

GEOLOGÍA DEL BASAMENTO EN EL ANTIFORME DE MIRANDA DO DOURO (Sector Oeste de Zamora)*

F. J. LÓPEZ MORO** y M. LÓPEZ PLAZA**.

RESUMEN.—El área estudiada forma parte del sector español del antifforme de fase III Chaves-Miranda do Douro. Desde un punto de vista estructural se propone un modelo de interferencia de pliegues entre la fase II, que lleva asociada una esquistosidad subhorizontal, y la fase III de pliegues de planos axial subvertical. Se propone también una columna litoestratigráfica con diversas facies de gneises glandulares que aumentan su carácter leucocrático hacia el techo y disminuyen la proporción de porfiroblastos, para pasar después a los «paragneises de grano fino». La parte más alta de la secuencia está representada por rocas predominantemente pelíticas a las que están asociadas especialmente granitos porfíricos. Los procesos metamórficos son abordados a partir de una amplia descripción mineralógica-textural, sugiriendo una trayectoria P-T-t que se inicia con un metamorfismo de mayor presión (con relictos de estaurolita) y se sucede con otro metamorfismo que conduce a la anatexia, representado por sillimanita y cordierita, o andalucita, según los casos. En el análisis del proceso anatético (tardí fase III) se hace énfasis en las posibles correspondencias protolito-anatexita, aplicado, en especial, a los paragneises y granitos de grano fino, así como a las metapelitas/gneises félicos y granitos porfíricos.

SUMMARY.—The studied area is located in the Spanish sector of The Chaves-Miranda do Douro hercynian antiform (central western Spain). From a structural point of view, an interference model of folding between phase II, with an associated flat foliation, and phase III with folds of subvertical axial planes is inferred. A lithostratigraphical sequence is proposed, from bottom to top: biotitic glandular gneiss-leucocratic glandular gneiss (porphyroblasts becoming scarce)-fine grained paragneiss-pelitic gneiss and metapelites with quartzitic, metatonalitic and metabasitic interbedded rocks. A petrographic, and in some cases, geochemical, characterization of all these rocks is made. This suggests a probable P-T-t metamorphic path, from a greater pressure metamorphism (with staurolite relicts) to a second one, with sillimanite, cordierite, or andalusite. During this latter metamorphism (late phase III) anatectic conditions are attained, and frequently gneisses progress to metatexites and diatexites. Thus, it is possible to infer some kind of protolith-anatexite correspondence such as paragneiss-fine grained granite and pelitic rocks-porphyrific granite.

* Trabajo financiado a través del proyecto CICYT PB86/0215.

** Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

INTRODUCCIÓN

El área considerada en este trabajo se encuentra en una zona periférica del denominado Domo del Tormes por MARTÍNEZ (1977) (fig. 1). Por otra parte, constituye uno de los afloramientos más representativos de los gneises glandulares que afloran en el referido domo anatético, junto con las áreas de Ledesma, Vitigudino y Fermoselle (MARTÍNEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA, 1982). Con anterioridad, en el área se contaba con una información cartográfica referida tanto a la formación gneísica (RIBEIRO, 1974; QUIROGA, 1981), como a las anatexitas y metapelitas asociadas (LÓPEZ PLAZA, 1982).

El objetivo del presente trabajo se centra, por un lado, en la caracterización petrográfica de los distintos tipos de rocas del área, y por otro lado, en establecer el significado de los procesos tectónicos y metamórficos que configuran la formación de las anatexitas del Domo del Tormes. Teniendo en cuenta la circunstancia favorable de tratarse de un área antiformal con un estilo estructural ya conocido (RIBEIRO, 1974; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; LÓPEZ PLAZA, 1982), en este trabajo se pretende también un conocimiento litoestratigráfico que ayude a explicar la sucesión de las láminas graníticas del domo (GONZALO *et al.*, in litt.).

PETROGRAFÍA

RASGOS MACROSCÓPICOS

En el área estudiada se consideran los siguientes materiales de muro a techo:

1. *Gneises glandulares*

Dentro de este grupo se incluyen las siguientes facies de muro a techo:

- a) Gneises glandulares biotíticos
- b) Gneises glandulares leucocráticos
- c) Gneises de glándulas dispersas.

Las dos primeras facies corresponden al «Ortogneiss ocellés de Miranda do Douro» de RIBEIRO (1974). La variedad de facies se ha establecido por la relación megacristales/mesostasis, la proporción de biotita, así como por su carácter bandeado. Los gneises glandulares biotíticos son bandeados, en tanto que los leucocráticos tienen una mayor proporción cuarzo-feldespática en su mesostasis y la biotita aparece en agregados discontinuos. Los gneises de glándulas dispersas muestran un bandeo más regular que los anteriores y su mesostasis es de grano fino.

En conjunto, los gneises glandulares biotíticos afloran en los núcleos de las estructuras antiformales de Fase III. En zonas donde la deformación hercínica es débil, los gneises leucocráticos muestran una textura original que recuerda a un granito porfídico.

Se incluyen también en este grupo las anatexitas de grano medio. Su relación petrogenética con los gneises glandulares no es evidente por cuanto aparecen en «stocks» o diques intruidos en los niveles suprayacentes.

