cizalla dúctil de Juzbado, y al Norte la cizalla de Pereruela, conjugada de la anterior (López Plaza y Carnicero, 1987).

El Domo del Tormes ha sido definido como "un domo gneísico en un área de metamorfismo de grado

alto" (Martínez *et al.*, 1988). Se caracteriza por el predominio de los granitos de dos micas sobre los granitos biotíticos, los cuales tienden a disponerse en bandas periféricas con rocas intermedias tonalíticas y dioríticas (López Plaza y Carnicero, 1987).

De acuerdo con la terminología establecida en la Mesa Redonda sobre Tipología de los Granitoides del Macizo Hespérico (Bea *et al.*, 1987), los granitos de

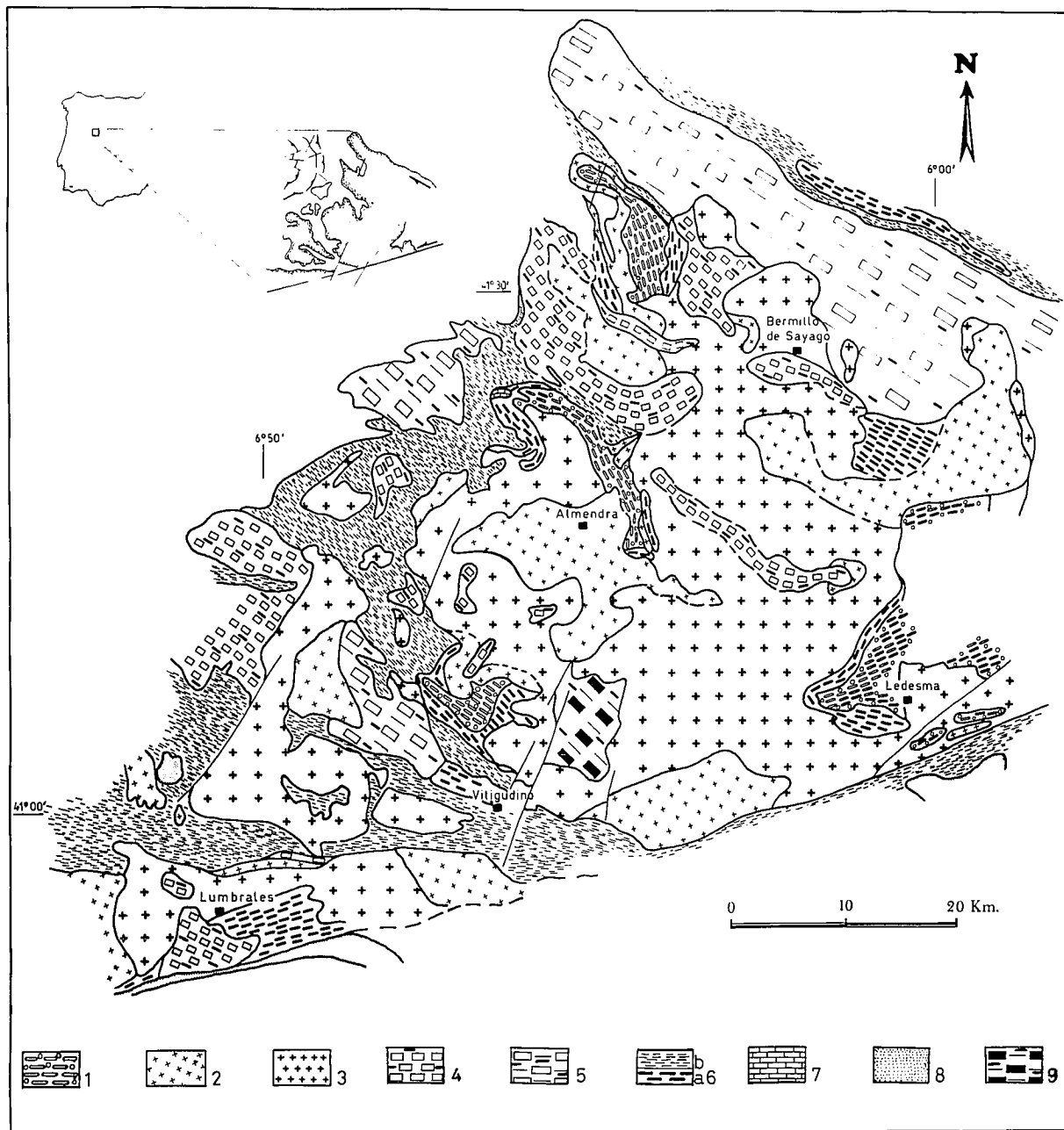


Figura 1.- Esquema geológico del Domo del Tormes. 1: gneis glandular. 2: leucogranitos de grano fino y metatexitas asociadas. 3: leucogranitos de grano medio y grueso. 4: granitos porfídicos biotíticos silimaníticos (tipo Almendra). 5: granitos porfídicos biotíticos (tipo Sayago). 6: Serie Pelítica, a) metatonalitas, gneises granodiorítico-tonalíticos, aplo-pegmatitas, b) metapelitas. 7: calizas. 8: cuarcitas ordovícicas.

dos micas del Domo del Tormes corresponden al grupo de los "leucogranitos peralumínicos", equivalentes a los G_2 de Capdevila (1969), mientras que los granitos biotíticos pertenecen al grupo de los "granitos de feldespato calcoalcalino", equivalentes a los G_1 del citado autor. Esta correspondencia ha sido ya reflejada en las distintas síntesis realizadas, bien cartográficas (Parga Pondal *et al.*, 1982; Departamento de Petrología, 1983; López Plaza y Carnicero, 1987), petrográficas (Corretgé *et al.*, 1977; Departamento de Petrología, 1980; López Plaza y Carnicero, *op. cit.*) o geoquímicas (Departamento de Petrología, 1980; Bea *et al.*, 1987).

Los escasos datos geocronológicos que se disponen de estos granitos (García Garzón y Locutura, 1981;

Priem y Den Tex, 1984; Pinto, 1987) indican una edad Namuro-Westfaliense (300-320 Ma) por lo que pueden adscribirse globalmente a la serie "older" de Schermerhorn (1956) y Oen (1970).

En la mayoría de los trabajos regionales se han investigado las rocas graníticas y las metamórficas por separado (por ejemplo, Martínez, 1974; López Plaza, 1982). El estudio integrado de ambos tipos de materiales, así como de los procesos que las afectan, fue aplicado a otros dominios más meridionales en el borde noroeste del Sistema Central (Franco, 1980; García de Figuerola *et al.*, 1983) y también al suroeste del propio Domo del Tormes (Carnicero, 1980). En los últimos años se ha llevado a cabo una revisión de las áreas ana-

téticas del Domo con ese enfoque integrador (Gonzalo *et al.*, *in litt*; López Plaza y Gonzalo, 1992). Así, se han establecido algunas características generales de orden litoestratigráfico, estructural y petrológico, que conducen a relacionar los granitos (anatexitas) con sus protolitos, aflorantes por lo general en las áreas perianatócticas del Domo. Uno de los objetivos de este trabajo es ahondar precisamente en esa relación genética a través de los datos geoquímicos.

Teniendo en cuenta la cortedad en la información geoquímica de partida (véase la recopilación de Bea *et al.*, 1987), los datos de elementos mayores, trazas y de tierras raras que ahora se presentan siguen siendo proporcionalmente escasos para un área superior a los 2.000 Km². No obstante, por el muestreo selectivo que se ha realizado, basado en un mayor conocimiento de los tipos graníticos, sus relaciones y su distribución, los análisis podrían resultar suficientes en lo concerniente a los granitos, dada la escasa variabilidad química de cada grupo, pero harían falta más datos de algunos tipos de rocas metamórficas para completar y precisar las relaciones genéticas propuestas.

En cualquier caso, este trabajo deberá ser complementado también con los datos geoquímicos de los granitos de Lumbrales (Carnicero, 1980; García Luis, 1991) del área epizonal de Barruecopardo (Martínez, 1974; Carnicero, *op. cit.*) y de la parte Oeste y Suroeste del Domo del Tormes (Martínez, 1974) (Fig. 1). La semejanza petrográfica de los tipos graníticos, puesta de manifiesto entre los sectores anatócticos de Lumbrales y del propio Domo del Tormes (López Plaza y Carnicero, 1987; López Plaza *et al.*, 1987), aconseja un tratamiento geoquímico unitario para todo el área.

Litoestratigrafía, estructura y metamorfismo

Desde un punto de vista litoestratigráfico se ha llegado a establecer la sucesión general para los materiales pre-anatócticos del Domo del Tormes, que de muro a techo es la siguiente (Gonzalo *et al.*, *in litt*; López Moro y López Plaza, 1993; Rodríguez Castellano y López Plaza, 1993):

Gneises glandulares ("augen gneiss" de Miranda do Douro de Ribeiro, 1974) datados por Lancelot *et al.* (1985) en 618±9 Ma.

Gneises leucocráticos no glandulares, incluyendo los gneises de grano fino (paragneis de grano fino de Ribeiro, *op. cit.*),

Serie pelítica, con intercalaciones de metatonalitas, gneises granodiorítico-tonalíticos, aplo-pegmatitas y, en menor abundancia, de turmalinitas, anfíbolitas y calizas. Esta serie aparece, en conjunto, hacia la periferia y zonas apicales del Domo.

Todos estos materiales pre-anatócticos están afectados por las 3 fases hercínicas de deformación regional (Martínez, 1974; López Plaza y Carnicero, 1987), con la excepción de las tonalitas (Grupo Ia de Martínez, 1974) que probablemente no registran la deformación

de Fase I hercínica (de pliegues de plano axial vertical). La Fase II hercínica suele obliterar a la anterior en los dominios anatócticos con una foliación subhorizontal característica, como en el resto del dominio de pliegues de plano axial horizontal (Díez Balda *et al.*, 1990). Finalmente, la Fase III origina pliegues laxos de plano axial vertical, sin esquistosidad asociada.

