

LAS ANATEXITAS DEL ÁREA DE VILLARINO Y SU CONTEXTO GEOLÓGICO (Arribes del Duero, Noroeste de Salamanca)*

R. M. RODRÍGUEZ CASTELLANO** y M. LÓPEZ PLAZA**

RESUMEN.—El área estudiada en este trabajo (NO de Salamanca) constituye una parte del borde Oeste del denominado Domo del Tormes. Se realiza una caracterización petrográfica de las distintas rocas, haciéndose énfasis en las anatexitas. En algunos casos se establece una probable relación entre protolito y anatexita (granito), basándose en criterios tanto petrográficos como estructurales. Estas correspondencias traen consigo una serie de consecuencias litoestratigráficas, representando las bandas graníticas del área los distintos protolitos gneísicos. Así, se deduce, de muro a techo, la siguiente sucesión: anatexitas de grano grueso —de grano medio (granito) o gneis glandular migmatizado— de grano fino o paragneis migmatizado —migmatitas pelíticas.

SUMMARY.—The studied area is considered as a border zone of the so-called «Domo Anatóctico del Tormes» (central western Spain). This zone is mainly made up of pelitic migmatites and several types of anatectic hercynian granites. In the present work these rocks are characterized petrographically. Taking into account petrographic and structural criteria, in some cases a likely protolith-anatexite (granite) correspondence is established. Thus, autochthonous granite belts could represent different types of gneisses. From this litho-stratigraphic point of view, the following sequence is inferred: coarse-grained anatexites —medium-grained diatexitic granite or glandular gneiss— fine-grained anatexites or migmatitic paragneiss —pelitic migmatite.

INTRODUCCIÓN

El área considerada en este trabajo se encuentra situada al NO de la provincia de Salamanca (Arribes del Duero). Se trata de una zona periférica del denominado Domo del Tormes (MARTÍNEZ, 1977), unidad petrológica-estructural constituida mayoritariamente por leucogranitos que son bordeados por migmatitas pelíticas (MARTÍNEZ,

* Trabajo financiado a través del proyecto PB86/0215

** Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

1974, 1975; LÓPEZ PLAZA Y CARNICERO, 1987; MARTÍNEZ *et al*, 1988). Precisamente, el área estudiada representa una de esas zonas de borde con leucogranitos y metapelitas migmatizadas (fig. 1). Los leucogranitos del Domo del Tormes han sido considerados como rocas anatécicas que provienen de protolitos aflorantes en las zonas periféricas (GONZALO *et al*, in litt). El objetivo primordial de este trabajo se centra en establecer las características petrográficas principales de las anatexitas del área, así como su significado litoestratigráfico que es deducido esencialmente por datos de campo con las posibles correspondencias granito-protolito.

LA SUCESIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DE LOS MATERIALES METAMÓRFICOS

Los materiales supuestamente más altos en la secuencia litoestratigráfica del área (fig. 2) son esencialmente pelíticos y constituyen una serie fémica heterogénea que incluye los siguientes tipos de rocas: metapelitas, gneises félicos, cuarcitas, anfibolitas, calcoesquistos, metacuarzodioritas y metatonalitas, siendo los dos primeros tipos los más abundantes.

Las metapelitas son considerados los materiales más altos en la columna litoestratigráfica y también los que más afloran de los metamórficos. En muchos casos las metapelitas presentan intercalaciones laminares de escasa potencia de anfibolitas, calcoesquistos y cuarcitas.

Los gneises félicos son gneises de grano fino con abundante biotita y cuarzo. Se consideran gneises mas bien por su textura de roca mal esquistosada, de acuerdo con la caracterización de WENK (1963, en WINKLER, 1978). Representan niveles de composición intermedia pelítica-cuarzo feldespática integrados en un conjunto metasedimentario. La aparición de materiales cuarzo biotíticos con grano selección apoya esta hipótesis. Las metatonalitas del área, asociadas a este nivel, serían cuerpos intrusivos laminares y posiblemente hercínicos precoces (MARTÍNEZ, 1974). Suelen aparecer entre los leucogneises infrayacentes y este conjunto gneísico pelítico (MARTÍNEZ, op. cit.).

La potencia máxima de los gneises félicos es de 200 m., con probables acuña- mientos.

Hacia el muro de la serie félica heterogénea los niveles pelíticos o más comúnmente los gneises félicos aparecen alternantes con pequeños bancos de leucogneises laminados de grano fino que llegan a ser masivos (Lám. I a). Estos últimos son semejantes a los descritos en el área de Miranda do Douro por RIBEIRO (1974) como «paragneises de grano fino», y pueden representar niveles arcósicos procedentes de la erosión del zócalo gneísico (Ibid.).

De este modo, puede considerarse a todo el conjunto como una serie metasedimentaria detrítica, con probables arcosas en la base. Esta serie va aumentando la proporción pelítica hacia el techo, donde quizás aparecen con mayor frecuencia los calcoesquistos y cuarcitas en bancos de pequeña potencia. Estas últimas características podrían hacer equivalente este conjunto, al menos en sus tramos pelíticos, a parte de la Unidad Superior del Complejo Esquisto Grauváquico (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985).

Los gneises glandulares son con toda probabilidad los materiales metamórficos más bajos de la secuencia litoestratigráfica. Sólo afloran a modo de septas entre granitos de grano fino y grueso. Se trata de gneises semejantes a los descritos por RIBEIRO (1974) en Miranda do Douro, y cuya mesostasis es más cuarzo-feldespática que la que suelen presentar los de áreas próximas como Fermoselle, Embalse de Almendra, Ledesma (MARTÍNEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA, 1982).

Las anatexitas aparecen hacia el SE del área en bandas alternantes. Su caracterización petrográfica se aborda a continuación, junto con la de los principales materiales metamórficos relacionados.

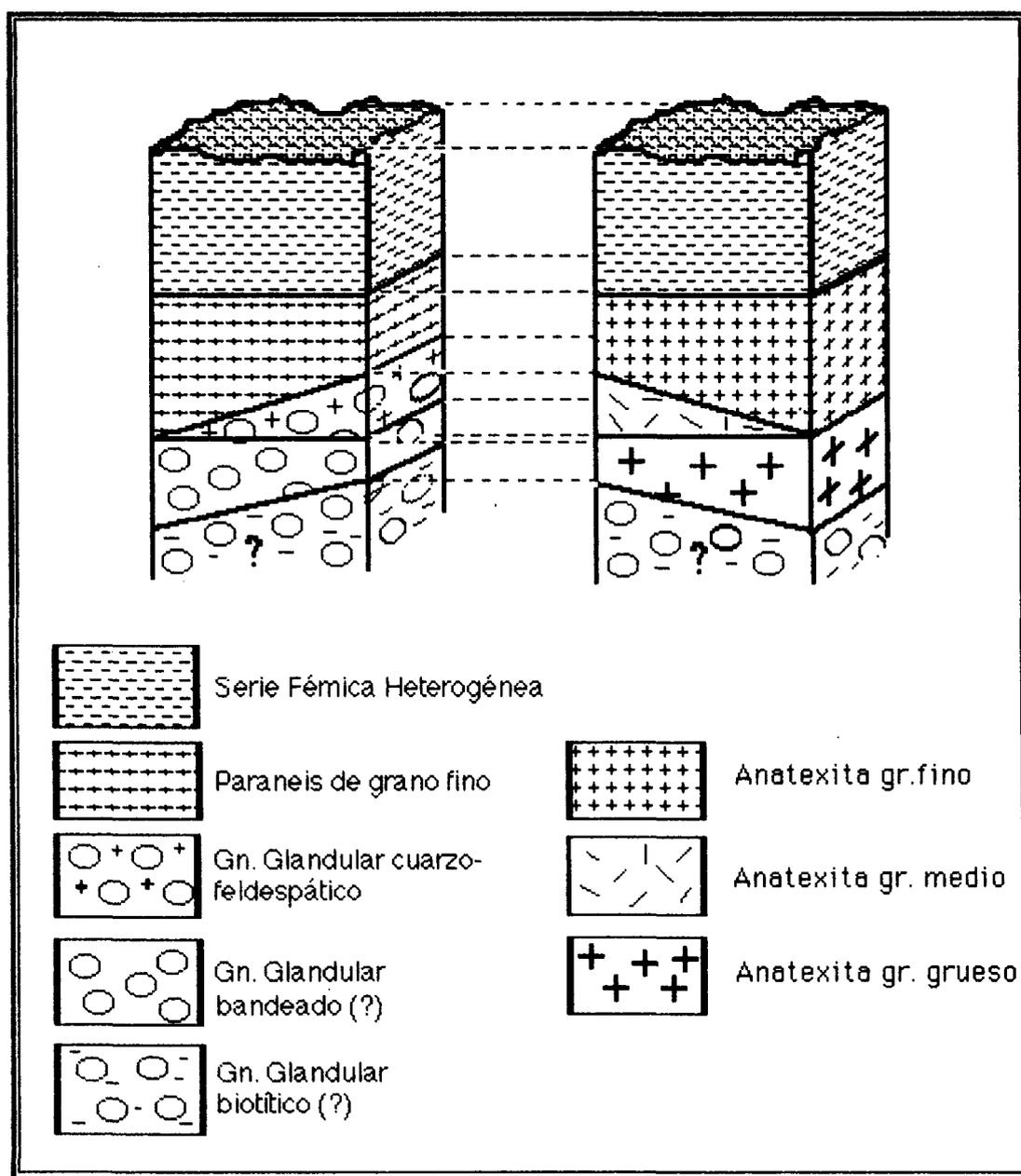
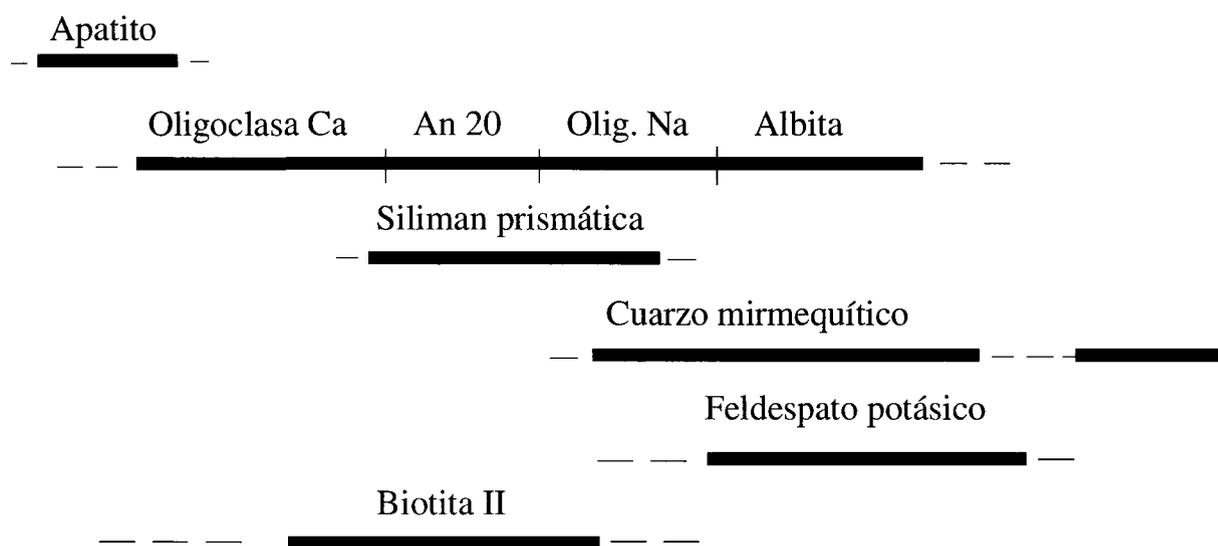


FIG. 2. Columna estratigráfica propuesta y su correlación con las anatexitas.

PETROGRAFÍA

MIGMATITAS ASOCIADAS A LA SERIE FÉMICA HETEROGÉNEA

La característica petrográfica fundamental de las rocas pelíticas es su carácter migmatítico. Teniendo en cuenta su proporción pelítica se han subdividido en migmatitas pelíticas y semipelíticas, y gneises fémicos incipientemente migmatizados (cuadro I). Las migmatitas pelíticas suelen mostrar un leucosome de composición granítica constituido por grandes cristales de feldespato potásico, cuarzo y en menor proporción plagioclasa. Esta última incluye en los bordes de los cristales zonados silimanita prismática (fig. 3). Los minerales considerados en este tipo de leucosome y sus relaciones texturales indican el siguiente orden secuencial (excluyendo algunas fases minerales preanatócticas):



Hay que destacar también en este tipo de rocas la presencia de dos tipos de biotitas: el tipo I, en cristales de pequeño tamaño y asociados a fibrolita; y el tipo II en cristales asociados a silimanita prismática. A veces las del tipo I aparecen incluidas en feldespato potásico, y las del tipo II marcan la esquistosidad principal (Lám. I b y c). La composición de ambos tipos viene reflejada en la fig. 4 y tabla 2 del apéndice, no apreciándose diferencias discriminatorias en el contenido del factor Fe^* ($Fe/(Mg + Fe)$), aunque se constata un contenido mayor de Al IV para las biotitas de tipo II, y en algún caso (Bi-P1) también de Ti para este tipo de biotitas. Por otra parte, se aprecia un aparente control composicional con independencia del grado de migmatización.

Los gneises fémicos (cuadro I) son rocas de variable composición aunque siempre ricas en biotita. Es destacable en ellas la diversidad en el contenido en anortita de la plagioclasa y la escasez de silimanita (fibrolita).

En asociación con la serie fémica heterogénea aparecen granitos porfídicos en áreas más septentrionales como Fermoselle y Miranda do Douro (GONZALO *et al.*, in litt; LÓPEZ MORO, 1992).