2. *Leucogneises de grano fino y anatexitas asociadas*

Este grupo son rocas leucocráticas de grano fino y bandeadas. Hacia el techo, los gneises son de grano más fino y su bandeo es más marcado. Esto puede ser debido a que se trata de una facies diferente, o bien, a una textura menos modificada por la anatexia.

3. *Serie Fémica Heterogénea*

Está compuesta por los siguientes tipos de rocas: gneises fémicos bandeados, metatonalitas, metabasitas, metapelitas, «fels» cuarzo feldespáticos, rocas cuarcíticas y rocas calcosilicatadas.

Los grupos más abundantes son, sin duda, los gneises fémicos y las metapelitas. Sin embargo, es muy difícil separarlos cartográficamente ya que están íntimamente relacionados, apareciendo en realidad numerosas laminaciones pelíticas dentro de los bancos gneísicos. Las rocas descritas como «fels» cuarzo feldespáticos son consideradas así por su fábrica, carente de esquistosidad (WINKLER, 1978).

Finalmente, asociados a esta serie aparecen dos tipos de granitos:

- Granitos porfídicos «tipo Almendra»
- Granitos porfídicos «tipo Sayago».

Los primeros aparecen asociados a niveles gneísicos y pelíticos, en tanto que los segundos tienden a relacionarse con las tonalitas, como ocurre en el macizo de Sayago (GARCÍA DE LOS RÍOS, 1981; LÓPEZ PLAZA, 1982). Ambos granitos presentan una característica común: su carácter autóctono o subautóctono, yaciendo en láminas concordantes con los materiales metamórficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

1. *Gneises glandulares*

En el cuadro I se presentan sus características resumidas. Cabe destacar los siguientes aspectos:

- Son rocas compuestas por porfidoblastos de FK, precinemáticos respecto a la esquistosidad principal (Lám. Ia), y por una mesostasis de variable contenido en biotita y diferente carácter bandeo según los tipos establecidos.
- Los porfidoblastos de FK, con gran desarrollo de pertitas y con macla de Carlsbad ($Or_{91-93} Ab_{6-8} An_{0,1-0,3}$) suelen pasar a la mesostasis de un modo gradual a través de una «zona granularizada» constituida por cristales de FK con macla de la microclina y poco pertíticos ($Or_{93} Ab_6 An_{0,02}$) que son rodeados por cuarzo intersticial (Lám. Ib). A veces, este tipo de cristales de microclina forman bandas dentro de los porfidoblastos con estructuras sigmoidales, o simplemente aparecen falsamente incluidos y bordeados también por una película de cuarzo. Estos cambios texturales han sido descritos para materiales similares del Sistema Central atribuyéndole un origen tectónico (PEINADO, 1974; NAVIDAD y PEINADO, 1981; VILLASECA, 1983).

La «granularización», que afecta globalmente a los tres tipos de gneises establecidos, se interpreta por un fenómeno probable de triclinización desde el FK rico en pertitas hasta el tipo tardío pobre en pertitas y con la macla en enrejado de la microclina, de acuerdo con SCHERMERHORN (1961). Según este autor el proceso de triclinización iría acompañado de una descalcificación de la plagioclasa simultánea a la desmezcla del FK. Por esto, las plagioclasas zonadas que están incluidas en los porfidoblastos tienen un borde albítico muy neto (zonación: An₂₀ a An₀₂). Este proceso de formación probable de microclina y albita se produciría a baja temperatura como lo indica el contenido en anortita del nuevo feldespato potásico y la plagioclasa tan albítica (WHITNEY y STORMER, 1977). Además, en este proceso de descalcificación sobra SiO₂ que podría dar lugar al cuarzo mirmequítico e intersticial, omnipresente en la parte granularizada. No se descarta que parte del calcio sobrante forme un apatito tardío que suele estar presente en estos gneises.

Además del tipo de plagioclasa indicada, hay otro tipo incluido también en los porfidoblastos de FK; se trata de una plagioclasa apenas zonada (An₁₃) que contiene abundante sillimanita. Dado que los cristales aciculares son disarmónicos respecto a los contactos intercristalinos de la plagioclasa (Lám. I c y d) cabe interpretar su formación por un proceso de exolución del Al₂O₃ al pasar de oligoclasa cálcica a oligoclasa ácida, de un modo análogo a la interpretación de VILLASECA (1983). Es probable que este paso represente un estadio intermedio en el proceso de descalcificación indicado, aunque en condiciones de P/T evidentemente más elevadas.

— Otra característica interesante en los gneises glandulares es la presencia de dos tipos de biotita: tipo I en cristales idiomorfos y de pequeño tamaño y tipo II, más tardía, en cristales mayores. Ambos tipos de biotitas aparecen tanto en porfidoblastos como en la mesostasis, si bien las formas incluidas y recristalizadas muestran un crecimiento simplectítico con cuarzo. La composición de las biotitas incluidas del tipo I tiene valores algo más altos en Fe* (Fe/(Mg+Fe)) y Ti que las de la mesostasis. Esto puede ser debido a un reflejo de su historia magmática previa, de un modo similar a la interpretación de GIL IBARGUCHI (1982) para los gneises de la región gallega. Las biotitas tipo II incluidas muestran valores intermedios entre los dos tipos anteriores, como si hubiera habido un reequilibrio más acusado que en las del tipo I e incluidas (Fig. 2).