El proceso anatóctico, tardi-Fase III, afecta a estos materiales con diferente intensidad, desarrollándose desde gneises (o metapelitas) poco migmatizados, metatexitas, diatexitas, hasta granitos homogéneos. En ocasiones, se pueden identificar todos estos términos para un mismo tipo de anatexito, manteniéndose los rasgos texturales más característicos incluso en dominios epizonales, como ocurre con los leucogranitos de grano fino procedentes de gneises de grano fino (Gonzalo *et al.*, *in litt*). La mayor parte del Domo está constituido por diatexitas y granitos diatexíticos, aunque existen granitos homogéneos subautóctonos, esencialmente de grano medio.

Es frecuente la disposición laminar-subhorizontal, con alternancias de láminas de distintos tipos graníticos, sobre todo en las zonas de paso de un tipo a otro. Esto sugiere un fuerte control previo en función de la naturaleza de sus protolitos (Gonzalo *et al.*, *in litt*). La representación cartográfica de esta alternancia de láminas sólo se puede realizar mediante "dominios" en los que predomina un tipo granítico determinado.

A escala mesoscópica es frecuente la presencia de estructuras heredadas, como "schlieren", "pseudodiques", "resister", etc., testigos del proceso anatóctico generalizado. En consecuencia, no sorprende que la fábrica de los granitoides se haya desarrollado miméticamente a partir de superficies previas S₀, S₁ ó S₂, que corresponden, respectivamente, a la primitiva estratificación o contactos de láminas graníticas, a la esquistosidad de Fase I hercínica y a la de Fase II (Gonzalo *et al.*, *op. cit.*). Dado que esta última superficie S₂ suele ser subhorizontal, los contactos de las láminas de granitos así como su fábrica planar aparecen igualmente subhorizontales.

Pero los granitos a veces manifiestan también una fábrica plano-linear o simplemente una lineación subhorizontal. Este tipo de fábrica se relaciona con estructuras S-C desarrolladas por cizallamientos dúctiles tardi-Fase III, que suelen producir también el efecto de verticalizar las estructuras previas (López Plaza y Carnicero, 1987). Es probable que la removilización del magma anatóctico, cuando ésta se produce, sea propiciada por dichos cizallamientos (Gonzalo *et al.*, *in litt*). De este modo, cabe situar el proceso anatóctico claramente posterior a la Fase II hercínica y más bien tardío respecto a la Fase III de pliegues de plano axial vertical.

Aceptando los dos metamorfismos comunes en estos sectores de la Zona Centro Ibérica (Martínez, 1974; Carnicero, 1980; Sebastián y Martínez, 1989; Martínez *et al.*, 1990) se llega, en coherencia con lo expuesto, a asociar a las fases precoces de deformación (Fase II) el metamorfismo M₁ de régimen intermedio de P/T (con estaurolita, granate y silimanita-fibrolita), mientras que el metamorfismo de bajo régimen de P/T (con andalucita, cordierita y silimanita), se inicia con la Fase III y culmina tardíamente con la anatexia al disminuir el régimen compresivo (López Moro y López Plaza, 1993;

Rodríguez Castellano y López Plaza, 1993). El consecuente aumento en la presión magmática provoca los procesos de intrusión, manifestados generalmente por diques bajo control de los cizallamientos dúctiles (Gonzalo *et al.*, *in litt*).

Principales tipos graníticos

Independientemente del grado de homogeneización y del carácter más o menos diatexitico, desde el punto de vista petrográfico en el Domo del Tormes se han distinguido los siguientes tipos de granitos:

Granitos leucocráticos no porfídicos, que se corresponderían con los denominados “granitos de dos micas” (Corretgé *et al.*, 1977), que incluye los tipos de *grano fino, medio y grueso*. Son predominantemente granitos monzoníticos (Fig. 2) con plagioclasa de tipo oligoclasa ácida (10-12 % de anortita). Presentan contenidos variables de biotita y moscovita. Los de grano fino tienden a ser algo más ricos en cuarzo que los otros dos tipos, dentro de unos rangos composicionales poco contrastados (Fig. 2). Los tres tipos suelen contener silimanita en proporciones variables, en tanto que los de grano fino contienen específicamente granate (almandino-espesartina) (Domínguez Vadillo, 1991). La cordierita y andalucita son, por lo general, minerales accidentales. Hay que resaltar la escasez de inclusiones de circón en la biotita, sobre todo en los tipos de grano fino y medio (Domínguez Vadillo, *op. cit.*). En cuanto a la moscovita es destacable su probable origen

secundario, a partir de la silimanita principalmente (Gonzalo *et al.*, *in litt*).

Granitos porfídicos biotítico-silimaníticos, “*tipo Embalse de Almendra*”. Sus diferencias composicionales con los del subgrupo anterior no son muy marcadas, habiendo un claro solapamiento sobre todo con los medios y gruesos (Fig. 2). La biotita, que siempre es más abundante que la moscovita, contiene mayor número de inclusiones de circón, destacando, además, la presencia de anatasa, ilmenita y apatito (Domínguez Vadillo, 1991).

Así pues, las diferencias entre estos dos tipos son más de orden textural que mineralógico. Por otra parte, a escala mesoscópica el tipo porfídico suele presentar abundantes “shlieren” o restitas biotítico-silimaníticas, en tanto que en los leucogranitos de grano fino y medio las estructuras heredadas están representadas por “shlieren” silimaníticos más pobres en biotita. El tipo de grano medio suele contener enclaves micáceos de probable carácter xenolítico (Rodríguez Castellano y López Plaza, 1993). A excepción de este último, los restantes tipos muestran a menudo un paso gradual desde metatexitas a diatexitas y a granitos homogéneos.

Granitos porfídicos biotíticos, “*tipo Sayago*”. Se caracterizan por tener una plagioclasa cálcica (oligoclasa superior al 15% de anortita). Su contenido en cuarzo es, globalmente, inferior al del grupo anterior, existiendo facies granodioríticas (Fig. 2) (García de los Ríos, 1981). Aunque hay tipos de grano fino (tipo “Ledesma”), predominan los porfídicos de mesostasis de

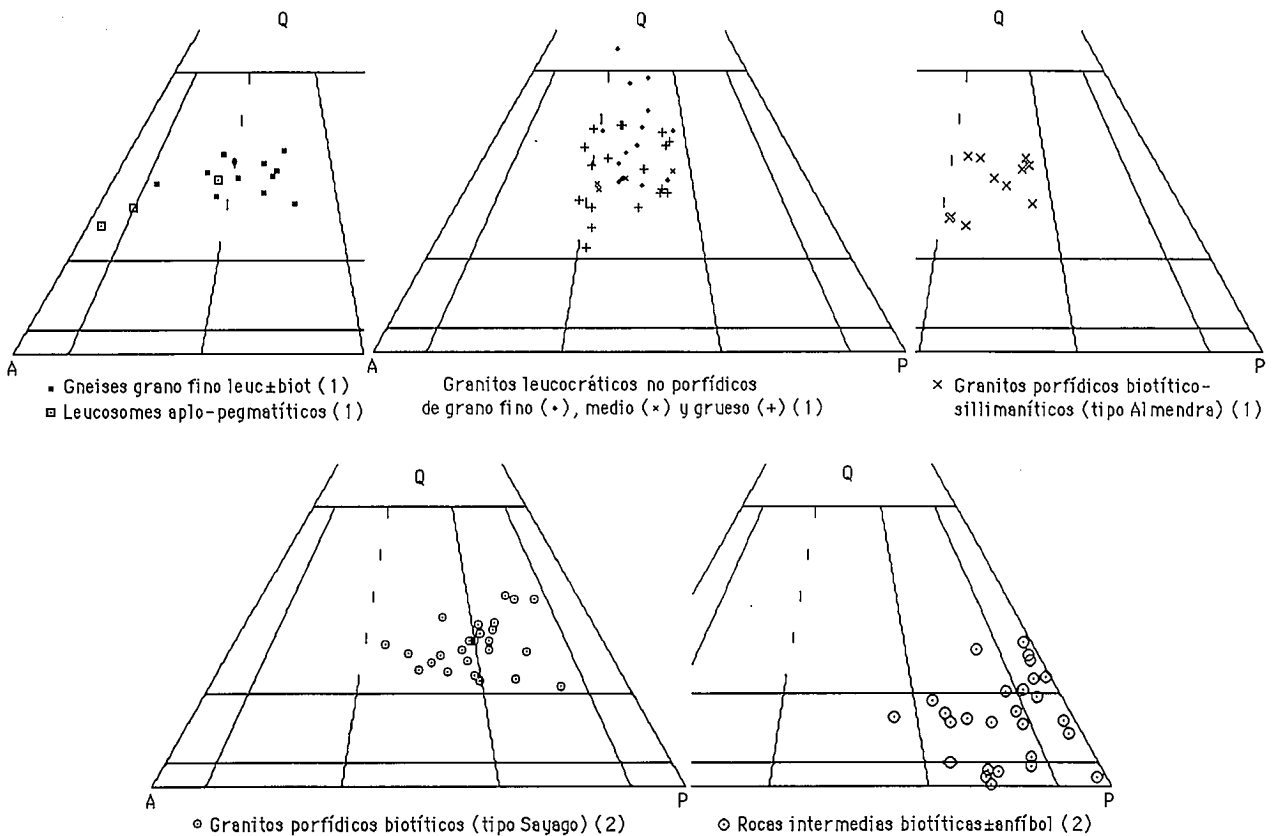


Figura 2.- Composiciones modales de los granitoides y rocas intermedias del Domo del Tormes. Basado en datos de García de los Ríos (1981) (2), Domínguez Vadillo (1991) y Rodríguez Castellano y López Plaza (1993) (1).