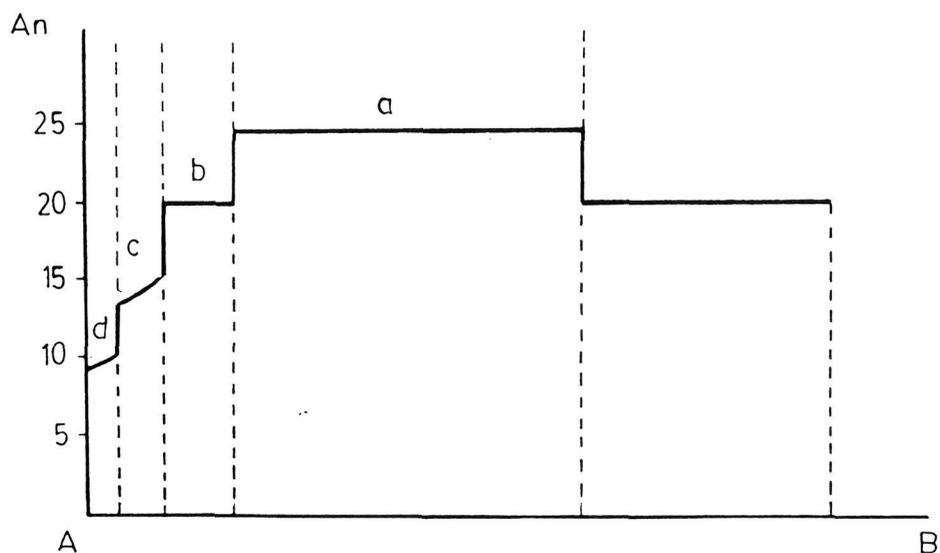
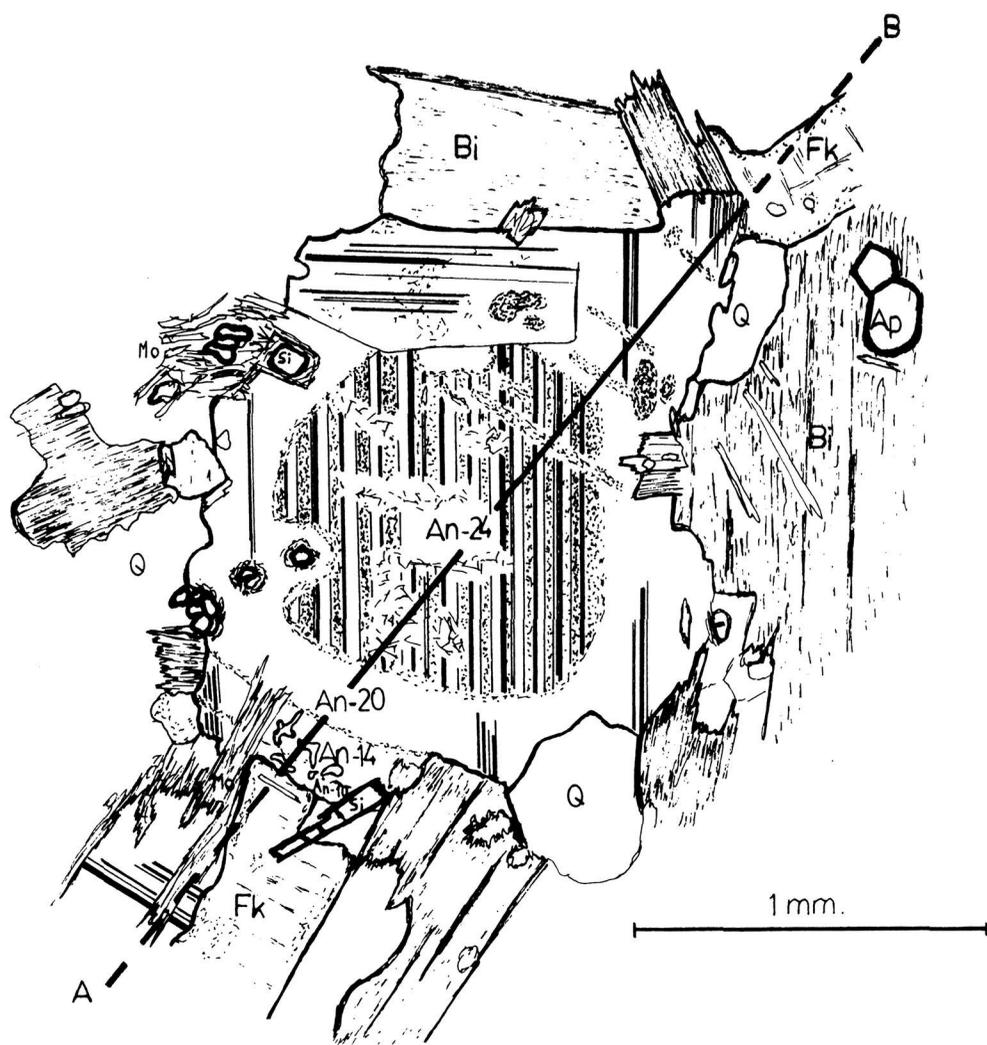


FIG. 3. Plagioclasa zonada de migmatita pelítica: a) Núcleo idiomórfico; b) Zona con sillimanita; c) Zona mirmequítica; d) Borde albítico.

Q: cuarzo; FK: feldespato potásico; An: anortita; Bi: biotita; Ap: apatito; Si: sillimanita; Mo: moscovita.

	MIGMATITAS SEMIPELITICAS		MIGMATITAS PELITICAS		GNEISES FEMICOS
TEXTURA	Bandeada, con más leucosome que mesosome		Bandeada, con leucosome igual a mesosome		Poco esquistosada. Bandeada. Grano lepidoblástica.
	LEUCOSOME	MESOSOME	LEUCOSOME	MESOSOME	
CUARZO	Muy abundante. Xenoblástico. Gran tamaño de grano.	Como accesorio. En cristales muy pequeños.	Muy abundante. Xenoblástico. Tamaño variable. Simplectitas (Q-Ms)	Como accesorio. Cristales muy pequeños.	Muy abundante. Cristales pequeños, granulares y redondeados.
FELDESP. K	Escaso. Poiquiblastico. También cristales pequeños.		Grandes cristales poiquiliticos. Proporción variable. Macla de Carlsbad. Pertitas.		Muy abundante. Poiquiblastico y xenomórfico. Otros intersticiales muy pequeños.
PLAGIOCL.	Escasa. Cristales grandes y pequeños. Xenomórficos. Con inclusiones.		Proporción variable. Zonado: An-24; An-10 Grandes cristales. Xenomórfica. Con inclusiones.		Pequeños cristales subidio-mórficos. Otros mayores xenoblásticos. Contenido en An. muy variable An 20-23; An 11-22; An. 1-9.
BIOTITA	Accesorio Biot. I Pequeños cristales, subidiomorfos, como inclusión. Biot. II Grandes cristales con inclusiones	Muy abundante. Biot. I Subidiomorfa, orientada y con fibrolita. Biot. II Xenomórfica.	Como accesorio Biot. I Pequeño tamaño, subidiomorfos, orientadas y como inclusiones. Biot. II Mayor tamaño, xenomórfica y con inclusiones.	Muy abundante. Asociada a la fibrolita. Tamaño medio. Orientada. Subidiomorfa. Con inclusiones de circón.	Biot. I Cristales pequeños, subidiomorfos y orientados. Biot. II Más escasa. Xenomórfica y sin orientar.
SILLIMANITA	Escasa. Fibrolita, raramente prismática.		Escasa. Fibrolita asociada a la Biot. I Prismática - Asociada a An. 20.	Fibrolita - Muy abundante. Asociada a Biot. I. Orientada. Acicular - A partir de fibrolita. Prismática - sin orientar.	Muy escasa. Como fibrolita o acicular. Muy moscovitizada.
APAT.	Muy escaso. No incluido.		Escaso. Incluido o no.	Muy escaso. Incluido en biotita.	Incluido en biotita o en agregados.
CORD.			Accidental. Pinnitizada o idiomorfa y con inclusiones.	Accidental. Pinnitizada o idiomorfa y con inclusiones.	Accidental. Pinnitizada o fresca con inclusiones.
CIRC	Muy escaso. Incluido en biotita.		Escaso. incluido en biotita.	Escaso. Incluido en biotita.	Accidental.
MOSCOVITA	Secundaria Muy escasa.	No aparece siempre. Grandes cristales.	Secundario. Cantidad variable. Pequeños cristales. Simplectitas.	Secundaria.	Abundante. - Primaria en cristales alargados y oblicuos a la esquistosidad. - Secundaria.
OTROS			Turmalina, esfena y opacos.	Turmalina y opacos.	Turmalina, circón, andalucita, corindón, esfena y opacos.

CUADRO I. Petrografía de rocas pelíticas y gneises félicos.

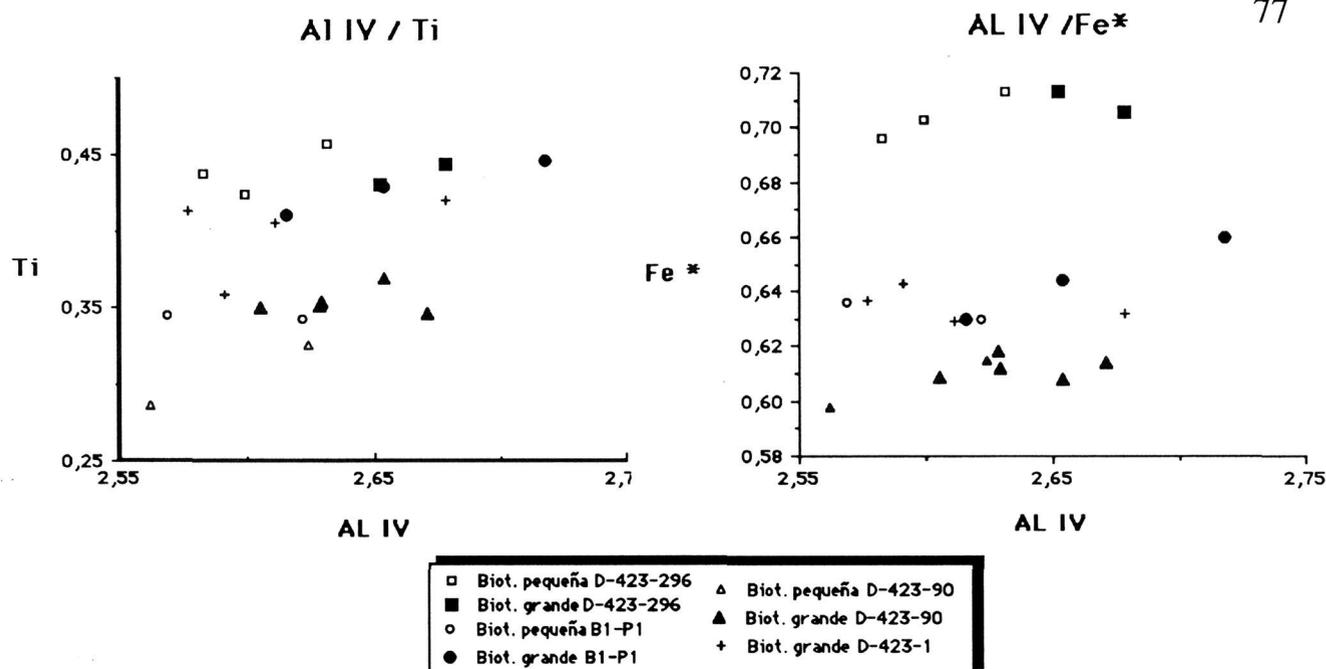


FIG. 4. Diagramas composicionales para las biotitas analizadas de migmatitas pelíticas.

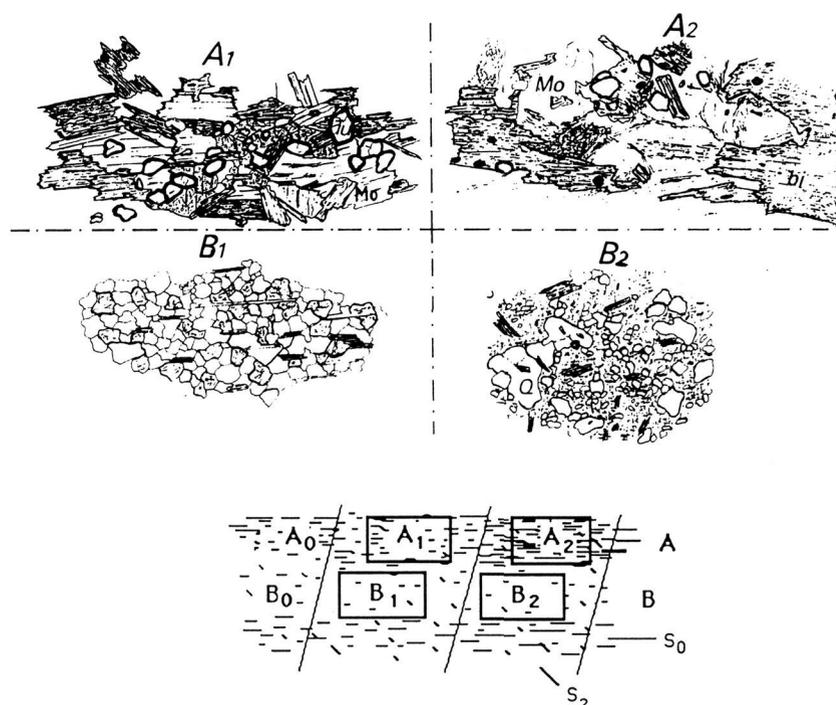


FIG. 5. Aspectos texturales en el paragneis de grano fino, con bandas alternantes biotíticas (A) y cuarzosas (B) que marcan la laminación (S_0). La biotita I se dispone a menudo según la esquistosidad S_2 , oblicua a veces con la S_0 .