Las biotitas del tipo I y del tipo II de la mesostasis de gneises leucocráticos muestran valores semejantes en cuanto al factor Fe*, sin embargo las del tipo I tienen valores inferiores en Ti, lo cual refleja la complejidad de los fenómenos involucrados, aunque globalmente para el conjunto de los gneises es posible discriminar las biotitas utilizando el diagrama Ti/Al^{IV} (Fig. 2c).

Por lo expuesto, parece probable la sucesión de las siguientes asociaciones:

1) Oligoclasa cálcica-Biotita I-Ortosa (?) (paragénesis primaria, sensu lato); 2) Oligoclasa ácida-Sill acicular-Biotita II (?) (paragénesis metamórfica, s.l.), y 3) Albita-Microclina-Cuarzo (paragénesis secundaria, s.l.). Además, existe moscovita secundaria producto de la alteración de sillimanita.

		Gn. gl. biotíticos	Gn gl. Leucocráticos	Gn. de gland. dispersas
PORFIDOBLASTOS DE FK	Morfologías	<ul style="list-style-type: none"> • Con macla de Carlsbad y con pertitas tipo «string», «flame» y «patches». • En las porciones granularizadas: macla de la microclina, poco pertítico. 	<ul style="list-style-type: none"> • Con macla de Carlsbad y con abundantes pertitas en «patches» y «film». • En las porciones granularizadas: macla microclina y poco pertítico. 	<ul style="list-style-type: none"> • Grandes cristales pertíticos con pertitas tipos «flame» y «film». • Cristales pequeños tipo microclina, rodeados de cuarzo tardío.
	Composición	<p>El tipo pertítico a veces presenta zonación:</p> <ul style="list-style-type: none"> • núcleo: Or 91,4 Ab 8,4 An 0,1 • borde: Or 93,4 Ab 6,3 An 0,3 	Tipo pertítico presenta: Or 80,6 Ab 17,9 An 1,4	
	Inclusiones	<p>– <i>Plagioclasa</i>:</p> <p>I. Muy zonada, 20-1,6% An, escasas inclusiones.</p> <p>II. Muy poco zonada, abundantes inclusiones de sill y más escasas de biotita.</p> <p>– <i>Biotita</i>:</p> <p>I. En cristales pequeños e idiomorfos.</p> <p>II. Blásticas con frecuentes simplectitas de cuarzo.</p>	<p>– Plagioclasa con sill. de exolución</p> <p>– Biotita tipo II con simplectitas de cuarzo.</p>	<p>– Biotita I, cloritizada.</p>
MESOSTASIS	Fracción leucocrática	<p>Los minerales esenciales son:</p> <ul style="list-style-type: none"> – Cuarzo – Biotita tipo I – Plagioclasa An 16% Forma parte de la «cola granularizada» – FK de dos tipos: I. pertítico II. sin pertitas, intersticial, relacionado con una probable microclivación. 	<p>Los minerales aparecen asociados del siguiente modo:</p> <p>A) – Plagioclasa blástica An 13%</p> <ul style="list-style-type: none"> – Sillimanita acicular – Biotita del tipo I <p>B) – Plagioclasa zonada An 18,5-15%</p> <ul style="list-style-type: none"> – Cuarzo – Biotita tipo I – FK en cristales pequeños <p>C) – Cuarzo intersticial</p> <ul style="list-style-type: none"> – Moscovita histerógena – Turmalina. 	<p>Los minerales esenciales son:</p> <ul style="list-style-type: none"> – FK incluye a biotita I, cuarzo tardío y plag 12-8% An. – Plagioclasa: I. Muy zonada incluye a biotita. II. Poco zonada casi sin inclusiones. – Biotita del tipo I.
	Fracción félica	<p>Dos asociaciones:</p> <p>A) – Biotita tipo I</p> <ul style="list-style-type: none"> – Sillimanita tanto del tipo acicular como fibrolítica. – Cuarzo. – Moscovita tardía. <p>B) – Biotita del tipo II</p> <ul style="list-style-type: none"> – Cuarzo. 	<p>Dos asociaciones:</p> <p>A) – Biotita del tipo I</p> <ul style="list-style-type: none"> – Cuarzo – Fibrolita – Moscovita secundaria <p>B) – Biotita del tipo II</p> <ul style="list-style-type: none"> – Cuarzo 	<p>Mim. esenciales:</p> <ul style="list-style-type: none"> – Biotita blástica, define el clivaje. – Sillimanita – Cuarzo