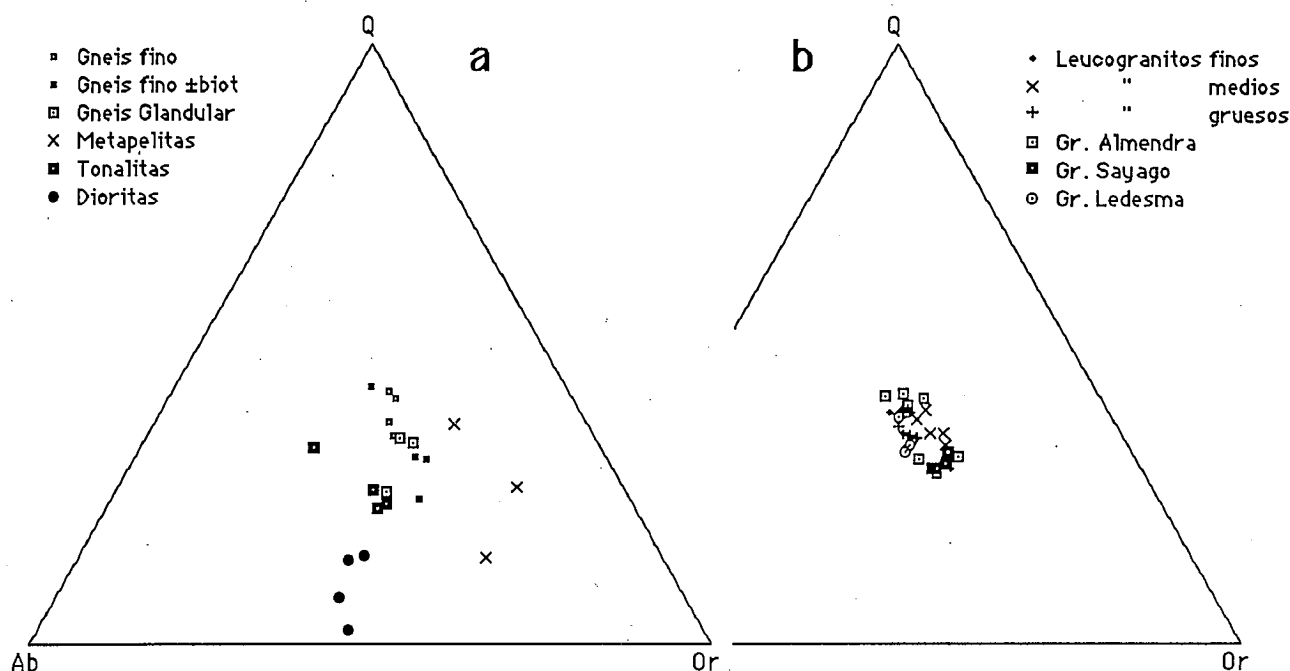


Figura 3.- Proyección en el diagrama normativo cuarzo-albita-ortosa para a) rocas metamórficas e ígneas intermedias del Domo del Tormes, y b) granitoides del Domo del Tormes.

grano medio (tipo "Sayago"). No tienen silimanita, y por esto la moscovita (secundaria) es escasa. La cordierita, sin embargo, es un accesorio común en las partes alóctonas (al noroeste) del macizo de Sayago, y también suele aparecer en diferenciados pegmatoides o en zonas de gran concentración de megacrystalos de feldespato potásico. Además, hay que resaltar la abundancia de apatito, así como la composición más magnésica de la biotita (Tabla IV, Fig. 12) (Gonzalo *et al.*, *in litt*). El rasgo mesoscópico más significativo es la presencia de enclaves microgranudos de composición granodiorítica, tonalítica o diorítica-cuarzodiorítica. Estos últimos muestran a veces texturas vaugneríticas (García de los Ríos, 1981; López Plaza y Carnicero, 1987). Es frecuente que estos materiales de composición granodiorítica-tonalítica aparezcan en bandas o láminas de naturaleza metatexítica alternando con el granito de Sayago, sobre todo en las zonas más autóctonas del macizo (al E-SE).

Además de los tipos petrográficos descritos anteriormente, existen en el Domo del Tormes otros granitos que no han sido tenidos en cuenta en este trabajo por aparecer de modo puntual o por no estar vinculados directamente al proceso anatéctico principal, como es el caso del granito cordierítico de Pelilla así como los diques de pórfidos y granitos relacionados. Por otra parte, en zonas marginales del Domo existe un conjunto de láminas de leucogranitos albiticos, aplitas, pegmatitas y turmalinitas (Carnicero, 1980; López Plaza y Carnicero, 1987), que no se consideran en este trabajo. Dichos materiales, en conjunto, son equiparables a la denominada "Serie del Alamo" de García de Figuerola *et al.* (1983), y pueden representar un nivel litoestratigráfico suprayacente al nivel gneísico (Gonzalo *et al.*, *in litt*).

Por las observaciones expuestas, tanto petrográficas como de campo, y desarrolladas en los trabajos previos, se llega a establecer una posible correspondencia

de los distintos granitos con sus protolitos, del siguiente modo:

a) los gneises leucocráticos no glandulares serían el protolito de los leucogranitos (en particular, los leucogranitos de grano fino se deben de corresponder con el "paragneis de grano fino" de Ribeiro, 1974),

b) determinados niveles de la serie pelítica superior darían lugar a los granitos porfídicos, tanto de tipo Almendra como de tipo Sayago, que en la zona norte del Domo aparecen ambos en bandas alternantes. En particular, el protolito de los granitos tipo Almendra correspondería a niveles esencialmente pelíticos.

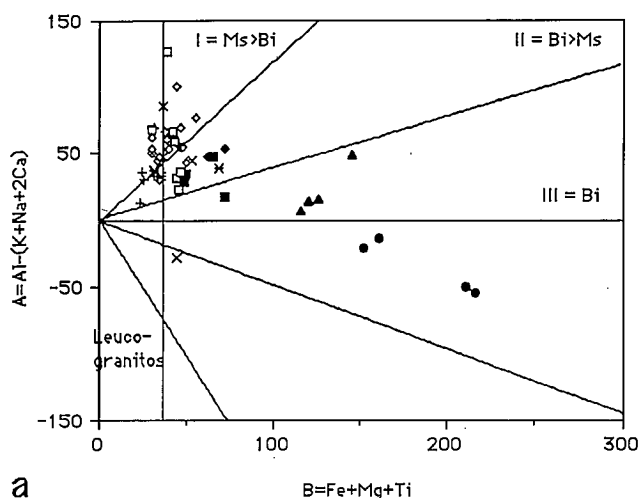
En el triángulo normativo Q-Ab-Or los tres tipos esenciales de protolitos presentan una gran dispersión, constatándose su discriminación. Sin embargo, todos los granitos, independientemente de su protolito, aparecen concentrados en un campo bastante restringido de dicho triángulo, teniendo en cuenta que lo que se representa son análisis de roca total y no leucosomes o primeros fundidos (Fig. 3). Este hecho apuntaría al origen anatéctico de todos los granitos, y a la uniformidad en las condiciones P-T-t del proceso, hipótesis de partida que se mantiene en este trabajo.

Caracterización geoquímica

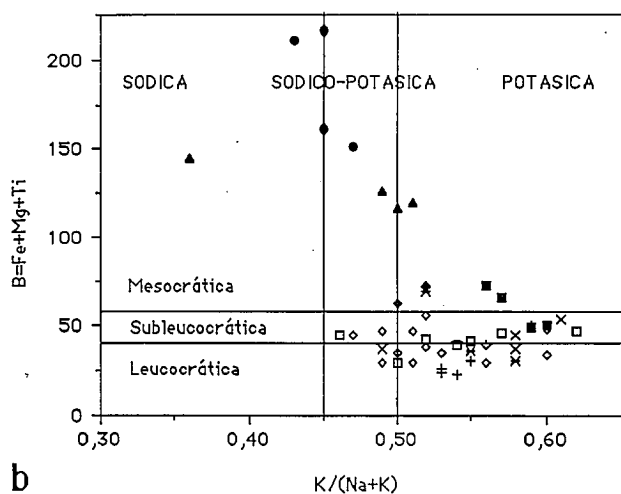
Leucogranitos no porfídicos (Tabla I).

Son rocas peraluminicas, con $Ms > Bi$ (Fig. 4a), predominantemente leucocráticas y de carácter potásico (Fig. 4b).

En cuanto a elementos mayores se caracterizan por poseer: 1) Contenidos en K_2O de 4,23 a 6,50 para valores de SiO_2 de 69,56 a 73,62 % (Fig. 5a). 2) Contenidos bajos de MgO (0,3-0,7 %), siendo los valores más bajos los de los granitos de grano fino. (Tabla I). Estos, a su vez, muestran la relación más alta



a



b

- Gr. Sayago □ Gr. Almendra ◇ Leucogranitos
- ◆ Gr. Ledesma + Gneis fino
- ▲ Tonalitas × Gneis fino (±biot)
- Dioritas × Gneis glandular

Figura 4.- Diagramas multicatiónicos de Debon y Le Fort (1983).

Fe/Fe+Mg ($> 0,63$) (Fig. 5b) correspondiendo los valores inferiores a los granitos medios (Tabla I). 3) Contenidos también bajos de CaO ($< 0,9$) y TiO₂ ($< 0,44$) (Fig. 5c y d).

En los elementos traza destacan los siguientes aspectos (Tabla I, Fig. 6): 1) bajos contenidos en Sr (en torno a 70 ppm), 2) contenidos elevados de Rb (> 100), 3) contenidos variables de Ba (145-530), y 4) en el diagrama Rb/Sr frente a Sr (Fig. 6c) definen un campo con una relación Rb/Sr entre 1 y 10.

Las tierras raras de estos leucogranitos presentan las siguientes características principales (Tabla I, Fig. 7a): 1) contenidos globales muy variables ($\Sigma\text{REE}=13-182$), que son independientes del tipo granítico (fino, medio o grueso), 2) una considerable fraccionación ($(\text{La/Lu})_n=16-50$), y 3) pequeña a moderada anomalía negativa de europio ($\text{Eu/Eu}^*=0,55-0,31$), correspondiendo la anomalía más acusada a los granitos de grano medio.

Gneises asociados a los leucogranitos (Tabla I).