La roca experimenta una serie de transformaciones ligadas al proceso anatéctico del siguiente modo:

- A0, B0: Porciones respectivas del gneis poco transformadas (no ilustradas).
 A0: Abundante biot. I con biot. II (\pm sillimanita, \pm cuarzo, \pm mosc. secundaria)
 B0: Cuarzo \pm feldespato K., \pm biotita, \pm mosc. I, \pm An 12.
- A1, B1: Porciones moderadamente transformadas.
 A1: A0 con abundante turmalina.
 B1: B0 con moderada cantidad de feld. K. (\pm biot. II, \pm turmalina, \pm cordierita).
- A2, B2: Porciones fuertemente transformadas.
 A2: Desaparición casi total de biot. I. Asociación: biot. II - sillimanita - cuarzo (\pm biotita, \pm feld. K. \pm mosc. II, \pm turm.)
 B2: Grandes cristales de feld. K poiquiloblásticos (cuarzo \pm Biot. I).

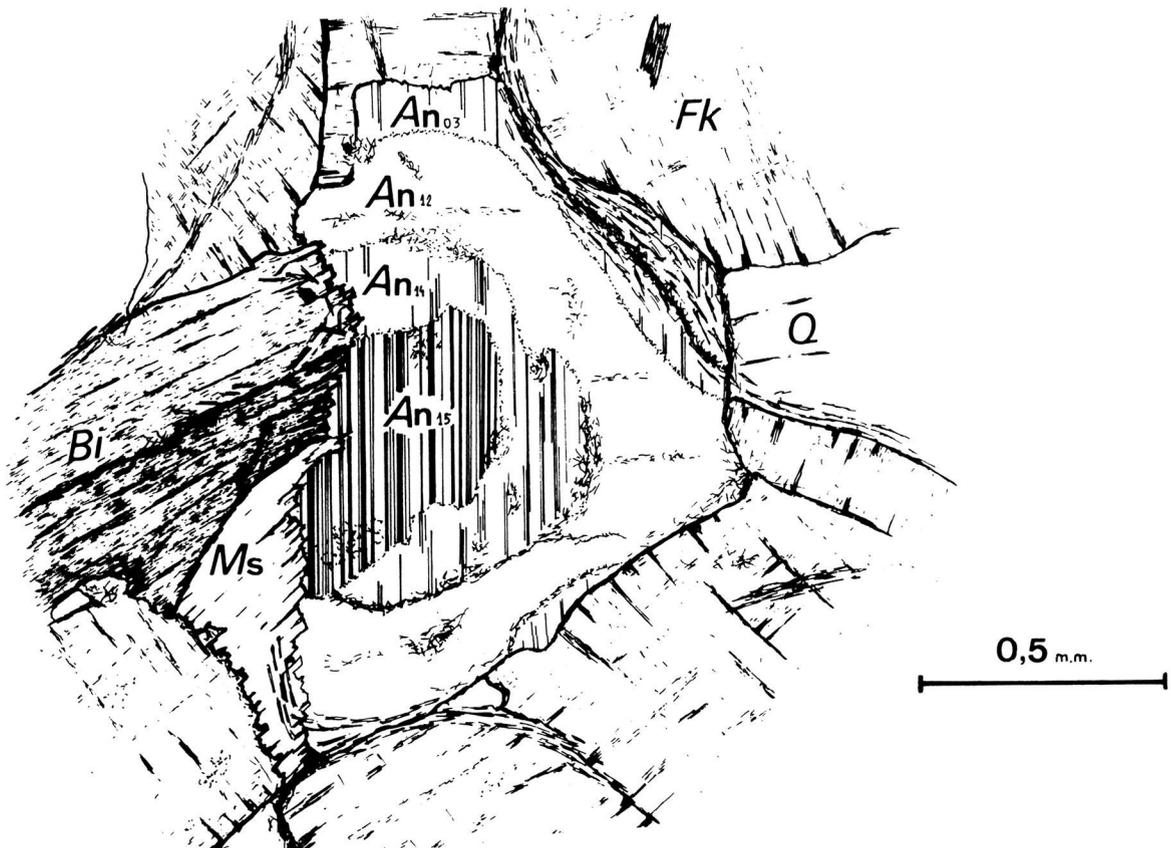


FIG. 6. *Plagioclase zonada en metatexita de grano fino.*

ANATEXITAS DE GRANO FINO ASOCIADAS AL LEUCOGNEIS DE GRANO FINO

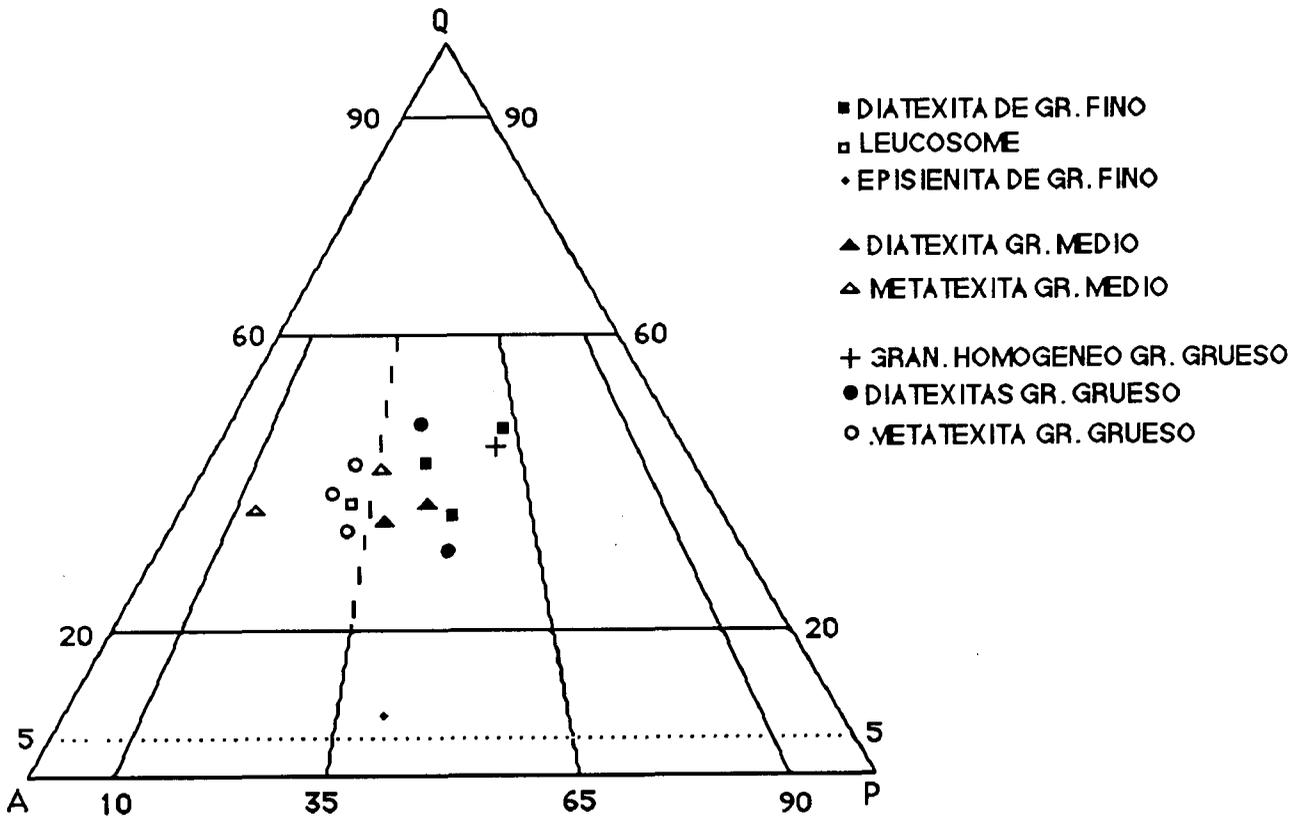
Se incluyen en este grupo metatexitas y diatexitas asociadas al leucogneis migmatizado de grano fino («paragneis» de RIBEIRO, 1974) que probablemente representa su protolito.

El rasgo textural más característico además de su carácter leucocrático, es el tamaño de grano fino, que aumenta con el proceso anatéctico, pero no hasta el punto de impedir su identificación mesoscópica (Lám. I d).

Los gneises leucocráticos, en cuestión, se caracterizan por su carácter bandeado. Su proceso de transformación a migmatitas se representa esquemáticamente en la fig. 5. Curiosamente, no se produce una segregación con un leucosome diferenciado, sino que la transformación se produce muy parcialmente e «in situ», nivel a nivel, de acuerdo con el modelo de JOHANNES y GUPTA (1982) y JOHANNES (1983).

Las principales características petrográficas de las metatexitas y diatexitas de grano fino vienen reflejadas en el cuadro II.

Respecto de los gneises, las metatexitas experimentan un cambio sustancial en la textura pasando a rocas progresivamente menos bandeadas; sus leucosomes son de composición granítica, pero todavía ricos en FK y con plagioclase zonada desde oligoclase a albite (figs. 6 y 7).



ANATEXITAS DE GRANO FINO						
	EPISIENITA	LEUCOSOME	DIATEXITAS			
	D-423-199	D-423-204	D-423-202	D-423-206	D-423-232	
CUARZO	8,79	34,84	36,54	32,73	41,38	
FELDESP.K.	50,78	40,75	26,78	29,44	17,65	
PLAGIOCLAS.	33,69	18,64	22,29	29,98	28,55	
BIOTITA	----	1,79	4,28	0,96	0,28	
MOSCOVITA	----	3,65	10,07	4,48	6,6	
CLORITA	6,72	----	----	2,42	5,52	
OTROS	----	0,32	----	----	----	
ANATEXITAS DE GRANO MEDIO						
	METATEXITAS		DIATEXITAS			
	D-423-208	D-423-303	DT-56	D-423-239		
CUARZO	31,91	34,97	28,65	31,9		
FELDESP.K.	48,35	32,49	33,15	29,49		
PLAGIOCLAS.	7,79	17,59	20,2	24,67		
BIOTITA	8,02	----	6,44	5,26		
MOSCOVITA	3,93	8,22	11,54	8,65		
CLORITA	----	4,96	----	----		
OTROS	----	1,76	----	----		
ANATEXITAS DE GRANO GRUESO						
	METATEXITAS		DIATEXITAS			GHOMOGENEO
	DT-51	D-423-179	D-423-231	D-423-275	D-423-304	D-423-279
CUARZO	28,51	36,68	36,11	40	28,11	39,57
FELDESP.K.	38,71	34,22	40,28	23,87	31,82	19,51
PLAGIOCLAS.	18,11	15,33	15,12	18,42	31,01	29,19
BIOTITA	----	5,45	3,01	2,97	----	1,57
MOSCOVITA	9,61	8,31	5,49	13,9	6,98	8,57
CLORITA	4,84	----	0,96	0,87	2,07	1,57
OTROS	0,19	----	----	----	----	----

FIG. 7. Cómputos modales para anatexitas y su representación en el triángulo Q-A-P.

Las granitos diatexíticos se caracterizan por su textura homogénea y homogranular, aunque las moscovitas secundarias destacan sobre el resto de los componentes. Otro rasgo petrográfico es la tendencia del apatito y circón a disponerse en la periferia de los cristales grandes de biotita (tipo II), indicando una cristalización algo precoz de esta biotita respecto a esos minerales.

Los cómputos modales realizados para las diatexitas reflejan su composición de granitos monzoníticos (fig. 7). Las tres muestras analizadas tienen variables proporciones de cuarzo y feldespato potásico, sin grandes diferencias en la plagioclasa. Existe una relación inversa entre el contenido en feldespato potásico, y la suma de cuarzo más moscovita. Esta correlación negativa puede ser debida a la transformación siguiente:



si bien, hay que advertir que en esta transformación se parte probablemente de proporciones variables de silimanita, en coherencia con el carácter laminado del protolito. También se incluye, de manera accesoria, un cómputo modal de una episienita procedente de este tipo de anatexitas (fig. 7).

ANATEXITAS DE GRANO MEDIO

Este grupo comprende también metatexitas y diatexitas (Lám. IIa y b). Entre sus características petrográficas (cuadro II) cabe destacar las siguientes:

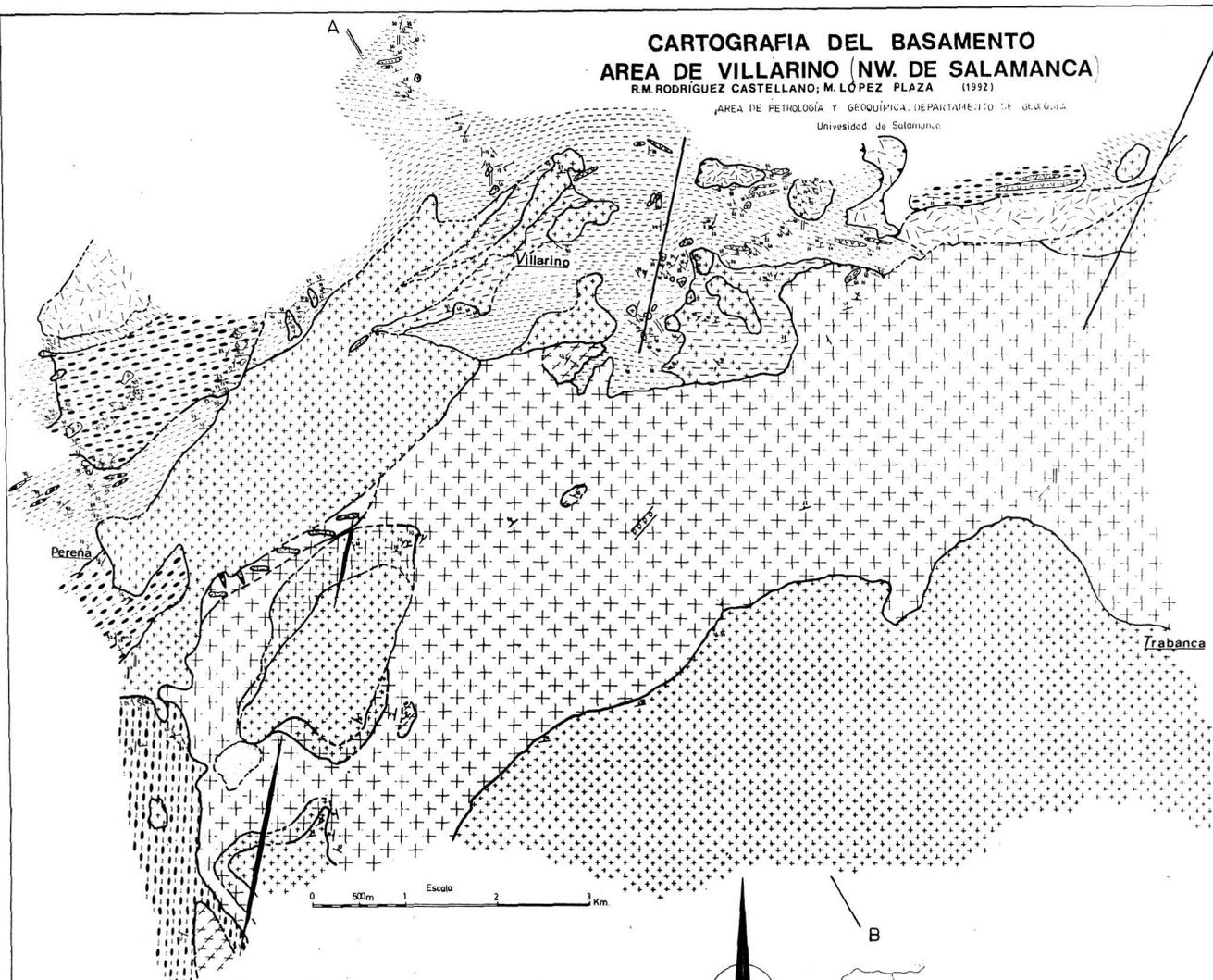
- Respecto a su composición, las diatexitas se proyectan en el campo 3b del triángulo Q-A-P, mientras que las metatexitas lo hacen además en el 3a (fig. 7). El contenido en cuarzo, sin embargo, experimenta pocas variaciones en todas las muestras analizadas (28-35%). La proporción total de filosilicatos se sitúa entre el 12 y el 18%, correspondiendo a la biotita entre 5 y 8%, proporciones todas ellas netamente superiores a las de las diatexitas de grano fino.
- La plagioclasa es oligoclasa, con zonaciones a veces del tipo «convoluted», descrito por BLACKERRY (1968, in SMITH, 1974); si bien, este fenómeno se considera aquí tardío y debido al hecho de estar la plagioclasa rodeada de feldespato potásico produciéndose su descalcificación y la desmezcla del feldespato potásico promovido todo ello por la deformación.
- La biotita de estas anatexitas presenta de 8 a 10 inclusiones de circón por cristal de biotita, si esta es de gran tamaño. La disposición de los circones no guarda regularidad de unos cristales a otros, aunque sí la hay para cada cristal. Así, hay cristales de biotita cuyos circones aparecen todos en posición central; en otros, en cambio, son todos periféricos. Esto podría indicar distintos pulsos de cristalización, así como un solapamiento en la cristalización de ambos minerales.

Los análisis realizados por microsonda (tabla 2 del apéndice) indican unas mínimas diferencias en Fe* y en Ti, que impide discriminar las biotitas grandes con numerosas inclusiones de circón y apatito con respecto a las biotitas pequeñas incluidas en feldespato potásico (fig. 8). Dado que hay poca variación en Al IV y Si no se debe de producir una sustitución tetraédrica; sin embargo, el aluminio total (Al +) sí sufre va-

CARTOGRAFIA DEL BASAMENTO AREA DE VILLARINO (NW. DE SALAMANCA)

R.M. RODRIGUEZ CASTELLANO; M. LÓPEZ PLAZA (1992)

AREA DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
Universidad de Salamanca



Leyenda

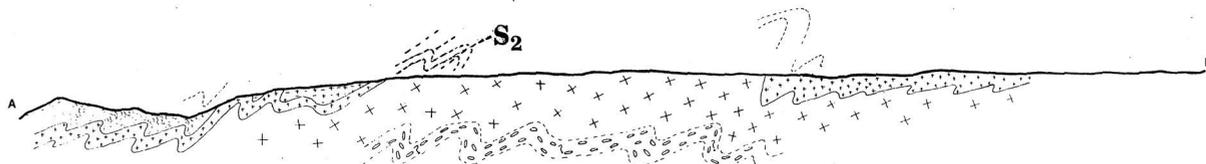
- Zona de intensa alteración arcillosa sobre granito.
- Metapelitas
- Serie férrica heterogénea con intercalaciones de leucogneisses de grano fino.
- Cuarzitas, Amphibolitas, Metaconglomeratos.
- Afloramientos de Calcosquegite.
- Afloramiento de gneis glandular.

- Diatexitas de grano fino, Metatexitas.
- Facies de grano medio asociadas a granitos de grano fino.
- Zona de alternancia fino/grueso.
- Granito de grano medio (tipo "Fermoselle").
- Granito de grano grueso.

Simbología

- Contacto seguro; probable.
- Dique de cuarzo; falla.
- S₂, esquistosidad principal (S₂); crenulación (S₃).
- Schlieren.
- L₂-L₃

CORTE GEOLOGICO INTERPRETATIVO



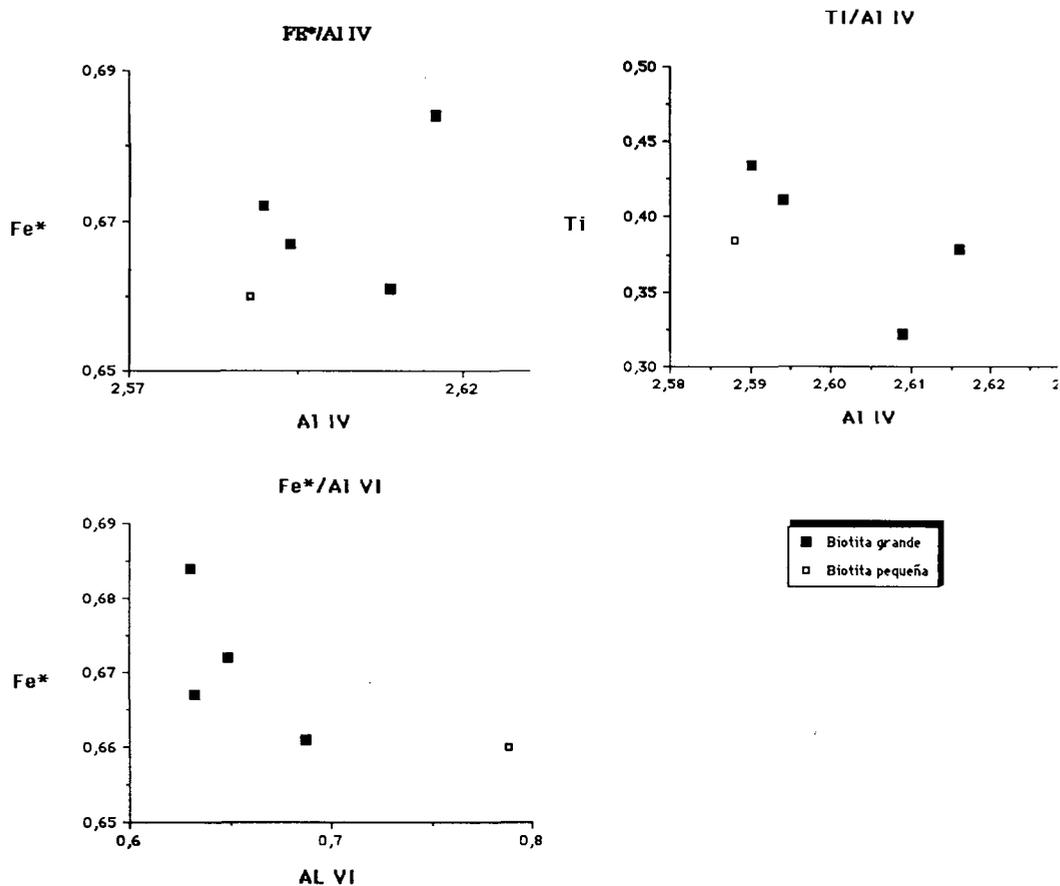


FIG. 8. Diagramas composicionales para las biotitas analizadas del granito de grano medio.

riación, causada por Al VI, es decir, se produce una disminución de Al VI hacia los tipos de biotita de mayor tamaño. Esta disminución va acompañada, en conjunto, de un aumento en el factor Fe* (fig. 8). Por tanto, podría deberse a algún tipo de sustitución octaédrica.

ANATEXITAS DE GRANO GRUESO

Sus características petrográficas vienen resumidas en el cuadro II.

Se han realizado 6 cálculos modales. La composición modal de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo varía notablemente de unas muestras a otras pero se mantiene siempre dentro del campo de los granitos en el triángulo Q-A-P (fig. 7). En general, es más abundante el feldespato potásico que la plagioclasa. Estas variaciones son debidas, en parte, al tamaño de grano grueso que conlleva un importante error analítico y en parte también a que, en realidad, las muestras analizadas son algo diferentes, estableciéndose los tres subgrupos siguientes:

- *Metatexitas* (179, 231, 51). Son rocas con sillimanita en bandas, aunque muy moscovitizadas (Lám. II c). Contienen gran cantidad de feldespato potásico poiquilítico en una proporción considerablemente mayor que la de plagioclasa. Su proyección en el triángulo Q-A-P está dentro del campo 3a.
- *Diatexitas* (275, 304). Son rocas con restos de sillimanita (muy moscovitizada), pero sin constituir schlieren. El feldespato potásico muestra un menor ca-

rácter poiquilítico y menor tamaño que en el subgrupo anterior. Además su proporción se aproxima a la de la plagioclasa. Por esto su proyección pertenece ya al campo 3b de los granitos monzoníticos.

- *Granitos homogéneos* (279) (Lám. II d). No contienen restos de sillimanita. Su textura es homogranular. La proporción de plagioclasa es netamente superior a la de feldespato potásico. La proyección en el triángulo Q-A-P está muy próxima al campo de las granodioritas.

Las micas son biotita, moscovita y cloritas siendo también variable el contenido de cada una de éstas. En cualquier caso su contenido global no sufre grandes variaciones (desde 9% a 14%), excepto una de las láminas analizadas (275) que muestra un contenido muy alto de moscovita ($\approx 14\%$) y de cuarzo.

También se deduce que las muestras con carácter metatexítico tienen un contenido en biotita + clorita del orden de 4-5,5%, que es algo superior al de las diatexitas y granito homogéneo, del orden de 2-4%.

Al margen de las diferencias en el protolito, estos resultados ponen de manifiesto la importancia cuantitativa de la transformación a moscovita, de un modo análogo al grupo de las anatexitas de grano fino.

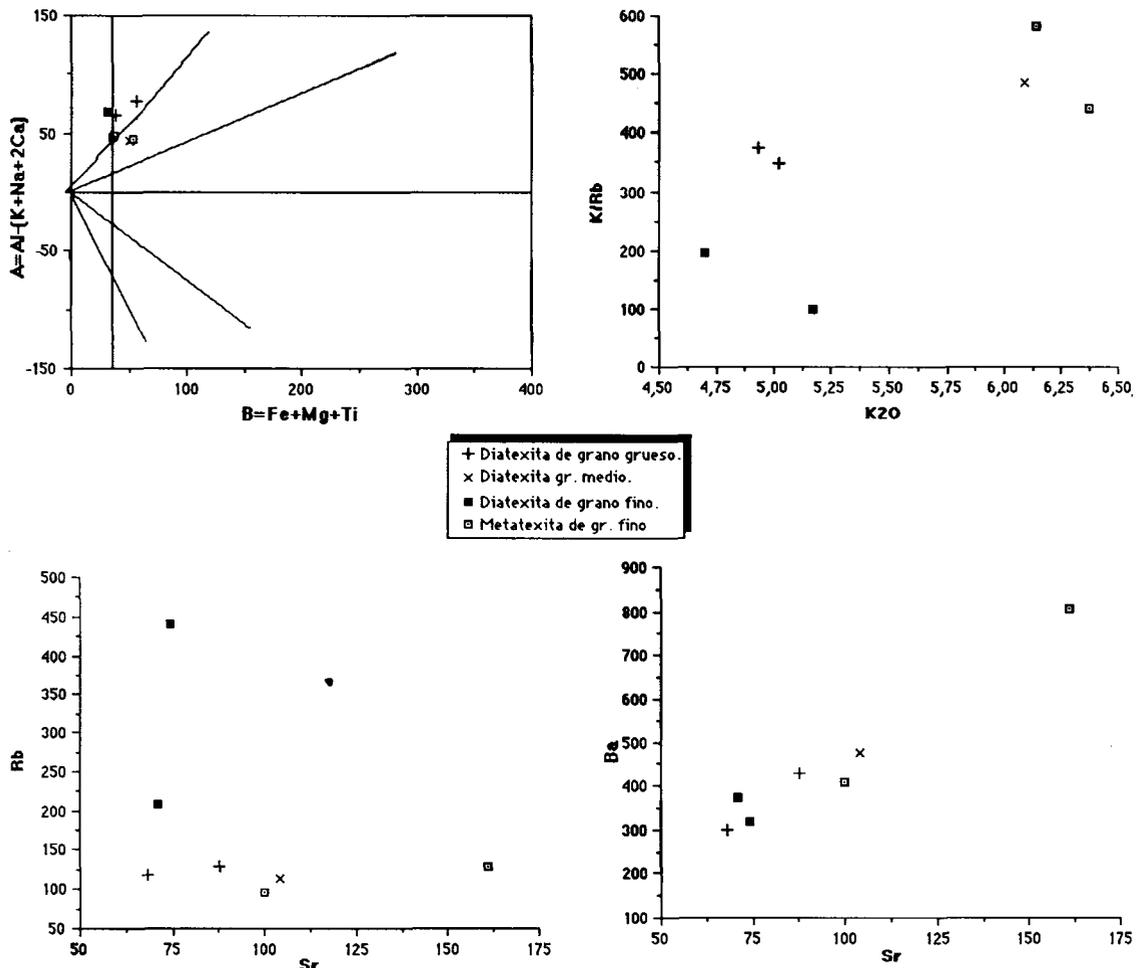


FIG. 9. Diagramas geoquímicos.