CUADRO 1. Resumen de la petrografía de los gneises glandulares

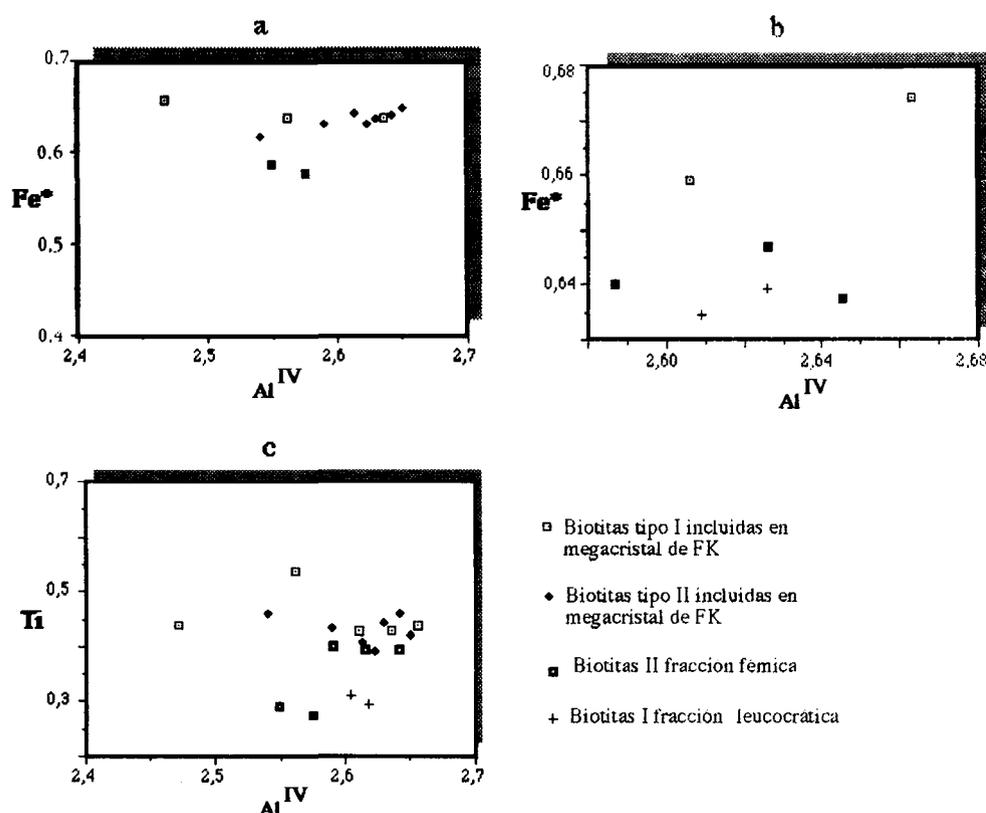


FIG. 2. Diagramas para biotitas de gneises glandulares. a) Fe^*/Al^{IV} , facies biotítica; b) Fe^*/Al^{IV} , facies leucocrática; c) Ti/Al^{IV} , ambos tipos de facies.

2. Leucogneises de grano fino y anatexitas asociadas

Las características petrográficas de las rocas de este grupo se resumen en el cuadro II, subdivididas en migmatitas, metatexitas y diatexitas.

Los aspectos más destacables son los siguientes:

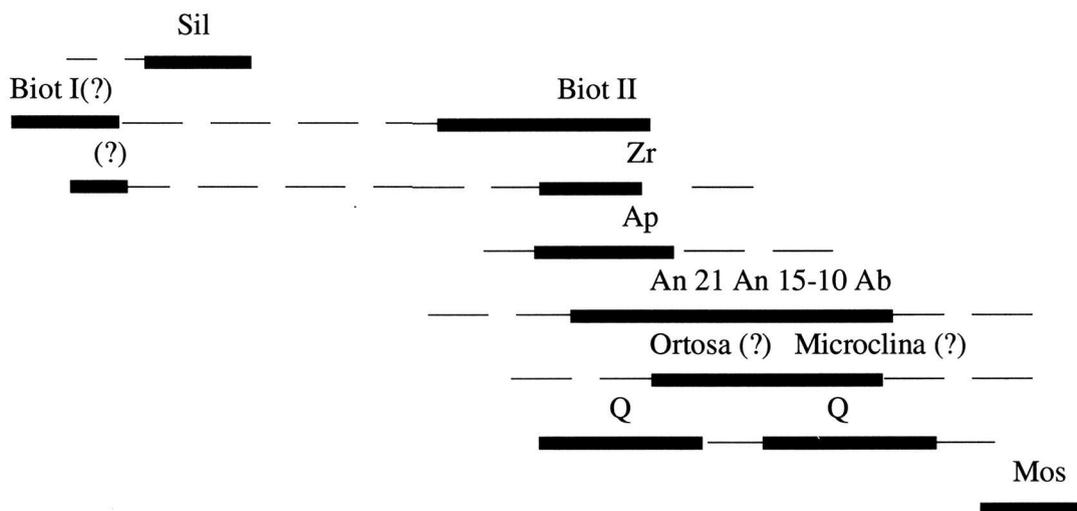
- El FK es por lo general, intersticial, pobre en pertitas y con la macla de la microclina, aunque en las metatexitas hay cristales grandes ricos en pertitas. Estos últimos muestran una «granularización» al igual que en los gneises glandulares.
- La plagioclasa muestra un zonado irregular. La distribución del contenido en anortita, para las migmatitas, depende del tipo del mineral que está en contacto con la plagioclasa del siguiente modo (Figs. 3 a, b, c y d):
 - en el contacto plagioclasa-biotita el contenido en anortita alcanza el 21%
 - en el contacto plagioclasa-cuarzo es del 12%
 - cerca del feldespato potásico la plagioclasa no supera el 5% de anortita.