Gneises de grano fino. Las características geoquímicas más destacables de los gneises de grano fino son las siguientes:

1) Los contenidos de elementos mayores manifiestan una variación más acusada que los leucogranitos, en coherencia con su carácter bandeado. Así, mientras que los niveles más biotíticos muestran características similares a los leucogranitos, los niveles más leucocráticos se diferencian de éstos por: a) su mayor contenido en SiO₂ (hasta 76 %) (Fig. 5); b) una mayor relación Fe/Fe+Mg (Fig. 5b); c) sus menores contenidos en CaO y TiO₂ (Fig. 5c y d).

2) En elementos traza los gneises más leucocráticos son también los que más se apartan de los leucogranitos, por sus valores inferiores de Sr y su mayor relación Rb/Sr (Fig. 6), resultando así ampliado el campo de los gneises respecto del de los leucogranitos en el diagrama Rb/Sr frente a Sr (Fig. 6c).

3) En cuanto a las tierras raras hay que resaltar los siguientes aspectos (Fig. 7b): a) contenidos globales muy bajos ($\Sigma\text{REE}=27-53$); b) fraccionación muy débil ($(\text{La/Lu})_n=4-11$), siendo ésta casi inexistente en las tierras raras pesadas ($(\text{Gd/Lu})_n < 2$), posiblemente por la presencia de granate; c) anomalía negativa de Eu moderada a grande ($\text{Eu/Eu}^* < 0,36$).

Gneises glandulares. A pesar del escaso número de muestras analizadas se pone de manifiesto que tienen unos caracteres químicos análogos a los de los gneises finos más biotíticos y a los leucogranitos. Sólo se dispone de análisis de tierras raras de una muestra de estos gneises glandulares, precisamente de la facies más biotítica y plagioclásica, que tiene las siguientes características: a) contenidos globales de tierras relativamente altos, b) fuerte fraccionación, más acusada en las ligeras, y c) no tienen anomalía de europio. Estas características, sin que puedan por el momento hacerse extensivas a todos los gneises glandulares, difieren de las del resto de los gneises ácidos y de los leucogranitos (Fig. 7b).

Granitos porfídicos biotítico-silimaníticos (tipo "Embalse de Almendra") (Tabla II).

Son también rocas peraluminicas con dispersión vertical en el diagrama A-B (Fig. 4a), predominantemente subleucocráticas y de carácter potásico (Fig. 4b). Sus contenidos en SiO₂, K₂O, CaO y TiO₂ son similares a los de los leucogranitos (Fig. 5). Sin embargo, su relación Fe/Fe+Mg es bastante constante (0,64-0,68) y se corresponde con los valores más bajos del rango de los leucogranitos (Fig. 5b).

En elementos traza tampoco muestran variaciones significativas respecto de los leucogranitos. En el diagrama Rb/Sr frente a Sr, si bien se proyectan dentro del campo de los leucogranitos, tienden a ocupar una posición que se corresponde con los valores más bajos de Rb/Sr (Fig. 6c).

Los contenidos globales de tierras raras son también bajos ($\Sigma\text{REE}=50-102$), pero se diferencian de los leucogranitos por la mayor fraccionación ($(\text{La/Lu})_n=46-62$),

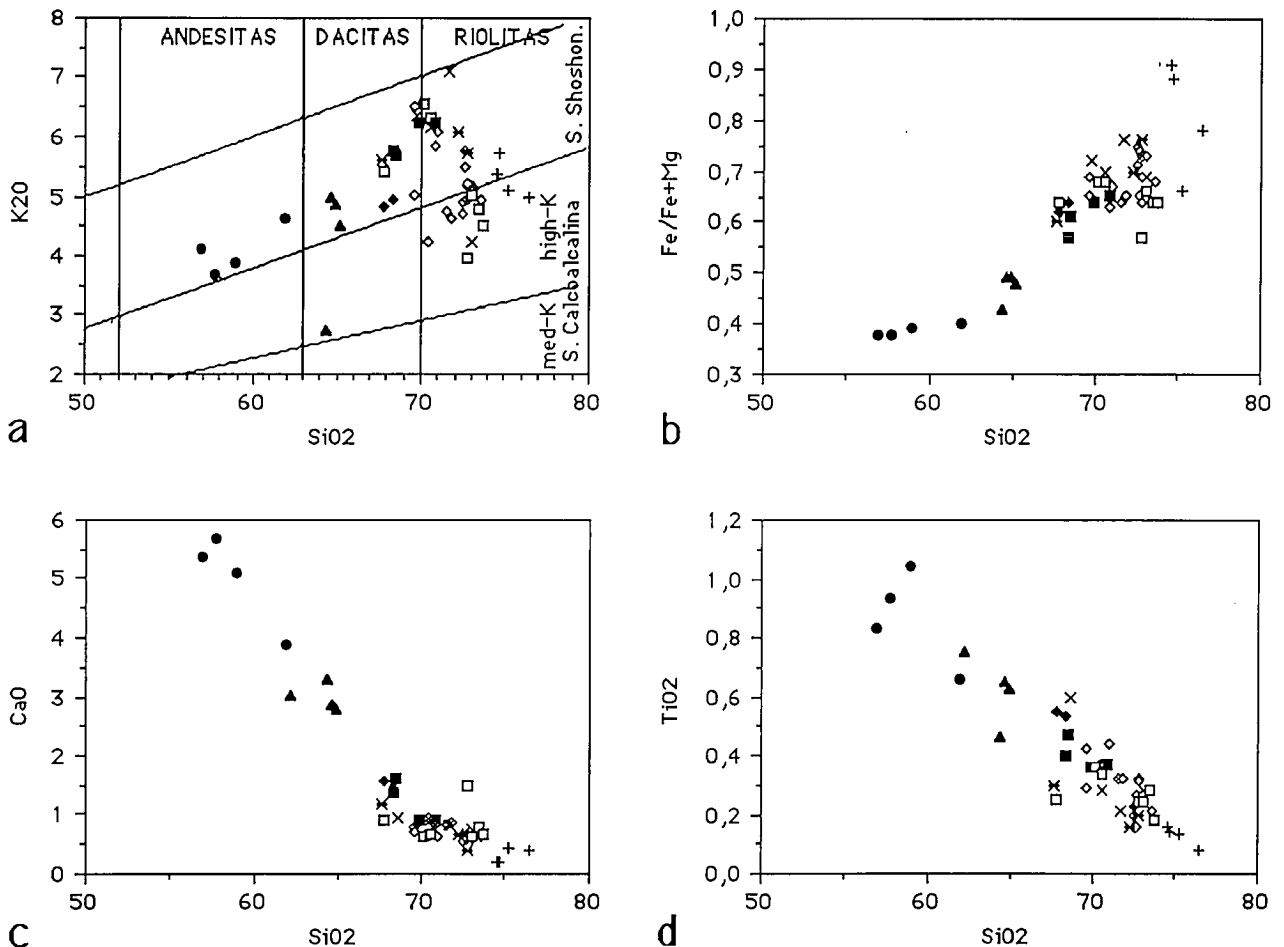


Figura 5.- Diagramas de variación química. Los campos establecidos en a) se basan en Peccerillo y Taylor (1976). (Mismos símbolos que en la Fig. 4).

sobre todo en las ligeras, y especialmente por la nula o pequeña anomalía negativa de europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1-0,60$) (Fig. 7c).

Metapelitas asociadas (Tabla II). Las metapelitas analizadas, comparadas con las PAAS (Taylor & McLennan, 1985), tienen valores muy bajos de CaO ($<0,43\%$), bajos de SiO_2 ($\approx 56\%$) y P_2O_5 ($\approx 0,10\%$), relativamente altos de Al_2O_3 ($>20\%$) y muy altos de K_2O (4,5 - 6,5). Sin embargo, en conjunto son similares a las pelitas del Complejo Esquisto Grauváquico (Rodríguez Alonso, 1985), aunque algo menos silíceas y claramente más potásicas.

Sus contenidos en elementos traza son altos en Ba (490 - 11180 ppm) y bajos en Sr (<218). En Rb presentan contenidos variables (48 - 325) aunque tienden a ser más altos que las PAAS.

Granitos porfídicos biotíticos ("tipo Sayago") (Tabla III).

Tienen un carácter aluminico menos marcado que los granitos anteriores. Se proyectan en el campo II, $\text{Bi}>\text{Ms}$, del diagrama A/B de Debon & Le Fort (Fig. 4a), y tienen valores medios de corindón normativo (1,51 - 3,01) inferiores a los granitos porfídicos tipo Embalse de Almendra (1,95 - 7,24). Son subleucocráticos

a mesocráticos y de tendencia potásica (Fig. 4b).

Este tipo granítico es el más pobre en SiO_2 y más rico en K_2O , CaO y TiO_2 (Fig. 5) y con una relación $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ más baja (Fig. 5b). Sus contenidos en Rb son bajos (<100 ppm) y altos en Sr (>100) y Ba (>500) (Fig. 6a y b). En consecuencia, en el diagrama Rb/Sr frente a Sr definen un campo propio y diferenciado del resto de los granitos (Fig. 6c).

Sin embargo, por lo que se refiere a las tierras raras presentan gran similitud con los leucogranitos. Excepto un mayor contenido global ($\Sigma\text{REE}=85-330$), los más altos de todo el Domo), tienen, como los leucogranitos, una fraccionación fuerte ($(\text{La}/\text{Lu})_n=27-51$), bastante homogénea en ligeras y pesadas) y una anomalía negativa de europio de pequeña a moderada ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,60-0,53$) (Fig. 7d).

Los granitos finos de tipo Ledesma son mesocráticos (Fig. 4b) y pobres en SiO_2 ($\approx 68\%$). Manifiestan una marcada afinidad geoquímica con los de tipo Sayago, si bien son aún más ricos en CaO y TiO_2 (Fig. 5c y d) así como en Rb (Fig. 6b y c).

Rocas intermedias (Tabla III).