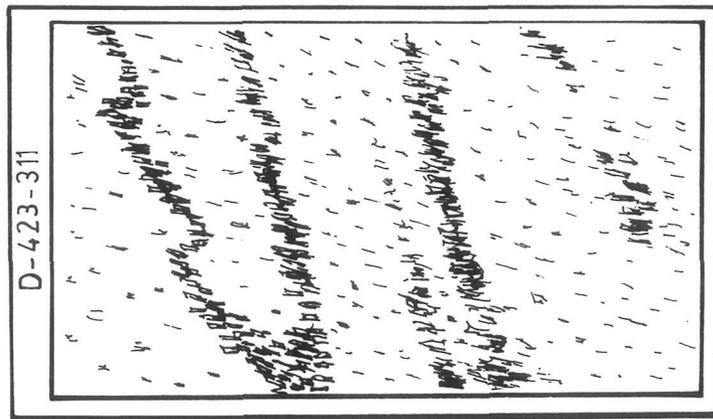


FIG. 10. Esquemas sobre láminas delgadas de micropliegues en metapelitas.
 a. Pliegues probables de Fase I y esquistosidad S_2 sobreimpuesta.
 b. Pliegues de Fase II.
 c. Pliegues de Fase III.

	ANATEXITAS DE GRANO GRUESO	ANATEXITAS DE GRANO MEDIO	ANATEXITAS DE GRANO FINO
C. MESOSC.	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalidad gris clara. - Grandes bolos. - Metatexitas escasas, con schlieren biotíticos. 	<ul style="list-style-type: none"> - Características intermedias entre gruesas y finas. - Xenolitos biotíticos. 	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalidad clara, ocre y rojiza. - Bloques angulosos de tamaño moderado o pequeño. - Lajamiento subhorizontal. - Paso gradual de migmatitas a diatex.
TEXTURA	Tamaño de grano grueso, inequigranular con tendencia porfídica. En general textura hipidiomórfica.	Tamaño de grano medio, inequigranular. En general alotriomórfica aunque las metatexitas tienden al hipidiomorfismo.	Tamaño de grano fino, homogranular; en general alotriomórfica.
CUARZO	Cristales pequeños - Globulosos e incluidos en fedespatos y micas. Cristales grandes - Xenomorfos, angulosos o redondeados.	Abundante, en agregados. Otros, incluidos en feldespatos. Otras veces, intersticial mirmequítico.	Cristales xenomórficos globulosos o subidiomorfos. En cristales incluidos muy pequeños.
FELDESP. K	Gran tamaño de grano (aprox. 2 cm.). Cristales subidiomorfos y poiquilíticos. Maclas de Carlsbad y microclina. Abundantes pertitas de distintos tipos.	Tamaño algo mayor al del resto. Subidiomorfos y poiquilíticos. Macla de microclina y Carlsbad. Abundantes pertitas de distintos tipos. Composición: Or 89-Ab 10-An 01.	En cristales de pequeño tamaño pero algo mayores que los del resto. Poiquilítico con abundantes inclusiones. Subidiomorfos. Abundantes pertitas. A veces, macla microclina. Tardío con carácter intersticial.
PLAGIOCLASA	Cristales subidiomorfos de 1mm. aprox. Zonación: An 13-12 (núcleo) a An 09.	<ul style="list-style-type: none"> - Cristales grandes aislados. Zonación: An 15-10-An 03. - Cristales pequeños incluidos en feldespato K (An 16-07 (núcleo)-An 04 (borde)) - A veces, «convoluted zoning». 	Pequeños cristales raramente idiomorfos, con escasas inclusiones. Diatexitas: An. 16-11 (núcleo); 7-4 (borde). Metatexitas: An 20-16 (núcl.); 5 (bor)
BIOTITA	Cristales precoces - Pequeños e idiomorfos. Cristales tardíos - Mayor tamaño y con inclusiones.	Cristales aislados de variable tamaño.	Cristales pequeños incluidos. Cristales grandes - Subidiomorfos, con abundantes inclusiones.
SILLIM	Fibrolita. Muy escasa. En chamelas aisladas de pliegues. Muy moscovitizada.	Accidental.	Restos en moscovita; a veces en cuarzo.
APAT.	Abundante. Incluido en biotita; a veces agregados de cristales hexagonales, con abundantes inclusiones de circón.	Cristales de moderado tamaño y formas hexagonales.	Incluido en moscovita y biotita; a veces en cristales aislados.
CIRC.	Muy abundante, incluido en biotita a menudo en sus partes centrales.	De 8 a 10 circones por cristal de biotita.	Escasos, incluidos en la periferia de los cristales de biotita.
MOSCOVITA CORD.			De forma puntual. Pinnitizada. Grandes cristales pseudohexagonales.
MOSCOVITA	Secundaria. A veces simplectitas bordeando la biotita.	Secundaria.	Numerosos restos de sillimanita. De forma intersticial desflecada bordeando el cuarzo.
OTROS	Andalucita muy esporádicamente, incluida en feldespato potásico. Rutilo, clorita u opacos.	Opacos, clorita.	Opacos, clorita.

CUADRO II. Petrografía de las anatexitas.

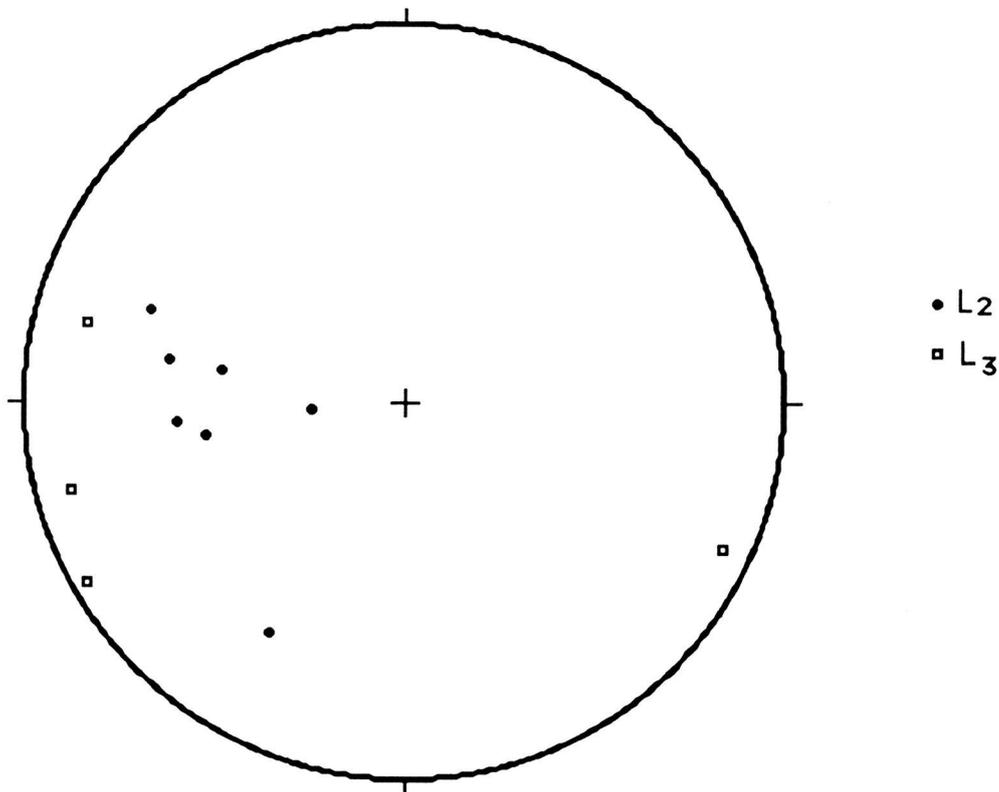


FIG. 11. Proyección de lineaciones L_2 y L_3 .

GEOQUÍMICA

Todas las anatexitas analizadas* (tabla 1) son rocas peraluminosas, perteneciendo las diatexitas de grano fino al campo de los leucogranitos del diagrama A/B de DEBON y LE FORT (1983) (fig. 9). Del mismo modo, estas diatexitas tienden a ser las más silíceas y las más pobres en la relación $Mg/(Fe + Mg)$, como es característico (GONZALO *et al.*, in litt.).

En el diagrama K/Rb frente a K_2O (fig. 9) las metatexitas de grano fino y las diatexitas de grano medio aparecen separadas de las restantes por su mayor contenido en K_2O . El resto de las muestras tienden a un contenido constante en K_2O , próximo al 5%, como es típico del tampón granítico (HANSON, 1978). Sin embargo, la relación K/Rb es muy variable. Los valores más bajos corresponden a las diatexitas de grano fino por sus elevados contenidos en Rb. Mientras que las metatexitas de grano fino analizadas son las más pobres en este elemento. Estas diferencias en Rb pueden ser explicadas principalmente por el carácter bandeado del protolito (paragneis de grano fino). En el diagrama Sr/Ba (fig. 9) se aprecia una correlación positiva entre ambos elementos a causa de la variación en biotita. Hay que destacar que el granito de grano medio tiene un contenido en Ba ligeramente superior al resto de los granitos debido tal vez a la presencia de agregados biotíticos de origen xenolítico.

* Los análisis químicos han sido realizados en el Servicio General de Análisis Químicos de la Universidad de Salamanca.

ESTRUCTURA

Se pone de manifiesto una superposición de 3 fases hercínicas de deformación (MARTÍNEZ, 1974; RIBEIRO, 1974; LÓPEZ PLAZA Y CARNICERO, 1987). La esquistosidad principal en la zona de estudio corresponde a la fase II de deformación, es por tanto la S_2 . Al microscopio, esta esquistosidad se manifiesta por un bandeo tectónico con restos de la S_1 . Otras veces, la S_2 forma un ángulo de 20-30° con S_0 - S_1 sin evidencias de bandeo tectónico, o bien se desarrolla sobre micropliegues probables de fase I (fig. 10 a).

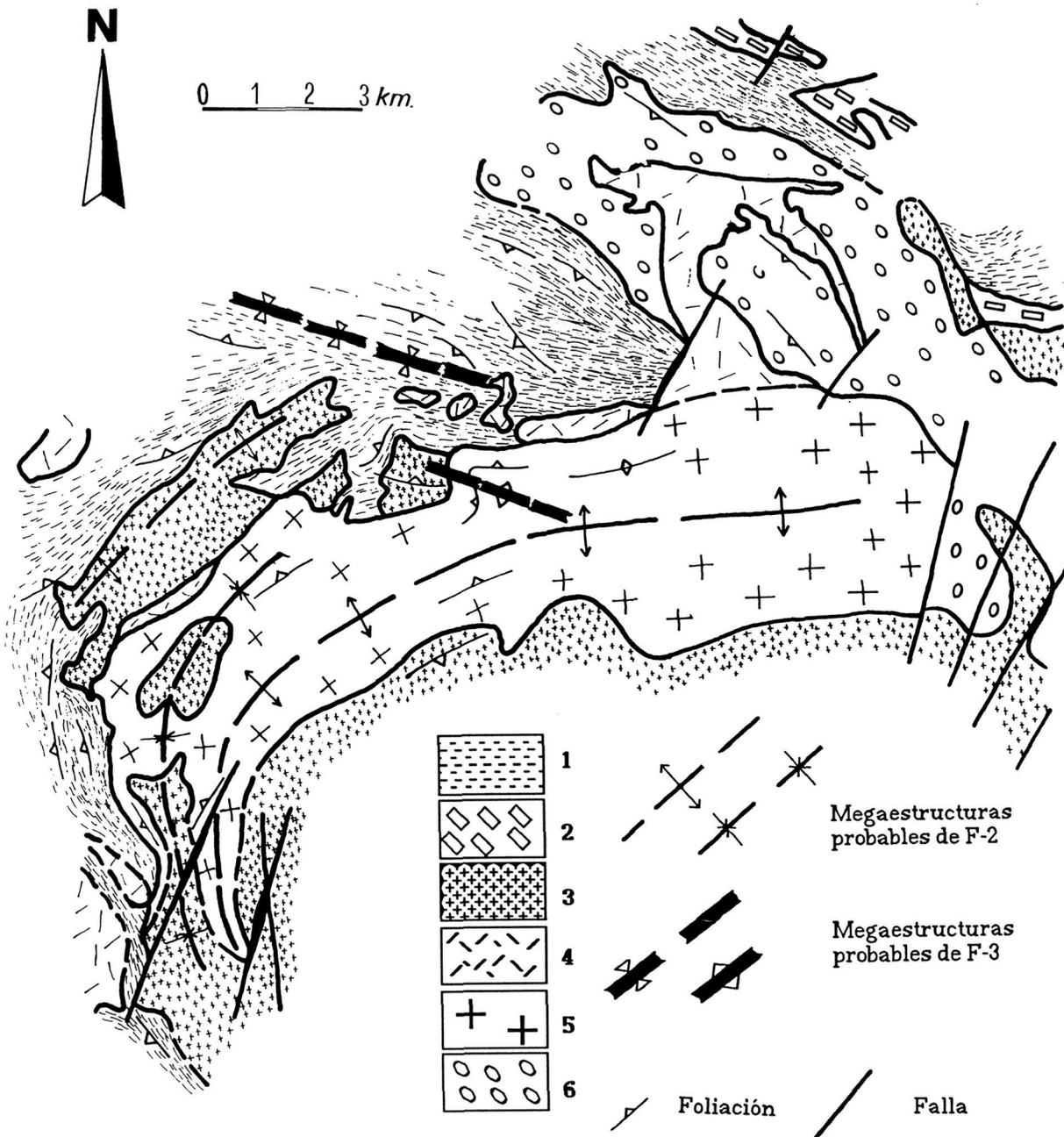
Los pliegues menores de fase II son disimétricos con gran desarrollo del flanco largo (figs. 10 b y Lám. III a).

En el campo suele ser visible la lineación L_2 , intersección de S_2 con S_0 - S_1 . Su dirección es próxima a E-W e inclinación al Oeste (fig. 11).