En las diatexitas la plagioclasa es menos cálcica (oligoclasa ácida y albítica); aparece en cristales más idiomórficos a menudo incluidos en FK. En este último caso el borde albítico es muy neto y completo alrededor del núcleo.

Estas relaciones apuntan a un proceso de descalcificación de la plagioclasa relacionado con la pertitización y transformación probable a microclina, fenómeno similar al de los gneises glandulares.

- El mineral accesorio más característico es el granate que suele estar asociado a una biotita del tipo II y a feldespato potásico (Fig. 3e y f). Por similitud con el área del embalse de Almendra debe de tratarse de almandino (DOMÍNGUEZ VADILLO, 1991).
- El apatito aparece a menudo en cristales de moderado tamaño, semejante al del resto de los componentes de la roca. Al igual que en los gneises glandulares el calcio sobrante de la descalcificación de la plagioclasa podría explicar el desarrollo tardío de este apatito.

Por último es destacable el escaso número de circones incluidos en la biotita que aumentan, sin embargo, con el proceso anatéctico tendiéndose a situar hacia la periferia de los cristales de biotita del tipo II. Por lo expuesto, se propone el siguiente orden de cristalización para las diatexitas de grano fino:



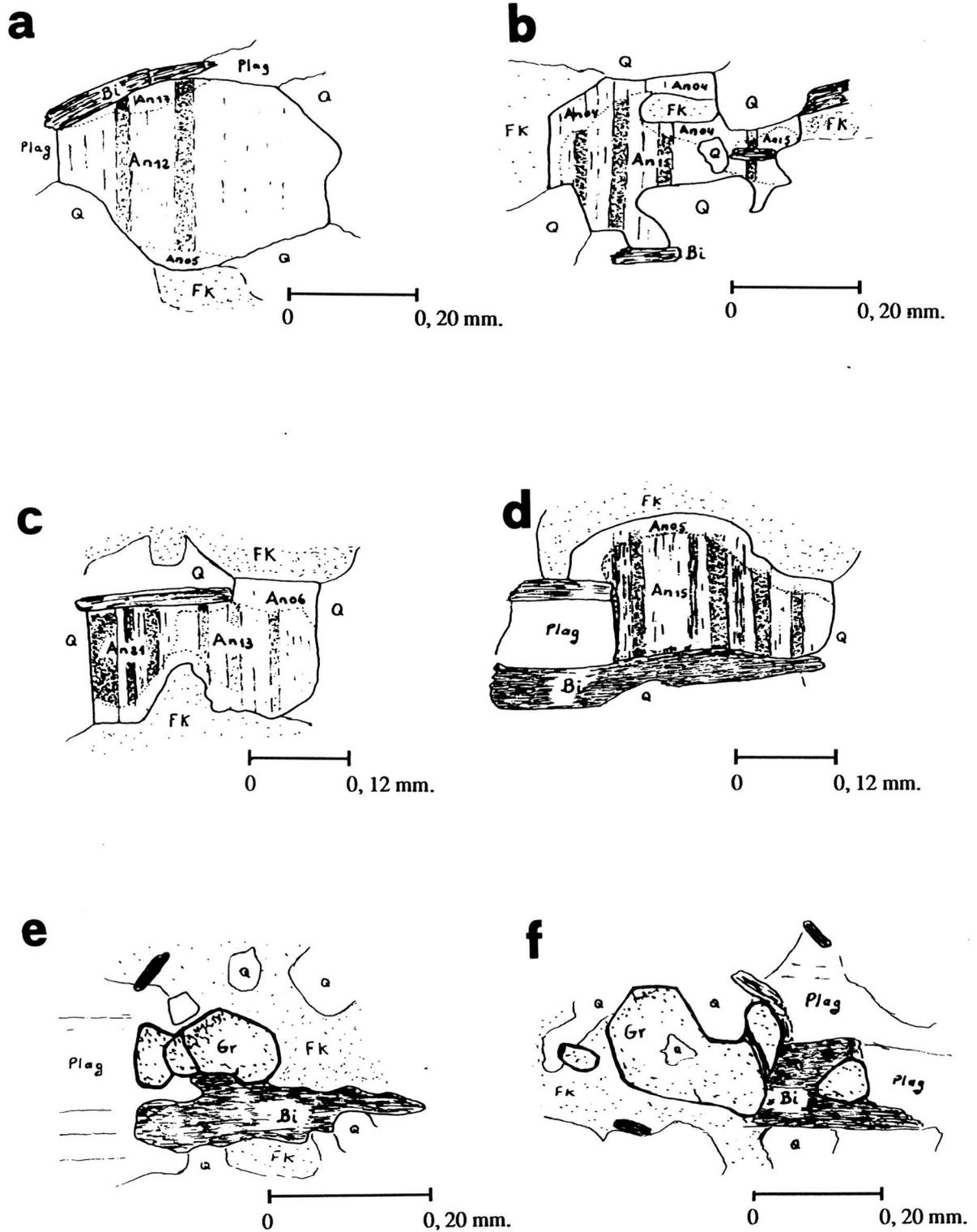


FIG. 3 a,b,c y d) Aspectos texturales de plagioclasas en gneises migmatizados de grano fino; e y f) Idem de granates.