En las rocas de composición intermedia asociadas a los granitos porfídicos de tipo Sayago (García de los Ríos, 1981) se establecen dos tipos en función de su mine-

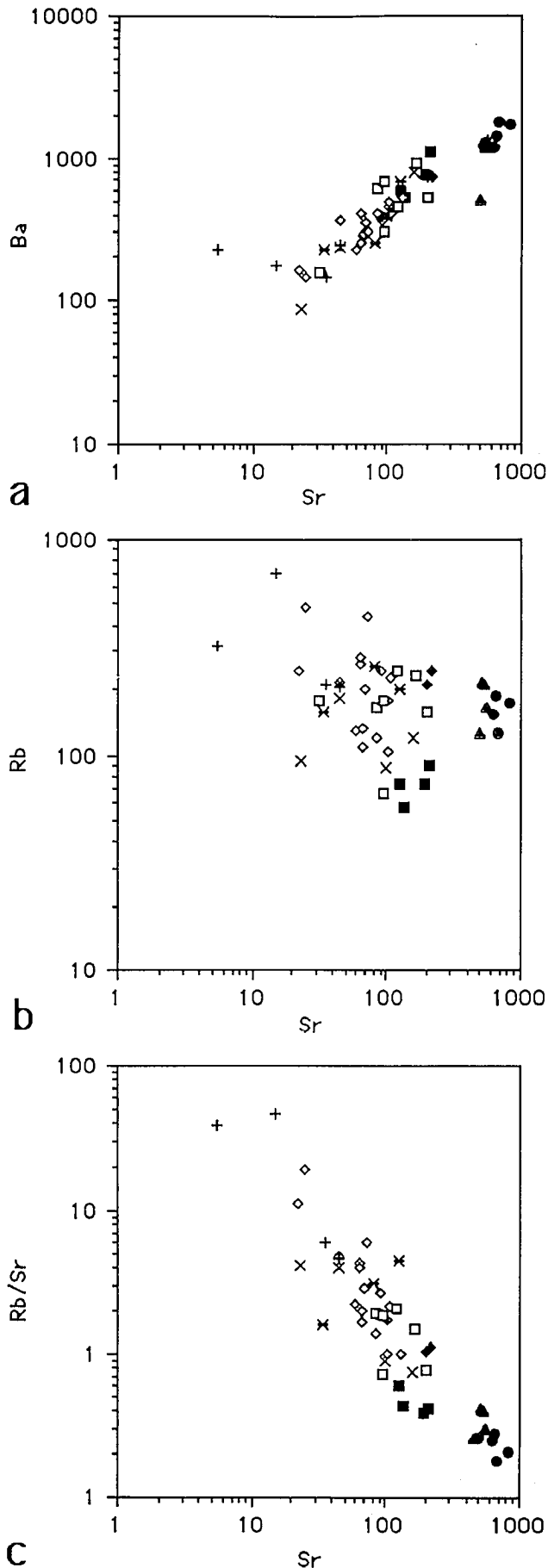


Figura 6.- Diagramas de elementos traza significativos. El diagrama Rb/Sr frente a Sr discrimina los tres grupos graníticos principales del Domo del Tormes. (Mismos símbolos que en la Fig. 4).

ralogía: rocas biotíticas (esencialmente granodioríticas y tonalíticas) y rocas biotítico-anfibólicas (cuarzomonzodioritas, monzodioritas, dioritas y cuarzodioritas).

Rocas biotíticas. Son rocas moderadamente aluminosas, restringidas al campo III (sólo biotita) del diagrama A/B (Fig. 4a), y claramente mesocráticas (Fig. 4b).

Sus contenidos en K_2O son altos (hasta 5%) teniendo en cuenta los valores de SiO_2 algo inferiores a 65% (Fig. 5a).

Los elementos traza se caracterizan por sus contenidos muy altos en Sr (≈ 500 ppm) y Ba (>1000) y relativamente altos de Rb (127-212) (Fig. 6a y b). En el diagrama Rb/Sr frente a Sr (Fig. 6c) quedan claramente separadas del campo ocupado por los granitos, tanto leucocráticos como biotíticos.

Sus contenidos en tierras raras son relativamente altos ($\sum REE \approx 250$) con una fuerte fraccionación, muy acusada en las ligeras ($(La/Sm)_n \approx 12$) y con una anomalía negativa de europio muy pequeña ($Eu/Eu^* = 0,89-0,70$) (Fig. 7e).

Rocas con biotita y anfíbol. Son las únicas rocas claramente meta-alumínicas del Domo del Tormes (Fig. 4a) y las de carácter mesocrático más acusado (Fig. 4b).

Presentan los valores más bajos de SiO_2 (56-62 %) y contenidos en K_2O altos (3,70-4,60 %), para esos valores de SiO_2 (Fig. 5a). Los contenidos en CaO , TiO_2 y MgO son también altos, mayores que los de las rocas intermedias biotíticas, y su relación $Fe/Fe+Mg$ es, en consecuencia, más baja (Fig. 5).

Los contenidos de elementos traza significativos son similares a los de las rocas biotíticas y en el diagrama Rb/Sr frente a Sr queda definido el campo de las rocas intermedias, si bien las anfibólicas están algo desplazadas hacia valores mayores de Sr (>600 ppm) (Fig. 6c).

En cuanto a tierras raras, los contenidos globales son moderados ($\sum REE = 131-203$), aunque algo más bajos que las rocas biotíticas. Presentan también una fuerte fraccionación ($(La/Lu)_n = 36-63$), esencialmente de ligeras ($(La/Sm)_n = 9-24$), así como pequeña o nula anomalía negativa de europio ($Eu/Eu^* = 0,81-0,99$) (Fig. 7f).

Discusión

El primer aspecto destacable se refiere a las escasas diferencias en el quimismo de los distintos tipos de granitos frente a la "heterogeneidad química" de sus supuestos protolitos (Fig. 3). Esto reflejaría por un lado, la uniformidad en las condiciones del proceso anatéctico y, por otro lado, la ausencia significativa de los procesos de diferenciación magmática (Fig. 5). Sólo puntualmente se constatan procesos de diferenciación en algún dique de granito biotítico tipo Sayago, con una ligera tendencia de evolución sílico-potásica (Fig. 8).

No obstante, el diagrama convencional Rb/Sr frente a Sr permite la diferenciación de los distintos tipos graníticos (Fig. 6c). Así, el grupo de los leucogranitos queda separado del propio de los granitos biotíticos tipo Sayago ("calcoalcalinos"), al igual que en otros sectores del Macizo Hespérico (Corretgé *et al.*, 1990). Los granitos porfídicos biotítico-silimanfíticos (tipo Almendra) manifiestan

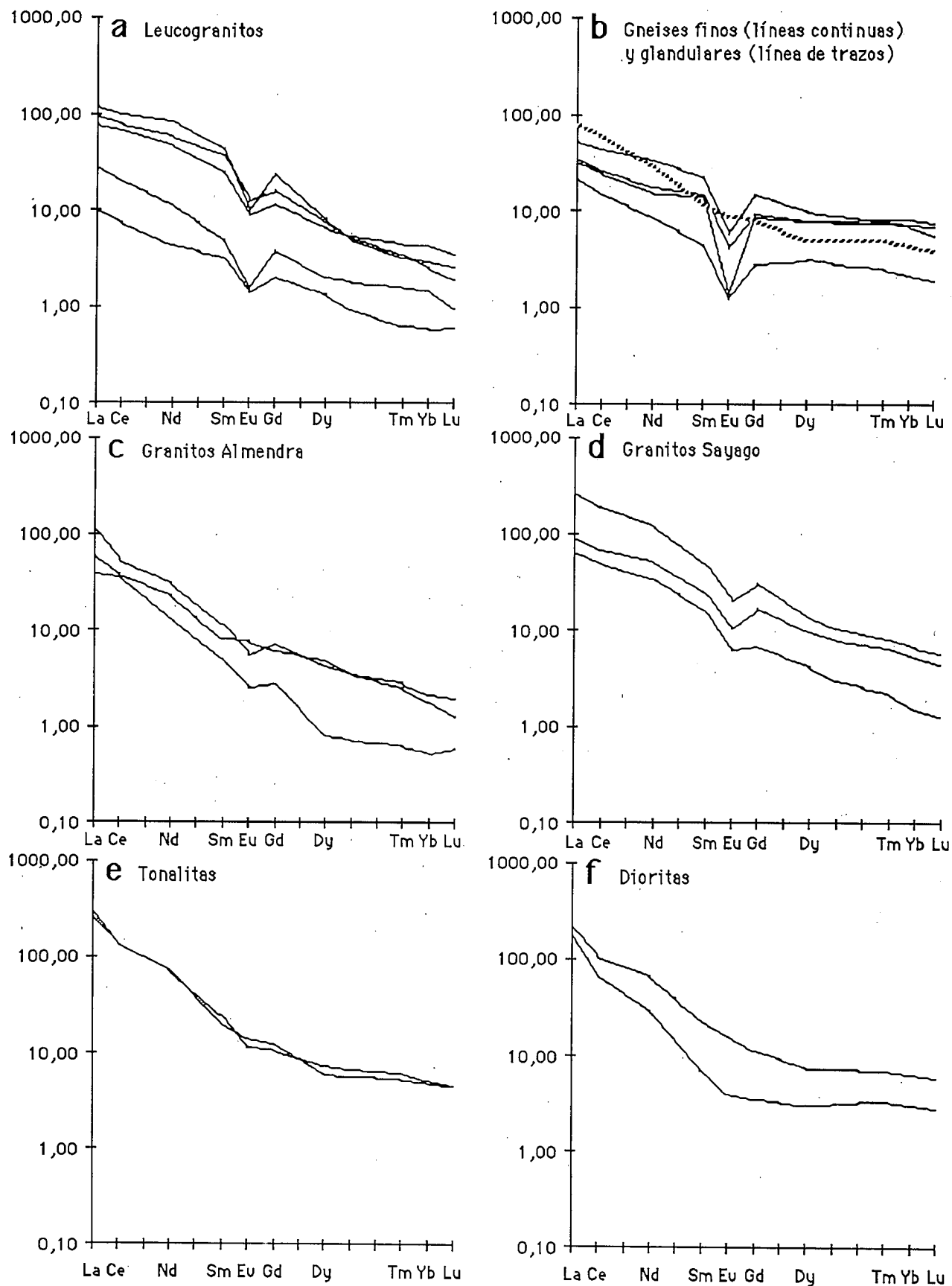


Figura 7.- Espectros de tierras raras normalizados al condrito según Boynton (1984).

tan un cierto carácter intermedio entre los leucogranitos y los granitos biotíticos. En consecuencia, podrían ser equiparables a algunos granitos porfídicos de dos micas

de Galicia (Bellido et al., 1987), cuyo origen, en algunos casos, ha sido atribuido a la fusión de rocas pelíticas o psamíticas (Ortega, 1987; en Corretgé et al., 1990).