La dirección predominante de la S_2 es alrededor de N-70-E. Esta dirección determina también la estructura general de la zona, ya que las bandas graníticas presentan la misma disposición. Se han cartografiado varias megaestructuras con una vergencia sur. La longitud de onda de estos pliegues varía entre 1 y 4 kilómetros. La deducción de las megaestructuras de fase II especialmente en las zonas graníticas se ha realizado, sobre todo, por criterios litológicos. Para ello se ha tenido en cuenta el significado litoestratigráfico de las anatexitas, que se discutirá más adelante. De este modo, la megaestructura más importante de fase II muestra una traza axial de anticlinal coincidente con los granitos de grano grueso (fig. 12).

La fase III hercínica origina pliegues de plano axial subvertical (figs. 10 c y Lám. III b) sin esquistosidad asociada, aunque sí se manifiesta a menudo una crenulación que define lineaciones L_3 próximas a E-W y buzamiento muy débil al Oeste (fig. 11). También se han deducido probables megaestructuras de fase III (fig. 12) que son semejantes a las deducidas por RIBEIRO (1974) en la parte adyacente de Portugal.

Finalmente, existe un episodio de cizallamientos dúctiles como los descritos para el resto del domo del Tormes (LÓPEZ PLAZA, 1982). A este respecto hay que tener en cuenta que la zona de cizalla dúctil de Pereruela-ribera de Pelazas, de dirección N-70-E y senestra, puede continuar en parte hasta Pereña y hacer incurvar las estructuras hacia el NE. De cualquier forma, en el área se desarrollan pasillos de deformación subvertical con probables planos S_3 en los esquistos y con lineaciones subhorizontales en los granitos que puede ser atribuido a efectos de este episodio de cizallamientos dúctiles. No obstante, los granitos (diatexitas) no suelen estar deformados y la débil fábrica planar, manifestada por la biotita, coincide, en general, con las superficies de schlieren de los términos metatexíticos y con los contactos; por lo que esta fábrica planar puede haberse desarrollado miméticamente y representar tanto planos S_2 como S_0 . La complejidad de estos temas, puesta de manifiesto en el área próxima del embalse de Almendra (GONZALO *et al.*, in litt.), exige una toma sistemática de datos estructurales si en el futuro se quieren precisar más estos aspectos.



1.-METAPELITAS ESENCIALMENTE.
3.-ANATEXITAS DE GRANO FINO.
5.-GRANITOS DE GRANO GRUESO.

2.-GRANITOS PORFIDICOS.
4.-GRANITOS DE GRANO MEDIO.
6.-GNEIS GLANDULAR.

FIG. 12. Esquema estructural.

METAMORFISMO

El metamorfismo ha sido ampliamente tratado por otros autores (MARTÍNEZ, 1974; 1977; MARTÍNEZ Y GIL IBARGUCHI, 1983; SEBASTIAN Y MARTÍNEZ, 1989).

En este trabajo hemos considerado en rocas pelíticas los siguientes tipos de paragénesis:

- Paragénesis precoz: sillimanita I (fibrolita) -biotita I - cuarzo.
- Paragénesis ligada al proceso anatético: biotita II - sillimanita II (acicular y prismática) - feldespato potásico - oligoclasa - cuarzo - cordierita.
- Paragénesis tardianatética de retrometamorfismo: moscovita - cuarzo.
- Paragénesis de alteración: clorita - sericita.

Hay que resaltar aquí que la fibrolita se dispone miméticamente según S_1 , aunque aparece deformada según S_2 (Lám. III c y d). La biotita I se dispone orientada según el plano axial de pliegues de fase II (Lám. III c y d). Ambos minerales pueden representar el metamorfismo de mayor presión (op. cit.). Así mismo la presencia en los gneises fémcicos de moscovita primaria y escasa fibrolita (cuadro I) puede indicar condiciones de menor temperatura dentro de ese metamorfismo progrado.

El metamorfismo ligado al proceso anatético está representado por una biotita II que se dispone miméticamente respecto S_2 y tardíamente respecto a la Fase III. La sillimanita acicular y prismática aparece asociada a este tipo de biotita. El proceso anatético se considera, en conjunto, tardifase III, de acuerdo con MARTÍNEZ *et al.* (1988). En la fig. 13 se propone gráficamente la relación blastesis-deformación para rocas pelíticas.

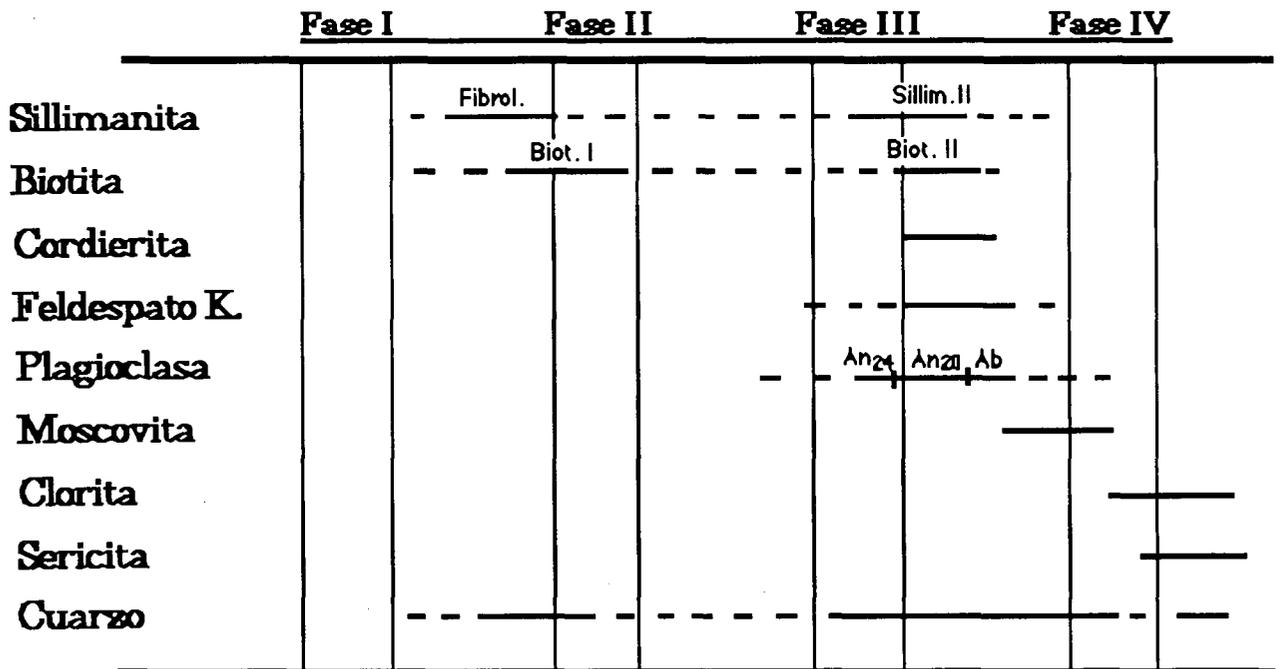


FIG. 13. Representación esquemática de la relación blastesis-deformación.

POSIBLE SIGNIFICADO DE LAS ANATEXITAS

En un trabajo previo y de orden general (GONZALO *et al.*, in litt.) se han considerado los distintos tipos de granitos del Domo del Tormes como representantes anatéticos de diferentes protolitos cuya sucesión litoestratigráfica podría tener reflejo en la de las láminas graníticas. Así, la alternancia de granitos porfídicos – granitos de grano grueso – granitos de grano fino podría representar en el orden expuesto una sucesión litoestratigráfica de techo a muro.

Si se acepta la línea interpretativa general, en este área, no obstante, habría que modificar la anterior sucesión del siguiente modo (de techo a muro): migmatitas pelíticas – anatexitas de grano fino – anatexitas de grano grueso. Esta interpretación se discute seguidamente con sus posibles consecuencias litoestratigráficas.

En este área estudiada no hay granitos porfídicos; sin embargo, determinados materiales de origen ígneo (grupo Ia de MARTÍNEZ, 1974), que yacen en láminas alternantes con metapelitas, desarrollan un porfidismo incipiente que llega a ser un leucosome o segregado feldespático, lo cual puede ser considerado como el inicio de la formación de los granitos porfídicos. Este proceso no se ha desarrollado con más intensidad probablemente porque las condiciones de temperatura son insuficientes, pero podría ser coherente con la asociación de los granitos porfídicos del área de Sayago con rocas tonalíticas (GARCÍA DE LOS RÍOS, 1981; LÓPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987).

De todas formas podría resultar sorprendente la presencia de pelitas poco migmatizadas en contacto con diatexitas de grano fino o grueso. Aún considerando que aquellas son suprayacentes y que por consiguiente podrían estar levemente más distanciadas del foco anatético, habría que tener en cuenta, además, el carácter composicional (feldespático) más idóneo del protolito de las anatexitas de grano fino, así como las características litoestratigráficas que se comentan a continuación.

GRANITO DE GRANO FINO

Desde el punto de vista cartográfico se corrobora el paso de los gneises migmatíticos de grano fino a las diatexitas de grano fino. Esto se pone de manifiesto en la banda al Norte de las anatexitas de grano grueso, si bien los probables pliegues de fase II pueden dificultar esta interpretación.

Teniendo en cuenta que los gneises y sus anatexitas asociadas aparecen entre las de grano grueso y el nivel pelítico, se deduce una cierta discontinuidad o probable carácter lenticular del protolito «paragneis de grano fino», al menos en la referida zona Norte, llegando a faltar por completo y apareciendo las anatexitas de grano grueso en contacto con metapelitas.

Sin embargo, en la banda de granito de grano fino al sur del grueso se evidencia un carácter masivo, continuo y homogéneo a lo largo de todo el contacto. Precisamente, esta banda sur de granito de grano fino se prolonga bastantes kilómetros hacia el Este (zona de Trabanca y Almendra) (MARTÍNEZ, 1974). Por esto, se deduce un probable aumento de potencia del paragneis en todo ese sector. Naturalmente, habría que asumir el carácter autóctono de estas anatexitas, lo cual es más difícil de demostrar ahí

por la transformación intensa de la sillimanita a moscovita; no obstante, aún perduran a veces inclusiones aciculares de aquel mineral en éste, que tienden a marcar bandas a modo de restos de schlieren. O también la disposición en bandas de las moscovitas secundarias puede apoyar en algunos casos su interpretación autóctona al considerarlas como estructuras heredadas muy transformadas pero no desorganizadas.

Además de un probable aumento de potencia del protolito hacia el SE habría que tener presente un acercamiento al foco anatético para explicar las grandes masas homogéneas de granito de grano fino.

GRANITO DE GRANO MEDIO

Los granitos de grano medio, en formas de pequeñas láminas, aparecen en la misma posición que las septas de gneis glandular, es decir, entre el grueso y el fino, especialmente en el contacto Norte del granito grueso. Además, el granito de grano medio es muy similar a la mesostasis migmatizada del gneis glandular. Por ambos criterios, petrográficos y cartográficos, parece razonable deducir que el protolito de las anatexitas de grano medio corresponde a una facies del gneis glandular de matriz cuarzo feldespática.

De ser cierta esta hipótesis, esta facies del gneis sería muy discontinua en el borde Norte de las anatexitas de grano grueso, y totalmente ausente en su borde Sur, puesto que faltan por completo los granitos de grano medio (fig. 1).

GRANITO DE GRANO GRUESO

No se ha identificado ningún resto del protolito de esta anatexita. Su posición litoestratigráfica por debajo de los gneises de grano fino y de la subfacies referida de gneis glandular, apunta a considerar otra subfacies de este gneis como su protolito. Esta subfacies podría ser de carácter bandeado como lo indica la presencia de schlieren de bastante continuidad (Lám. II c), sin poder precisar mucho más.

Normalmente, se pasaría de este tipo de gneis (protolito del granito de grano grueso) directamente al leucogneis de grano fino, debido al carácter esporádico de la aparición del gneis glandular y granito medio. De un modo más concreto, el contacto entre los granitos grueso y fino se suele caracterizar por una zona de alternancia laminar entre ambas anatexitas. Tal es el caso de la zona oeste del granito grueso donde aparecen dos áreas circunscritas de granito fino con esas orlas periféricas de alternancia (fig 1).

No podemos determinar si esa alternancia de láminas es debido al modo de yacer del protolito del granito grueso, que se dispondría parcialmente en alternancia con otros niveles; o si esa alternancia es de origen tectónico. De cualquier manera, por lo general, el granito de grano grueso constituye una gran banda masiva y homogénea que indica un protolito de características muy específicas y situado muy probablemente en la parte más baja de la secuencia litoestratigráfica que hemos establecido.

LA REMOVILIZACIÓN DE LOS MAGMAS ANATÉTICOS

En la hipótesis mantenida en este trabajo las anatexitas están mayoritariamente «in situ». No hay constancia de diques o removilizados en relación con el granito de grano

grueso. Así mismo, los diques de granito de grano fino son muy escasos y están en el borde Norte de las metatexitas de grano fino (área de Villarino). Aunque al Sur del área estudiada se inicia una zona subautóctona del granito de grano fino y porfídicos, ambos con xenolitos pelíticos.

Los granitos de grano medio son típicamente subautóctonos. La mayor parte de los cuerpos cartografiados al NE de Villarino (Peña Pendona) muestran un carácter intrusivo en láminas débilmente inclinadas de granito medio algo heterogéneo (Lám. II b). En la parte SW del área aparecen pequeñas masas removilizadas que cortan a las metatexitas de grano fino bandeadas y alternantes con gneises fémicos.

Los abundantes enclaves biotíticos que presentan esas apófisis de grano medio deben ser interpretados como xenolitos pelíticos del encajante del nivel superior (serie fémica heterogénea) (Lám. II a). No obstante, en algunas partes de esos cuerpos existen restos de schlieren (zona del Río Tormes) que indican una zona enraizada. Por consiguiente si tenemos en cuenta la posición de su capa-fuente, próxima allí al nivel pelítico, y la propia potencia orientativa de éste, el camino recorrido en el desenraizamiento debe de ser siempre muy corto, estimándose inferior a 200-300 m.