	Leucogneises migmatíticos de grano muy fino. (Migmatitas)	Leucogneises metatexiticos de grano fino. (Metatexitas)	Diatexitas de grano fino
TEXTURA	<ul style="list-style-type: none"> - Leucosome rico en FK. - Mesosome con cuarzo, plag. y biotita. 	<ul style="list-style-type: none"> - Leucosome rico en FK. - Mesosome con cuarzo, plag y biotita. 	Homogranular, alotriomorfa
MINERALES ESENCIALES	<ul style="list-style-type: none"> - <i>FK</i>: Intesticial, tipo microclina muy abundante; incluye a granate, biotita y circón. - <i>Plagioclasa</i>: Presenta contenidos de 21%-5,5% An. Estos valores varían: <ul style="list-style-type: none"> • 21% en contacto con biotita. • 12% en contacto con cuarzo. • 5% en contacto con KF. - <i>Biotita</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Tipo I biotitas pequeñas. Es el tipo más abundante. • Tipo II blásticas. - <i>Moscovita</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • De pequeño tamaño, primaria. • Blástica, muy abundante 	<ul style="list-style-type: none"> - <i>FK</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Xenomorfo, tamaño grueso a medio, rico en pertitas. • Pequeño tamaño, muy abundante, macla de la microlina. Forma «cola granularizada» con cuarzo. - <i>Plagioclasa</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Zonada, 22,5%-13% An en el núcleo y 15,5%-5,5% An en los bordes. • Muy poco zonada, 10,5% 5,5% An. - <i>Biotitas</i>: En cristales pequeños, escasas inclusiones. - <i>Cuarzo</i>: Abunda un tipo tardío, aparece también en simplectitas con moscovita. 	<ul style="list-style-type: none"> - <i>FK</i>: Muy abundante, escasa pertitización, el tipo microclina es el más abundante. - <i>Plagioclasa</i>: Tendencia al idiomorfismo, poco zonadas, 15,5%-5,5% An, incluye silimanita en disposición concéntrica. - <i>Cuarzo</i>: Xenomorfo. - <i>Biotita</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Cristales pequeños y prismáticos, muestran orientación preferente. • Blástica tardía. - <i>Moscovita</i>: Histerógena.
MINERALES ACCESORIOS	<ul style="list-style-type: none"> - <i>Granate</i>: Asociado a cuarzo FK, plagioclasa y biotita blástica. - <i>Circón</i>. - <i>Apatito</i>: En gran parte tardío - <i>Opacos</i> 	<ul style="list-style-type: none"> - <i>Granate</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Xenomorfo, asociado a biotita, tamaño grueso • Idiomorfo, más frecuente, tamaño pequeño, asociado al FK. - <i>Silimanita</i>: Dos tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Fibrolita sobre todo asociada a biotita. • Acicular, escasa, incluida en feldespatos y cuarzo. - <i>Circón</i> y <i>Apatito</i> 	<ul style="list-style-type: none"> - <i>Silimanita</i>: En cristales prismáticos y dispersos. - <i>Circón</i>: Tiende a disponerse hacia la periferia de los cristales de biotita. - <i>Apatito</i>: idiomorfos, aspecto globoso.

CUADRO 2. Petrografía de las anatexitas de grano fino.