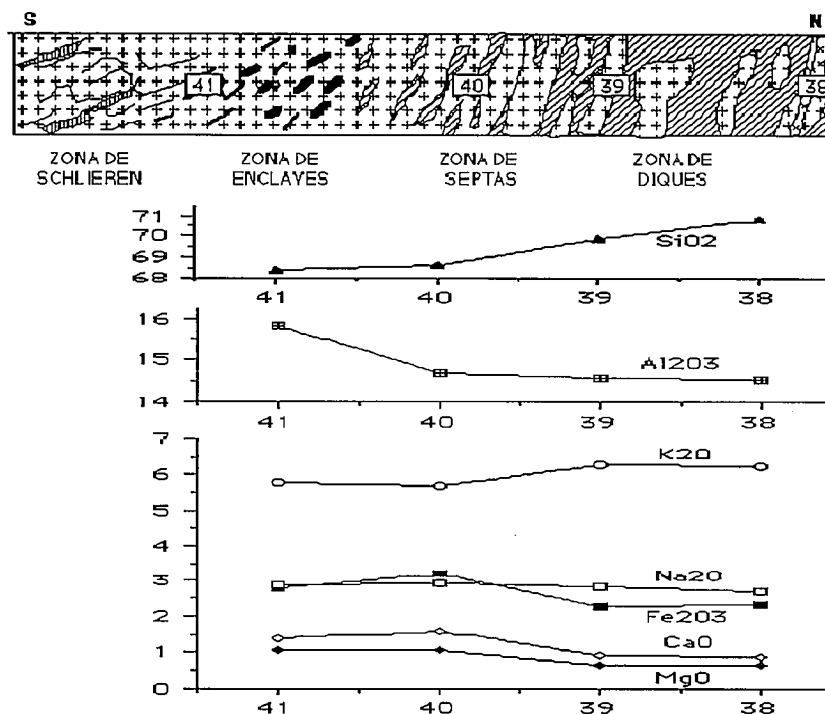


Figura 8.- Corte esquemático e interpretativo del borde Norte del granito porfídico biotítico de Sayago, y diagramas de variación química para las muestras analizadas.

Sin embargo, la discriminación de los granitos porfídicos "tipo Almendra" respecto a los otros dos grupos es evidente al comparar los espectros de tierras raras (Fig. 7). Su nula o pequeña anomalía negativa de Eu requiere una fuente con poco o nada de feldespatos residuales (Cullers y Graf, 1984). La permanencia en el residuo de fases minerales como el apatito explicaría su mayor fraccionación de las tierras raras ligeras y medias, al mismo tiempo que contribuiría a disminuir la anomalía negativa de Eu (Hanson, 1978). Un residuo de este tipo podrían ser las restitas biotítico-silimaníticas y los schlieren de biotitas ricas en inclusiones de apatito, frecuentes en estos granitos tipo Almendra. La naturaleza del residuo, las relaciones de campo y las características petrográficas descritas anteriormente, sugieren para estos granitos un protolito esencialmente pelítico. En general, se cumplen todas las condiciones establecidas por Miller (1985) para granitos peralumínicos derivados de fuentes metasedimentarias pelíticas, siendo la relación Rb/Ba siempre superior a 0,25, excepto en una de las muestras. No obstante, las metapelitas analizadas, excesivamente pobres en sílice y calcio (Tabla II), no serían representativas del nivel que da origen a estos granitos.

Los contenidos y espectros de tierras raras de los leucogranitos (Fig. 7a) son similares a otros del Sistema Central español (Ugidos *et al.*, 1992), así como a los leucogranitos hercínicos del Macizo Armoricano (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Para este tipo de leucogranitos se ha propuesto un origen cortical a partir de gneises metasedimentarios (Ugidos *et al.*, *op. cit.*; Bernard-Griffiths *et al.*, *op. cit.*). Los leucogneises de grano fino del Domo del Tormes (gneises finos±biotita de la Tabla I), considerados como "paragneises" por Ribeiro (1974), podrían representar el protolito de los leucogranitos de grano fino, cuya relación ha sido esta-

blecida por geología de campo. Sin embargo, las muestras de gneises de grano fino más leucocráticos (13, 14, 43 y 48, Tabla I) son en realidad metatexitas con mayor proporción de leucosome rico en cuarzo y feldespático potásico, con granate como accesorio (Domínguez Vadillo, 1992). Por esto, tienen un mayor contenido en SiO₂, K₂O y Rb, y menos FeO, MgO, TiO₂, CaO y Sr que los leucogranitos, así como una anomalía negativa de Eu más acusada. La presencia de granate de estos leucosomes explica su mayor contenido en tierras raras pesadas y contribuye a la mayor anomalía negativa de Eu (Hanson, 1978; Cullers y Graf, 1984). Los leucogranitos con mayores porcentajes de fusión y de homogeneización leucosome-mesosome tienen una composición mucho más afín a la supuesta roca de partida (gneises finos±biotita).

En términos generales el quimismo de los leucogneises es análogo a los de la región de Finisterre (Galicia) (Gil Ibarra *et al.*, 1984) y también a los del Sistema Central (Navidad *et al.*, 1992). En este último caso hay además una asociación entre leucogneises y gneises glandulares que es similar a la del Domo del Tormes. En el diagrama de Pearce *et al.* (1984) los leucogneises se proyectan entre los campos "VAG" y "Sin-ColG" (Fig. 9) y su normalización al ORG ("Ocean Ridge Granites") (Fig. 10a) indica un fuerte enriquecimiento en Rb y anomalías negativas progresivamente mayores del Ce al Yb. Estos resultados apoyan una cierta similitud con los gneises de los sectores citados, sin pretender llegar a ninguna otra valoración genética.

En cuanto a los granitos porfídicos biotíticos, "tipo Sayago", el primer problema se refiere a su significado. Aunque son equiparables a las "granodioritas precoces" (G₁) de Capdevila *et al.* (1973), su desvinculación total de los "granitos de dos micas" (G₂) es problemática y ha sido ya cuestionada por otros autores

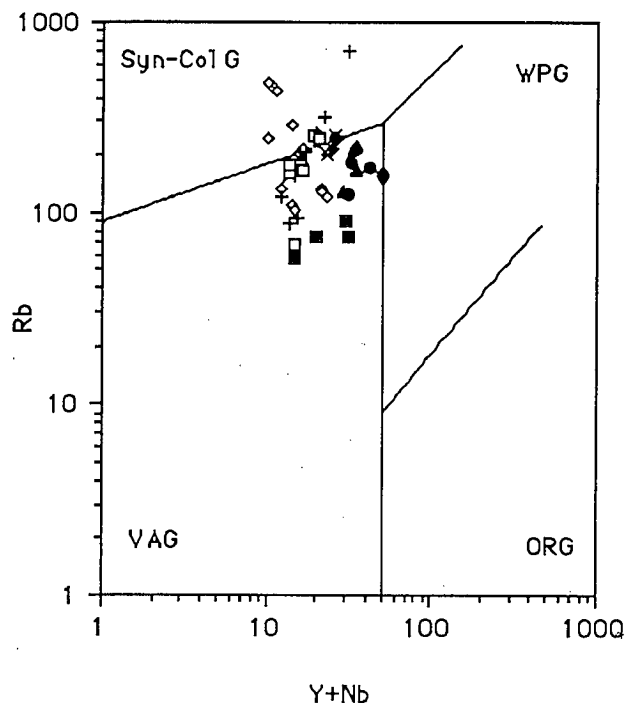


Figura 9.- Diagrama de Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) para las anatexitas y rocas ígneas intermedias del Domo del Tormes. (Mismos símbolos que en la Fig. 4).

para el Norte de Galicia (Bellido *et al.*, 1987). En el Domo del Tormes se pone de manifiesto un modo de yacer similar entre los dos tipos de granitos porfídicos, que aparecen en láminas alternantes entre sí; los biotíticos "tipo Sayago" y los biotítico-silimaníticos "tipo Almendra". Por tanto, admitiendo el origen anatético de ambos, sus diferencias han de ser referidas al tipo de protolito. La sucesión alternante de láminas graníticas hace pensar en unos materiales de partida de tipo esquistoso y grauváquico, cuyos productos palingenéticos podrían ser los granitos tipo Almendra y tipo Sayago, respectivamente. Ambos materiales podrían estar

representados en el Complejo Esquisto Grauváquico. Un protolito de tipo grauváquico ha sido ya considerado por Toros (1981); así como por Gil Iburguchi *et al.* (1984) para granitos similares ("calcoalcalinos") de otros sectores del Macizo Hespérico.

Sin embargo, su asociación con rocas intermedias (tonalitas y dioritas) sugiere la hipótesis alternativa de considerar un protolito ígneo de origen infracortical o mantélico, como ha sido tradicionalmente sostenido para la denominada "serie calcoalcalina" (Capdevila, 1969; Capdevila *et al.*, 1973). El diagrama Rb/Sr frente a Sr (Fig. 6c) no sólo discrimina a los granitos porfídicos biotíticos, sino que además indica que sus valores se aproximan a los de las rocas intermedias. Análogamente, el diagrama K_2O/SiO_2 (Fig. 5a) sugiere relaciones similares entre ambos tipos de rocas. Se podría tratar de un magmatismo potásico, incluso de tipo shoshonítico, de edad prehercínica o más probablemente hercínica precoz, como indican las dataciones realizadas en rocas tonalíticas semejantes de áreas próximas (337 a 383 m.a. en los ortogneises finos de Pala, Regencio Macedo, 1988). Los términos más diferenciados de este magmatismo corresponderían, en esta hipótesis, al protolito de los granitos de tipo Sayago. Este, realmente, estaría totalmente transformado por el proceso anatético, perdiendo las tonalitas y dioritas a modo de "resister".