La relativa facilidad de esta anatexita para desenraizarse de su capa-fuente se debe probablemente a su origen a partir de porciones cuarzo-feldespáticas de la mesostasis del gneis glandular, y por tanto de composiciones próximas al eutéctico granítico y muy propicias para segregarse, aunque sin llegar nunca a constituir grandes masas por la limitación cuantitativa de la propia capa-fuente. Por otra parte, la presencia de grandes porfidoblastos en el gneis puede ser un factor coadyuvante en la segregación del magma, en el sentido que éstos pueden comportarse como un sistema aislado en el proceso de fusión y constituir probables «resisters».

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen su colaboración a todos los compañeros del Área de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca, especialmente al Prof. Dr. F. J. Gonzalo Corral. Del mismo modo, reconocen la lectura crítica y atenta de los dos revisores anónimos, cuyas sugerencias han sido muy provechosas. También desean expresar su agradecimiento a las personas responsables del Laboratorio de Microsonda de los Servicios Comunes de la Universidad de Oviedo por las facilidades dadas para la realización de los análisis químico-mineralógicos.

BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- DOMINGUEZ VADILLO, A. (1991): Caracterización petrográfica y geoquímica de las anatexitas de los alrededores del embalse de Almendra (Provincias de Salamanca y Zamora). *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Salamanca, 166 pp.
- GARCÍA DE LOS RÍOS, J. I. (1981): Estudio petrológico-estructural de la región granítica situada al NE de Almeida (Zamora). *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Salamanca, 84 p.
- GONZALO, J. C.; LÓPEZ PLAZA, M. & DOMINGUEZ VADILLO, A. (in litt.): Las anatexitas del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Provincias de Salamanca y Zamora). *Contribuciones al conocimiento del Macizo Ibérico. ITGE. XI Reunión de Geología del Oeste Peninsular*, Huelva.
- HANSON, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth planet. Sci. Lett.*, 38, 26-43.
- JOHANNES, W. (1983): On the origin of layered migmatites. Migmatites melting and metamorphism, 234-248. Atherthon & Gribble (editores). *Shiva geology series*.
- JOHANNES, W. & GUPTA, L. N. (1982): Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* 79, 114-123.
- LÓPEZ MORO, F. J. (1992): Geología del basamento en el antiformal de Miranda do Douro (sector oeste de Zamora). *Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca*, 115 p.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982): Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. *Tesis Doct. 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), p. 53-68. Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso. *Rueda*, Madrid, 542 p.
- MARTÍNEZ, F. J. (1974): Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). *Tesis Doct. Univ. Salamanca*, 286 p. Publ. en: *Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, 7, 3-141.
- MARTÍNEZ, F. J. (1975): Composición y origen de las anfibolitas de Fermoselle (SO de Zamora, España). *Breviora Geol. Asturica*, 19 (4), 59-63.
- MARTÍNEZ, F. J. (1977): Données sur le métamorphisme regional hercynien dans le dome du Tormes. *Geol. Rudschan*, 66, 91-98.
- MARTÍNEZ, F. J. & GIL IBARGUCHI (1983): El metamorfismo en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España. Libro Jubilar de J. M. Rios. IGME. Madrid*, 555-569.

- MARTÍNEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIAN, A.; ARBOLEYA, M. L.; GIL IBARGUCHI, I. (1988): Structural and thermal evolution of highgrade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288, 969-996.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Thèse Etat Univ*, Lisboa. 168 p. Publ. En: *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24 (Nova ser.), 168 p.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985): El complejo esquistó-grauváquico y el paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 51. Edic. Universidad de Salamanca, 174 p.
- SEBASTIAN, A. & MARTÍNEZ F. J. (1989): Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del Domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Acta Geológica Hispánica*, t. 24, nº 2, pp. 103-113.
- SMITH, J. V. (1974): Feldspar minerals. 2º vol. *Chemical and textural properties*. Springer-Verlag. Heidelberg, 690 pp.
- WINKLER, H. G. F. (1978): Petrogénesis de rocas metamórficas. *Ed. H. Blume*, Madrid, 346 p.

TABLA 1. ANÁLISIS QUÍMICOS

Muestra	GDT-51	GDT-52	GDT-53	GDT-54	GDT-55	GDT-56	GDT-57
	GRAN.GRUE	GRAN.FINO	GRAN.FINO	GRAN.GRUE	METAX.FIN	GRAN.MED	METX.FINA
SiO ₂	69,63	73,02	72,50	72,74	69,68	70,96	70,56
TiO ₂	0,42	0,27	0,23	0,31	0,60	0,44	0,28
Al ₂ O ₃	15,68	14,60	14,78	14,77	15,29	14,39	15,50
Fe ₂ O ₃	0,36	0,28	0,26	0,30	0,37	0,35	0,27
FeO	2,05	1,38	1,29	1,52	2,08	1,85	1,45
MgO	0,71	0,34	0,29	0,37	0,52	0,59	0,40
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	0,69	0,59	0,56	0,59	0,93	0,62	0,90
Na ₂ O	3,09	3,36	3,14	3,03	2,69	2,73	2,90
K ₂ O	5,02	5,17	4,70	4,93	6,37	6,09	6,14
P ₂ O ₅	0,38	0,37	0,39	0,34	0,37	0,31	0,36
H ₂ O	1,50	1,33	1,51	1,10	1,10	1,30	0,99
TOTAL	99,56	100,73	99,68	100,03	100,03	99,66	99,78
Debon & Le Fort (1983)							
A	77	47	69	66	45	43	48
B	56	35	31	38	54	50	37
Q	172	180	194	194	153	169	157
P	-5	-9	-12	-4	32	30	21
F	327	341	329	323	348	336	361
(Na+K)	206	218	201	202	222	217	224
K/(Na+K)	0,52	0,50	0,50	0,52	0,61	0,59	0,58
Mg/(Fe+Mg)	0,35	0,27	0,25	0,27	0,28	0,33	0,30
Fe/(Fe+Mg)	0,65	0,73	0,75	0,73	0,72	0,67	0,70
Q	30,9	32,4	35,0	35,0	27,6	30,4	28,2
B	10,1	6,2	5,6	6,8	9,7	9,1	6,7
F	59,0	61,4	59,3	58,2	62,6	60,5	65,1
MENORES (en ppm)							
Ba	413	304	356	284	789	458	392
Sr	85	72	69	66	159	102	98
Rb	119	431	198	109	119	103	87

TABLA 2. ANÁLISIS DE BIOTITAS

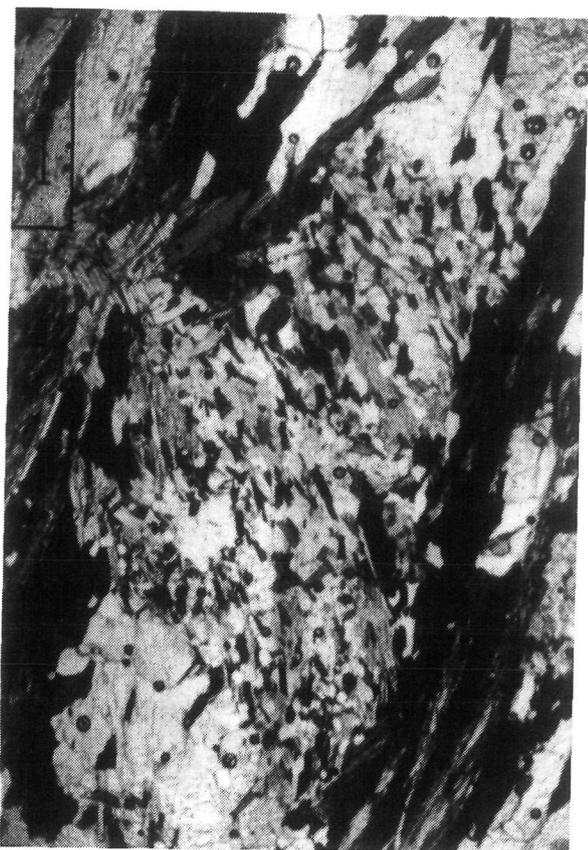
Muestra	DT56 CIP1GR	DT56 CIP2PEQ	DT56 C3P2PEQ	DT56 C3P3GR	DT56 C3P5GR	D-423-1 A-1/P-1 con Zr	D-423-1 A-1/P-2 Gr prism	D-423-1 A-1/P-3 Gr prism	D-423-1 A-1/P-4 Gr.	Bi-P-1 B-1/P-1 Gr basal	Bi-P-1 B-1/P-2 Gr prism	Bi-P-1 B-1/P-3 Gr con Zr	Bi-P-1 B-1/P-4 p	Bi-P-1 B-1/P-5 p
Na20	0,00	0,10	0,09	0,02	0,08	0,14	0,15	0,09	0,01	0,09	0,04	0,13	0,12	0,09
K20	8,82	9,35	9,21	9,16	9,17	9,30	9,51	9,24	9,29	9,24	9,56	9,48	9,19	9,06
Ca0	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00
Ti02	3,69	3,48	3,30	3,28	2,77	3,65	3,52	3,56	3,10	3,57	3,88	3,76	2,99	2,98
Fe203	1,62	1,71	1,29	1,82	1,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe0t	21,72	21,61	21,14	23,22	22,16	21,69	21,42	21,38	21,44	21,38	23,16	21,90	22,25	22,10
Mn0	0,23	0,06	0,16	0,22	0,23	0,19	0,24	0,16	0,22	0,08	0,03	0,24	0,12	0,07
Cr203	0,08	0,00	0,08	0,00	0,01	0,03	0,10	0,02	0,05	0,08	0,12	0,07	0,08	0,00
Si02	34,56	34,39	34,89	35,06	34,84	34,68	35,12	35,20	35,14	35,12	34,56	35,19	35,24	35,32
Al203	17,55	17,41	18,47	17,93	18,07	18,95	18,50	18,59	19,16	18,82	18,85	19,10	18,93	18,66
Mg0	5,95	6,06	6,12	6,02	6,38	7,08	7,09	6,82	6,68	7,03	6,68	6,80	7,32	7,09
Ni0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,16	0,00	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00
TOTAL	94,28	94,16	94,74	96,72	95,66	95,77	95,80	95,02	95,13	95,55	96,89	96,77	96,24	95,35
n° oxig. factor 1	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
	9,41	9,45	9,32	9,23	9,30	9,22	9,22	9,26	9,25	9,21	9,18	9,13	9,17	9,24
FORMULA ESTRUCTURAL														
Si	5,41	5,41	5,41	5,38	5,39	5,32	5,39	5,42	5,41	5,38	5,28	5,35	5,38	5,43
Al	3,24	3,23	3,38	3,25	3,30	3,43	3,35	3,38	3,48	3,40	3,40	3,42	3,41	3,38
Ti	0,43	0,41	0,39	0,38	0,32	0,42	0,41	0,41	0,36	0,41	0,45	0,43	0,34	0,34
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe+++	0,19	0,20	0,15	0,21	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe++	2,84	2,84	2,74	2,98	2,87	2,78	2,75	2,75	2,76	2,74	2,96	2,78	2,84	2,84
Mn	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
Mg	1,39	1,42	1,42	1,38	1,47	1,62	1,62	1,57	1,53	1,61	1,52	1,54	1,66	1,62
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,00	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03
K	1,76	1,88	1,82	1,80	1,81	1,82	1,86	1,81	1,82	1,81	1,86	1,84	1,79	1,78
TOTAL	15,32	15,42	15,36	15,41	15,44	15,47	15,48	15,39	15,40	15,42	15,50	15,45	15,48	15,43
AlIV	2,59	2,59	2,59	2,62	2,61	2,68	2,61	2,58	2,59	2,62	2,72	2,65	2,62	2,57
AlVI	0,65	0,63	0,79	0,63	0,69	0,75	0,73	0,80	0,88	0,79	0,68	0,77	0,78	0,81
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,54	5,52	5,51	5,61	5,61	5,61	5,57	5,56	5,57	5,58	5,63	5,56	5,66	5,63
A	1,77	1,90	1,85	1,80	1,83	1,86	1,91	1,83	1,83	1,84	1,88	1,88	1,83	1,80
Mg*	0,33	0,33	0,34	0,32	0,34	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,34	0,36	0,37	0,36
Fe*	0,67	0,67	0,66	0,68	0,66	0,63	0,63	0,64	0,64	0,63	0,66	0,64	0,63	0,64

TABLA 2 (Continuación)