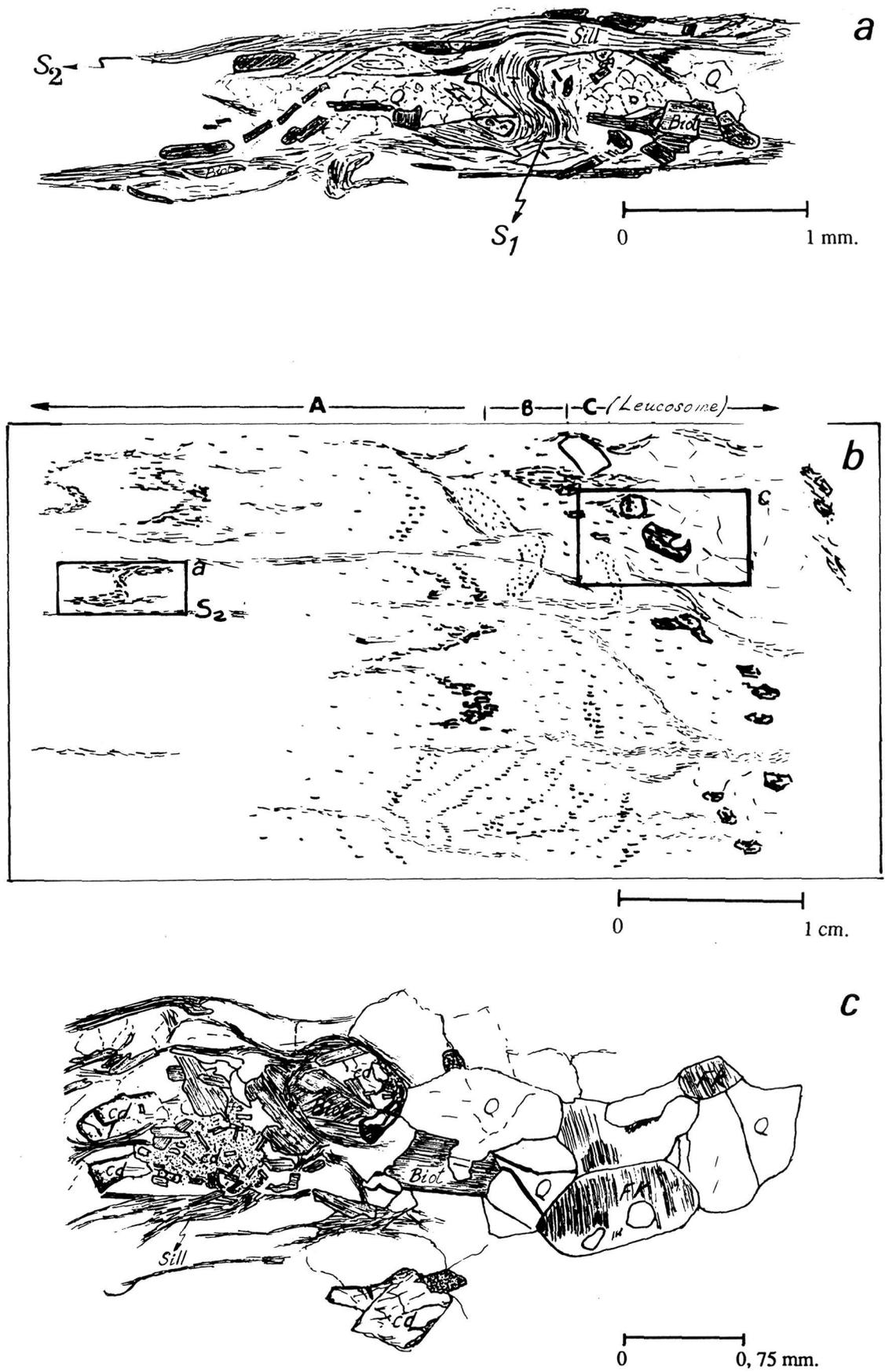


FIG. 4. Gneis fémico migmatizado. a) Aspecto textural parcial; b) Aspecto general de una lámina delgada; c) Aspecto textural de un leucosome.

CARTOGRAFIA DEL BASAMENTO EN EL AREA MIRANDA DO DOURO - FARIZA (SW de ZAMORA)

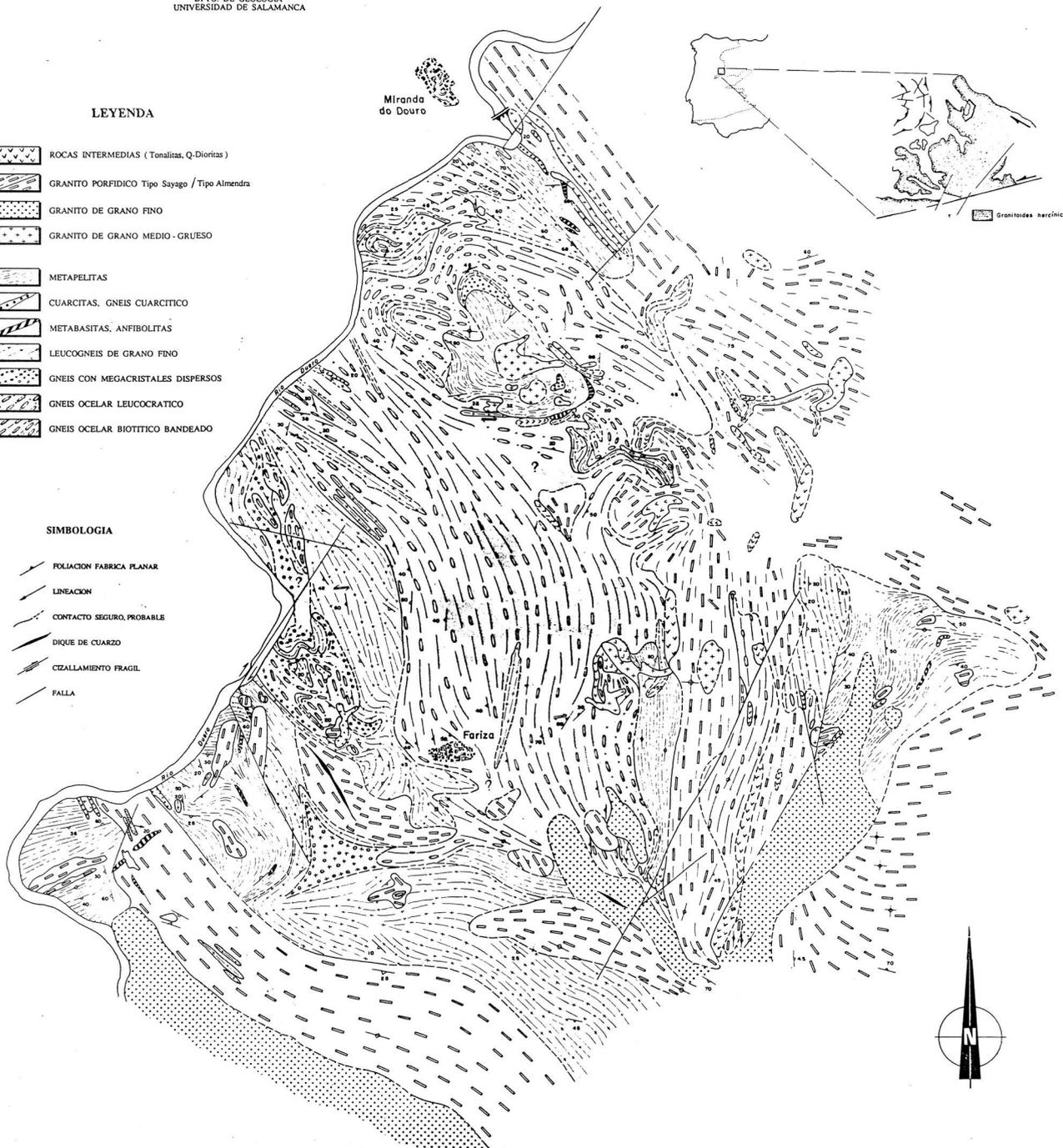
F.J. LOPEZ MORO; M. LOPEZ PLAZA. 1991
DPTO. DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