Las rocas intermedias tienen unos contenidos y distribución de tierras raras comparables a los de las andesitas continentales (Cullers y Graf, 1984). Análogamente, en el diagrama Rb/Y+Nb (Fig. 9) estas rocas, junto con los granitos tipo Sayago, quedan restringidas al campo VAG, y son las que más se ajustan al ORG (Fig. 10b); si bien, estos diagramas son utilizados aquí sólo a efectos de caracterización. Algunas de estas rocas intermedias, con biotita y anfíbol (dioritas, cuarzdioritas, monzdioritas y cuarzomonzdioritas), muestran características geoquímicas, tanto en elementos mayores como de tierras raras, que son similares a las de las rocas vaugneríticas de otros sectores de la Cadena Hercínica

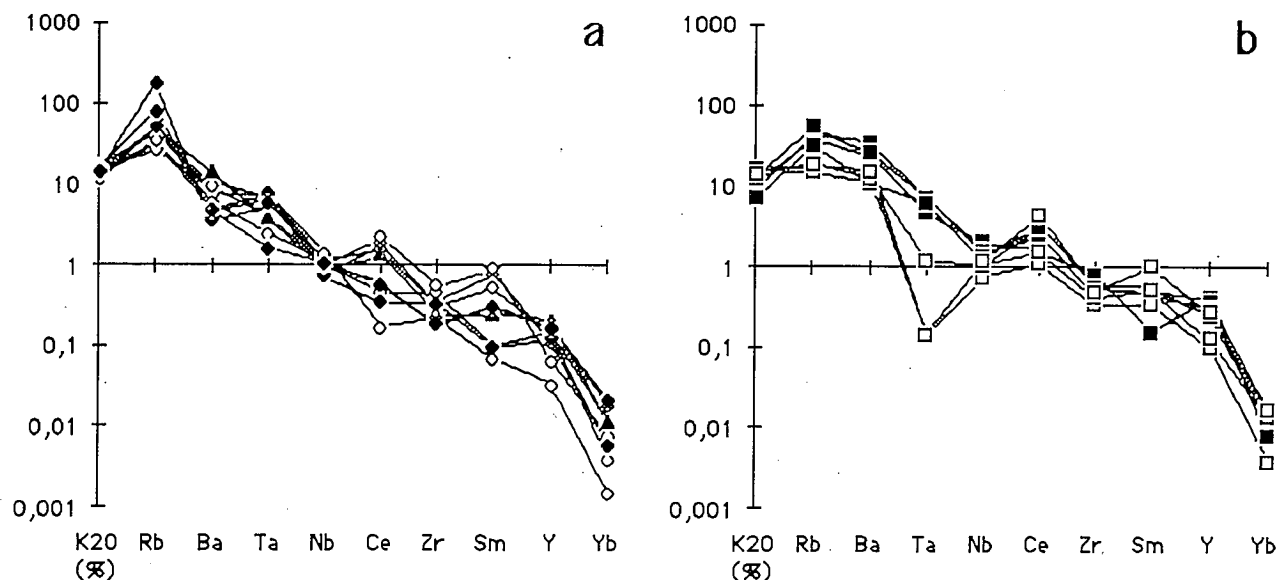


Figura 10.- Diagrama de normalización al ORG (Pearce *et al.*, 1984). a) Leucogranitos (rombos vacíos), gneises de grano fino (rombos llenos) y gneises glandulares (triángulos llenos). b) Granitos porfídicos biotíticos (tipo Sayago) (cuadrados vacíos), tonalitas y dioritas (cuadrados llenos).

Tabla IV.- Composición media de las biotitas de los distintos tipos graníticos.

Muestra	Leucogranitos n=29	Gran Porf Alm n=17	Gran Fin n=4	Ledes Gran Porf n=36	Sayago (end. Say) n=9	Metatonalitas n=5	Vaugneritas n=6
SiO ₂	34,59	35,43	35,98	34,94	35,06	37,09	37,65
Al ₂ O ₃	18,51	17,71	16,80	18,29	18,76	15,85	14,14
TiO ₂	2,79	2,96	2,98	3,20	1,74	2,94	3,59
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,07	0,07
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FaO	23,60	22,48	22,49	21,35	15,42	18,40	16,96
MnO	0,17	0,25	0,13	0,19	0,00	0,26	0,24
MgO	5,72	6,65	7,49	7,68	12,41	10,80	13,17
NiO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05
CaO	0,11	0,01	0,03	0,03	0,11	0,00	0,01
Na ₂ O	0,12	0,06	0,05	0,11	0,26	0,06	0,07
K ₂ O	9,54	9,52	9,67	9,50	10,20	9,99	9,73
TOTAL	95,18	95,12	95,65	95,34	94,02	95,46	95,67

FORMULA ESTRUCTURAL calculada para 22 oxígenos

Si	5,40	5,50	5,55	5,39	5,35	5,63	5,67
Al	3,41	3,24	3,06	3,32	3,37	2,84	2,51
Ti	0,33	0,35	0,35	0,37	0,20	0,34	0,41
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe ⁺⁺⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺⁺	3,08	2,92	2,90	2,75	1,97	2,34	2,14
Mn	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,03	0,03
Mg	1,33	1,54	1,72	1,76	2,82	2,45	2,96
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Na	0,04	0,02	0,01	0,03	0,08	0,02	0,02
K	1,90	1,88	1,90	1,87	1,98	1,94	1,87
TOTAL	15,53	15,48	15,53	15,53	15,80	15,59	15,61
Al IV	2,60	2,50	2,45	2,61	2,65	2,37	2,33
Al VI	0,81	0,74	0,61	0,71	0,72	0,47	0,18
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,58	5,58	5,61	5,62	5,72	5,63	5,72
A	1,96	1,90	1,92	1,91	2,08	1,95	1,89
Mg*	0,30	0,35	0,37	0,39	0,59	0,51	0,58
Fe*	0,70	0,65	0,63	0,61	0,41	0,49	0,42

(Gil Ibarra, 1980; Michon, 1987; Sabatier, 1991). Sea cual sea el origen de estas rocas vaugneríticas su asociación con las tonalitas (García de los Ríos, 1981) sugiere una vinculación genética para ambas.

La asociación granitos biotíticos-tonalitas-dioritas/vaugneritas que se observa en Sayago, aparece también en el SO del Domo del Tormes y se corresponde con los tipos Ib-Ia-Ic, respectivamente, de Martínez (1974) (Fig. 11). Por tanto, este magmatismo podría

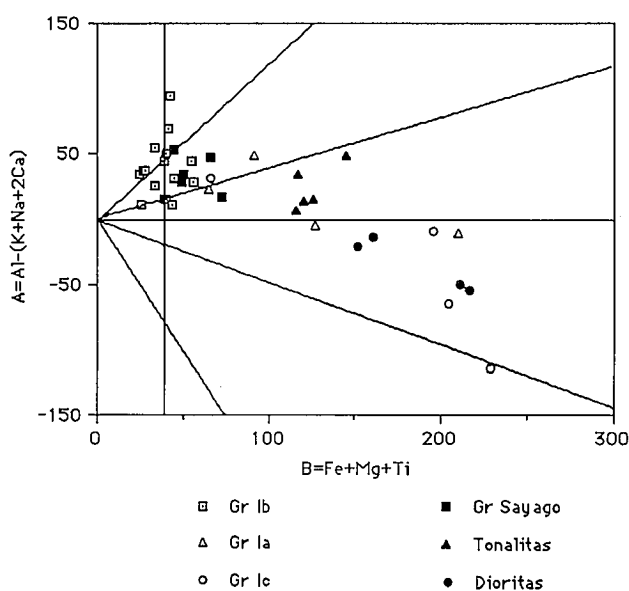


Figura 11.- Proyección en el diagrama A/B (Debon y Le Fort, 1983) de los granitos porfídicos biotíticos, tonalitas y dioritas del área de Sayago (Zamora) estudiadas en este trabajo, y de rocas similares de la zona Suroeste del Domo del Tormes (grupos Ib, Ia y Ic de Martínez, 1974, respectivamente).

estar representado en amplias áreas marginales del Domo gneésico (Fig. 1), tal como ya se había sugerido por López Plaza y Carnicero (1987).

En este trabajo se ha evitado deliberadamente analizar el proceso anatético, cuyo método ha de tener en cuenta la información de orden químico mineralógico. No obstante, la elaboración previa de los diagramas composicionales de biotitas permite discriminar también los distintos granitoides en el siguiente sentido (Tabla IV) (Fig. 12): a) los leucogranitos con biotitas más férricas, b) los granitos porfídicos biotíticos con biotitas más magnésicas, c) los granitos porfídicos biotítico-silimaníticos con biotitas intermedias en Fe-Mg y a la vez más pobres en Al IV, y, finalmente, d) las rocas intermedias con biotitas de tipo flogopita.

Conclusiones

La caracterización geoquímica, tanto en elementos mayores, traza y de tierras raras, confirman la existencia en el Domo del Tormes de tres grupos graníticos: leucogranitos, granitos porfídicos biotítico-silimaníticos (tipo Almendra) y granitos porfídicos biotíticos (tipo Sayago).

Admitiendo el origen anatético de todos ellos y la uniformidad del proceso, sus diferencias texturales y composicionales están determinadas por los protolitos.

Los datos químicos son coherentes con las correspondencias propuestas granito-protolito, en el siguiente sentido:

- leucogranitos - gneises ácidos (en particular leucogranitos de grano fino - gneises finos ±biotita),
- granitos tipo Almendra - protolitos esencialmente pelíticos.