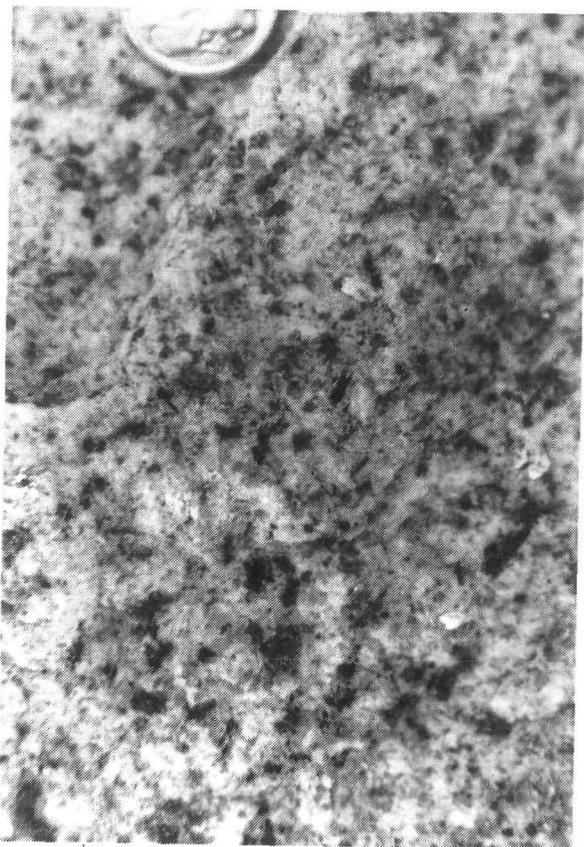
Muestra	D-423-90 A-2/P-1 Gr	D-423-90 A-2/P-2 p	D-423-90 A-2/P-3 con Sill.	D-423-90 A-1/P-1 Gr prism.	D-423-90 A-1/P-2 p	D-423-90 A-1/P-3 Gr prism	D-423-90 A-1/P-4 p	423-296 AIP5PEQ	423-296 A2P4PEQ	423-296 A2P5PEQ	423-296 A2P3GR	423-296 A2P2GR
Na2O	0,09	0,04	90,09	0,07	0,11	0,14	0,13	0,13	0,13	0,11	0,06	0,14
K2O	9,38	9,54	9,76	9,55	9,65	9,76	9,86	9,16	8,89	8,95	9,00	9,22
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
TiO2	3,12	3,09	3,28	3,12	2,87	3,07	2,52	3,76	3,89	3,61	3,79	3,70
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,84	0,93	0,84	0,92
FeO*	21,53	21,26	20,04	21,40	21,60	21,23	20,75	20,80	21,46	21,37	21,98	22,23
MnO	0,20	0,29	0,21	0,24	0,31	0,27	0,27	0,18	0,19	0,27	0,16	0,19
Cr2O3	0,00	0,02	0,01	0,03	0,08	0,04	0,07	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
SiO2	36,10	35,52	35,59	35,69	35,73	35,55	36,02	35,00	34,36	34,67	34,20	34,55
Al2O3	19,52	19,56	20,50	19,49	19,46	20,04	19,26	19,72	19,31	19,21	19,45	19,36
MgO	7,76	7,38	7,26	7,61	7,59	7,50	7,83	5,20	5,03	5,26	5,30	5,20
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,68	96,72	96,77	97,21	97,42	97,63	96,81	94,40	94,13	94,39	94,79	95,52
n° oxig. factor 1	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
	8,98	9,09	9,02	9,04	9,04	9,01	9,07	9,29	9,37	9,34	9,33	9,28
FORMULA ESTRUCTURAL												
Si	5,40	5,37	5,35	5,37	5,38	5,33	5,44	5,41	5,36	5,39	5,31	5,34
Al	3,44	3,49	3,63	3,46	3,45	3,54	3,43	3,59	3,55	3,52	3,56	3,52
Ti	0,35	0,35	0,37	0,35	0,33	0,35	0,29	0,44	0,46	0,42	0,44	0,43
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+++	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10	0,10	0,10	0,11
Fe++	2,69	2,69	2,52	2,69	2,72	2,66	2,62	2,69	2,80	2,78	2,86	2,87
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03
Mg	1,73	1,66	1,63	1,71	1,70	1,68	1,76	1,20	1,17	1,22	1,23	1,20
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04
K	1,79	1,84	1,87	1,83	1,85	1,87	1,90	1,81	1,77	1,77	1,78	1,82
TOTAL	15,44	15,46	15,42	15,47	15,51	15,51	15,53	15,25	15,27	15,28	15,32	15,35
AlIV	2,60	2,63	2,65	2,63	2,62	2,67	2,56	2,59	2,64	2,61	2,69	2,67
AlVI	0,83	0,86	0,98	0,83	0,83	0,87	0,87	1,01	0,91	0,91	0,87	0,86
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,63	5,60	5,52	5,62	5,62	5,59	5,59	5,41	5,46	5,47	5,51	5,49
A	1,81	1,85	1,90	1,85	1,89	1,91	1,94	1,85	1,81	1,81	1,80	1,86
Mg*	0,39	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,31	0,30	0,31	0,30	0,29
Fe*	0,61	0,62	0,61	0,61	0,61	0,61	0,60	0,69	0,71	0,70	0,70	0,71

LÁMINA I

- a) *Alternancia de leucogneises y metapelitas en la serie fémica heterogénea. Pereña.*
- b) *Agregados homogranulares cuarzo-biotíticos englobados por feldespato potásico. La escala equivale a 0,4 mm. LN.*
- c) *Repliegue de silimanita acicular recrecida sobre fibrolita en migmatita pelítica. La escala equivale a 0,1 mm. LN.*
- d) *Aspecto mesoscópico del granito de grano fino.*



b)



d)



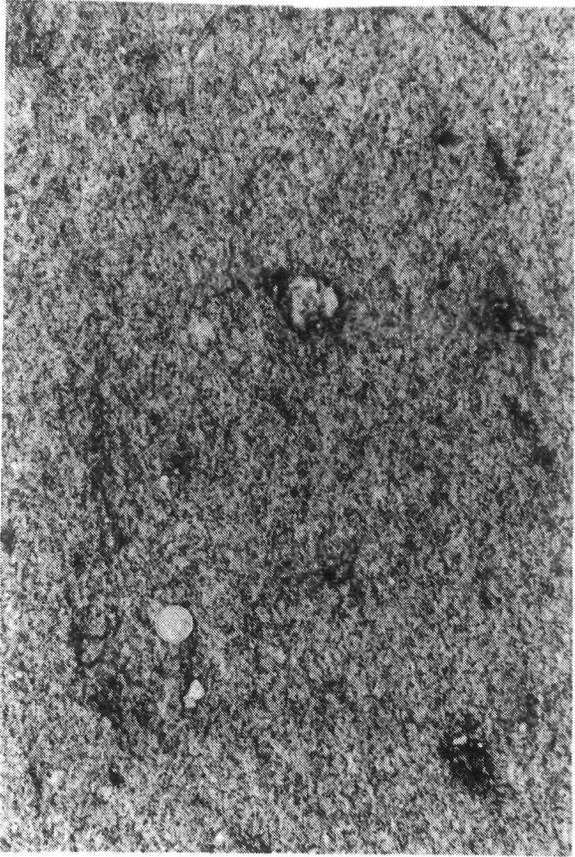
a)



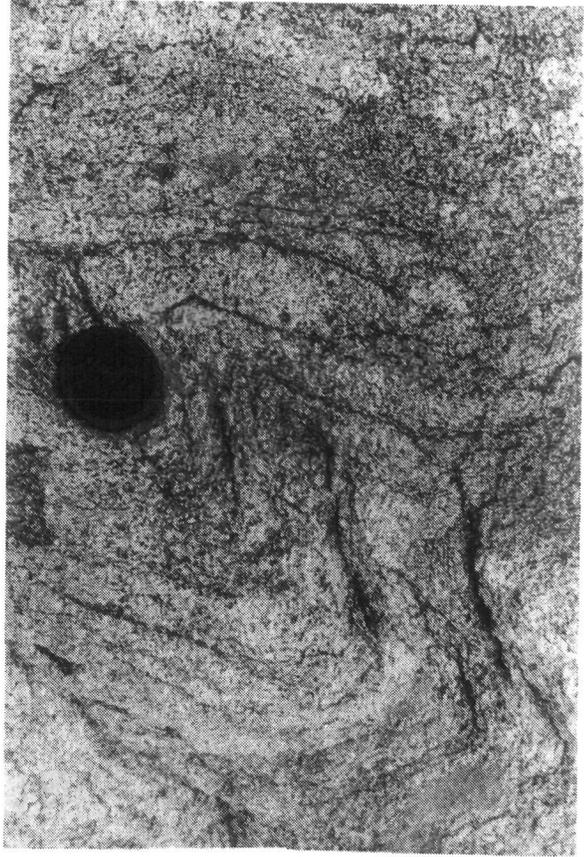
c)

LÁMINA II

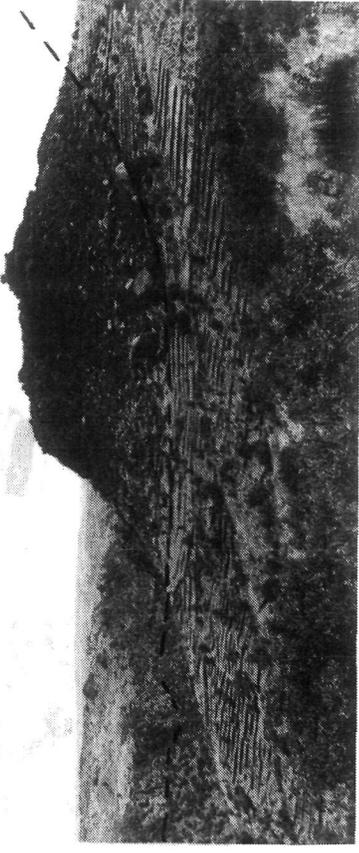
- a) *Aspecto mesoscópico del granito de grano medio con pequeños enclaves xenolíticos.
Ermita Ntra. Sra. del Castillo.*
- b) *Lámina subhorizontal de granito de grano medio parcialmente intruida en migmatitas pelíticas (zona de bancales).
Peña Pendona.*
- c) *Aspecto mesoscópico de metatexitas de grano grueso.
Sureste de Pereña.*
- d) *Morfología típica del granito de grano grueso. Trabanca.*



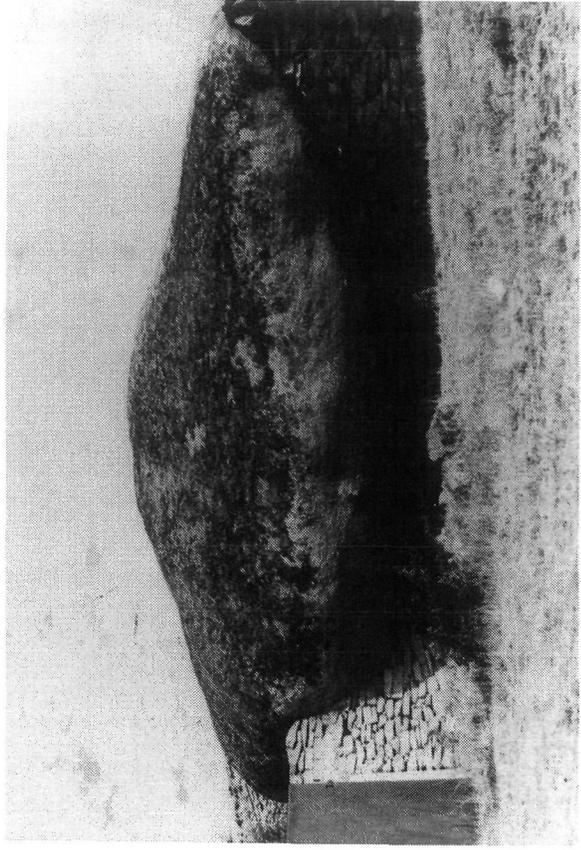
a)



c)



b)



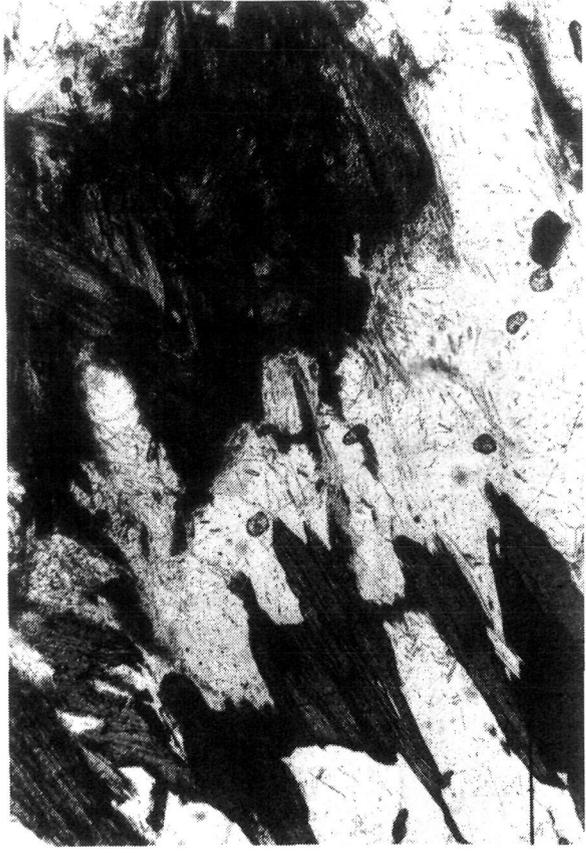
d)

LÁMINA III

- a) *Pliegues de Fase II en migmatitas pelíticas. Villarino.*
- b) *Pliegues de Fase III. Ermita del Castillo.*
- c) *Biotita dispuesta según el plano axial de los pliegues de Fase II.*
- d) *Detalle de la anterior con fibrolita plegada.*



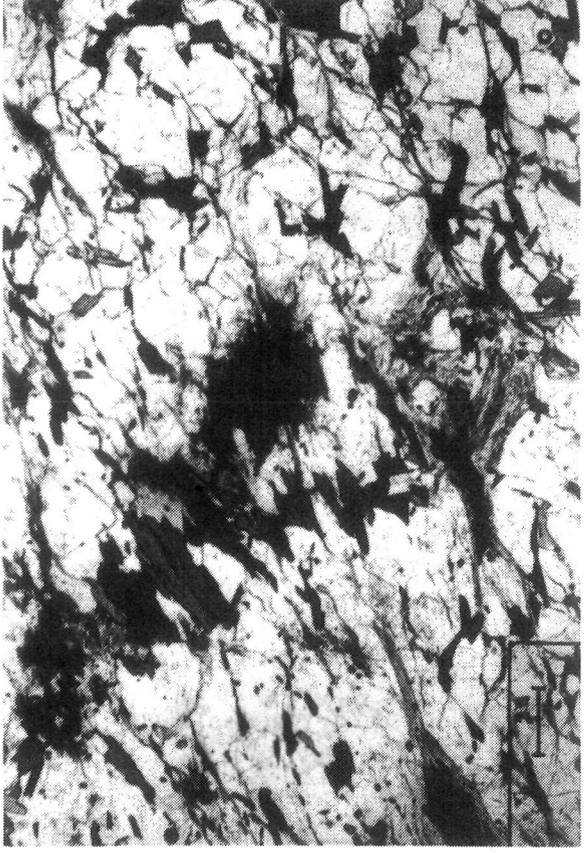
b)



d)



a)



c)