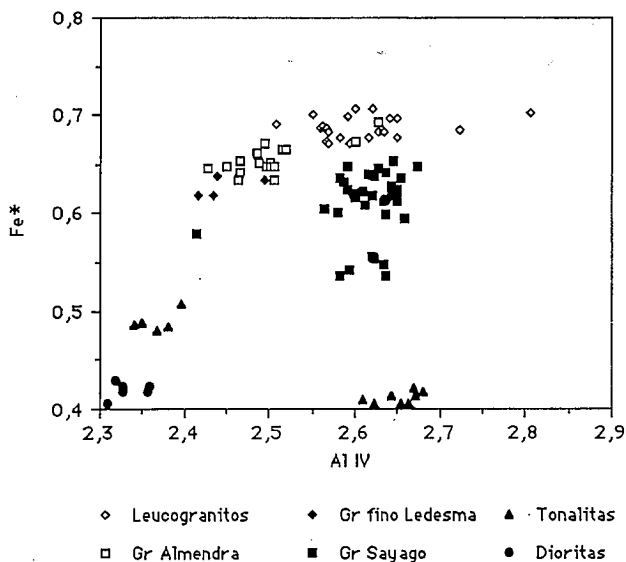


Figura 12.- Diagrama Fe* (Fe/Fe+Mg) frente Al IV para las biotitas de los principales tipos graníticos del Domo del Tormes considerados en este trabajo, así como de las rocas ígneas intermedias asociadas.

- los granitos tipo Sayago pueden corresponderse bien con un protolito de naturaleza ígnea, o bien, con un protolito metasedimentario de carácter grauváquico.

Las rocas intermedias, generalmente en bandas asociadas al granito tipo Sayago, representan niveles preanatócticos de un magmatismo potásico.

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto CYCIT PB-860215. Los análisis químicos han sido realizados por el Servicio General de Análisis Químico Aplicado de la Universidad de Salamanca. Los análisis químico-mineralógicos han sido realizados en la microsonda de la Universidad de Oviedo, a cuyos responsables los autores agradecen las facilidades dadas. También agradecen al Prof. Dr. J.M. Ugidos sus comentarios y sugerencias, así como las de los dos revisores anónimos y del editor.

Bibliografía

- Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D. (Eds.) (1987). Mesa Redonda-Coloquio tipología granitoides Macizo Hespérico : Conclusiones. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L.C. García de Figuerola)*, Rueda. Madrid: 265-267.
- Bea, F., Sánchez, J. y Serrano Pinto, M. (1987): Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L.C. García de Figuerola)* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso), Rueda. Madrid: 87-194.
- Bellido, F., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R. y Pablo Macía, J.G. (1987): Revisión sobre las características y clasificación de los granitoides hercynicos de la zona Norte de Galicia y del Oeste de Asturias. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 241-260.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J. J., Sheppard, S. y Vidal, Ph. (1985): Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 74: 235-250.
- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. In: *Rare Earth Elements Geochemistry* . (P. Henderson Ed.) Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Geochemistry*, 2: 63-114.
- Capdevila, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)*. Thèse d'Etat Univ. Montpellier, 430 p.
- Capdevila, R., Corretgé, G. y Floor, P. (1973): Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Geol. France*, 25: 209-228.
- Carnicero, A. (1980): *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (oeste de la provincia de Salamanca)*, Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 202 p.
- Corretgé, L. G., Suárez, O. y Galán, G. (1990): Igneous Rocks. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Part III: West Asturian-Leonese Zone* (R.D. Dallmeyer and E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin: 115-129.
- Corretgé, L. G., Ugidos, J. M. y Martínez, F. J. (1977): Les séries granitiques varisques du secteur Centre-Occidental espagnol. En: *La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*, Coll. Intern. C.N.R.S., Rennes., 243: 453-461.
- Cullers, R. L. y Graf, J. L. (1984): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: *Rare Earth Elements Geochemistry* (P. Henderson Ed.) Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Geochemistry*, 2: 275-316.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, 73: 135-149.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R y González Lodeiro, F (1990): Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Part IV: Central Iberian Zone*. (R. D. Dallmeyer and E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 172-188.
- Domínguez Vadillo, A. (1991): *Caracterización petrográfica y geoquímica de las anatexitas de los alrededores del embalse de Almendra. (Provincias de Salamanca y Zamora)* Mem. Grado de Salamanca. Depto. Geol. Univ. Salamanca., 186 p.
- Dpto. Petrología Univ. de Salamanca (1980): Plutonisme of central western Spain: a preliminary note. *Estudios Geol.*, 36:3339-348.
- Dpto. Petrología Univ. de Salamanca (1983): *Síntesis Geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste español)*, Mapa E. 1:200.000 (Coord.: A. Carnicero), Dpto. Petrología, Salamanca.
- Franco, M. P. (1980): *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión del Corneja-Ambles (Sierra de Avila)*, Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 273 p.
- García de Figuerola, L. C. , Franco, M. P. & Castro, A. (1983): Características petrológicas del complejo laminar pegmatóide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca* , 19: 33-77.
- García de los Ríos, J. I. (1981): *Estudio petrológico-estructural de la región granítica situada al NE de Almeida (Zamora)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca. 84 p.
- García Garzón, J. y Locutura, J. (1981): Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrals-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 92: 68-72.
- García Luis, A. (1991): Caracterización geoquímica de los leucogranitos de Lumbrals: influencia de la deformación en el modelo magmático. Definición de dos tendencias e implicación en los procesos petrogenéticos. *Estudios Geol.*, 47 (1-2):13-32.
- Gil Ibarguchi, J. I. (1980): Las vaugneritas de la región de Finisterre (Galicia, NO de España). Probables productos de magmas anatócticos residuales. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 21-30.
- Gil Ibarguchi, J. I., Bowden, P. y Whitley, J. E. (1984): Rare earth element distribution in some hercynian granitoids from the Finisterre region, NW Spain. *Journ. Geol.*, 92: 397-416.

- Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Domínguez Vadillo, A. (in litt.): Las anatexias del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Provincias de Salamanca y Zamora)". En: *Contribuciones al conocimiento del Macizo Ibérico*. XI Reunión de Geología del Oeste Peninsular Huelva 1991, I.T.G.E., Huelva. .
- Hanson, G. N. (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38: 26-43.
- López Moro, F. J. y López Plaza, M. (1993): Geología del basamento en la antifórma de Miranda do Douro (sector oeste de Zamora). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*. 28: 103-140.
- López Plaza, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 333 p.
- López-Plaza, M. y Carnicero, A. (1987): El plutonismo hercínico de la penillanura Salmantino-Zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L.C. García de Figuerola)* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso), Rueda. Madrid: 53-68.
- López Plaza, M., Carnicero, A. y Mata, F. (1987): Estructura del área granítica y migmatítica de Lumbrales (Oeste de Salamanca). *Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 44/45: 167-175.
- López Plaza, M. y Gonzalo, J. C. (1992): El Domo del Tormes. En: *Guía de las Excursiones geológicas del III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca: 63-73.
- Martínez, F. J. (1974): Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). *Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, 7: 3-141.
- Martínez, F. J. (1977): Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme du Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne). *Geol. Rundschau*, 66 (1): 91-98.
- Martínez, F. J., Corretgé, L. G. & Suárez, O. (1990): Distribution, Characteristics and Evolution of Metamorphism". In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Part IV: Central-Iberian Zone* (R.D. Dallmeyer and E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin: 207-211.
- Martínez, F. J., Julivert, M., Sebastián, A., Arbolea, M. L. y Gil Ibarra, J. I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Amer. Jour. Sci.*, 288: 969-996.
- Michon, G. (1987): Les vaugnérites de l'Est du Massif central français: apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Géol. France*, 3: 591-600.
- Miller, C. F. (1985): Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *Jour. Geol.*, 93: 673-689.
- Navidad, M., Peinado, M. y Casillas, R. (1992): El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español). En: *Paleozoico inferior de iberoamérica* (Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano), Univ. Extremadura, Mérida: 485-494.
- Oen, I. S. (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 81, 271-298.
- Parga Pondal, I., Parga, J. R., Vegas, R. y Marcos, A. (1982): *Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000: Hoja Norte e memoria explicativa*. Publicacións da Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, O Castro, Sada, La Coruña.
- Pearce, J. A., Harris, N. E. W. y Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25:956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L. G. y Portugal Ferreira, M. (1987). Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L.C. García de Figuerola)* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso), Rueda. Madrid: 69-86.
- Priem, H. N. A. y Den Tex, E. (1984): Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoides: a review. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35: 121-130.
- Regêncio Macedo, C. A. (1988): *Granitóides, Complexo Xisto-Grauwáquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central): geologia, petrologia, geocronologia*. Dissert. grau doutor Univ. Coimbra. Museu e Lab Min. e Xeol. Univ. Coimbra, 430 p.
- Ribeiro, A. (1974): *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 24 (Nova ser.). 168 p.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1985): *El complejo esquisto-grauwáquico y el paleozoico en el centro-oeste español*. Acta Salmanticensia, Ciencias, 51, Ed. Univ. Salamanca, 174 p.
- Rodríguez Castellano, R. M. y López Plaza, M. (1993): Las anatexias del área de Villarino (NW de Salamanca) y su contexto geológico. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*. 28: 71-101.
- 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 and B. Barbarin, Eds.), Elsevier, Amsterdam, *Dev. in Petrology*, 13: 63-81.
- Schermerhorn, L. J. G. (1956): Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 37: 5-617.
- Sebastián, A. y Martínez, F. J. (1989): Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Acta. Geol. Hisp.*, 24: 103-113.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Toros, M. (1981): *Les granitoides et les gîtes d'étain associés dans leur contexte lithoestratigraphique et métamorphique à l'ouest de Zamora (Massif Hespérique, Espagne)*. Thèse de Doctorat, Lausanne, 216 p.
- Ugidos, J. M., Recio, C. y Fallick, A. E. (1992): Leucogranitos hercínicos tempranos en la zona Barco de Avila-Tejeda de Tiétar (Oeste del Sistema Central Español): caracterización geoquímica e isotópica. En: *Actas de las Sesiones Científicas del III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Tomo I: 402-407.

Recibido el 1 de enero de 1993; manuscrito revisado
aceptado el 10 de octubre de 1993