LEYENDA

-  ROCAS INTERMEDIAS (Tonalitas, Q-Dioritas)
-  GRANITO PORFIDICO Tipo Sayago / Tipo Almendra
-  GRANITO DE GRANO FINO
-  GRANITO DE GRANO MEDIO - GRUESO
-  METAPELITAS
-  CUARCITAS, GNEIS CUARCITICO
-  METABASITAS, ANFIBOLITAS
-  LEUCOGNEIS DE GRANO FINO
-  GNEIS CON MEGACRISTALES DISPERSOS
-  GNEIS OCELAR LEUCOCRATICO
-  GNEIS OCELAR BIOTITICO BANDEADO

SIMBOLOGIA

-  FOLIACION FABRICA PLANAR
-  LINEACION
-  CONTACTO SEGURO, PROBABLE
-  DIQUE DE CUARZO
-  CIZALLAMIENTO FRAGIL
-  FALLA



3. *Serie Fémica Heterogénea*

Las características mineralógicas principales se exponen en el cuadro III para los distintos tipos de roca de este grupo. Algunos aspectos destacables son los siguientes:

– Tanto en los gneises fémicos como en las metapelitas se distingue una fracción fémica bandeada con biotita, silimanita y cordierita, y una fracción leucocrática cuarzo feldespática, esencialmente; si bien en los gneises esta última fracción es predominante y de composición más plagioclásica con un contenido en anortita que alcanza el 35% para el caso de gneises de composición tonalítica no silimaníticos. A veces, en los gneises más pelíticos se desarrolla un leucosome del tipo descrito en la Fig. 4b y c. Las asociaciones en los gneises fémicos son:

- 1) Q-Plag-FK-Biot-Cd-Sil-And-Mos
- 2) Q-Plag-FK-Biot-Cd-Sil-Mos
- 3) Q-Plag-FK-Biot-Cd-Sil-And-Grt-Mos \pm Estau.
- 4) Q-Plag-FK-Biot-Cd-Mos
- 5) Q-FK-Biot-Cd-Sil-Mos
- 6) Q-Plag-FK-Biot-Sil-And-Grt-Mos \pm Estau
- 7) Q-Plag-FK-Biot-Sil-Mos-Clor
- 8) Q-Plag-FK-Biot-Mos
- 9) Q-Plag-FK-Biot-Sil-And-Mos
- 10) Q-Plag-Biot-Grt
- 11) Q-FK-Biot-Sil-Mos

siendo las más comunes la 7 y 8.

– En las metapelitas las asociaciones son:

- 1) Q-Plag-FK-Biot-Sil-Crd-Grt-And-Mos
- 2) Q-Plag-FK-Biot-Sil-Crd-Mos
- 3) Q-Plag-FK-Biot-Sil-Crd-And-Mos
- 4) Q-Plag-FK-Sil-Clor-Mos
- 5) Q-Sil-Grt-Clor-Mos
- 6) Q-Sil-Biot-Sil-And-Clor-Mos

– En cuanto a las metabasitas se han considerado dos subgrupos: a) metabasitas foliadas y b) metabasitas no foliadas. Las foliadas son rocas anfíbolíticas bandeadas y presentan las asociaciones 1) Anfíbol-Plag-Q-Clor y 2) Anfíbol-Plag-Biot-Q; mientras que las no foliadas presentan las asociaciones 1) Anfíbol-Grt-Plag-Q y 2) Anfíbol-Plag-Biot-Zoisita. Algunas de las metabasitas no foliadas contienen granates con borde reaccional quelíftico y una masa con agregados de anfíbol y plagioclasa que conforman una textura a modo de quelifitoide, de una manera similar a las citadas por BARD (1985).

– Entre las rocas plutónicas es destacable la presencia de diques de granodiorita anfibólica que contienen una plagioclasa zonada con un núcleo muy rico en anortita (60%) y un borde de oligoclasa.

En cuanto a los granitos porfídicos, las principales diferencias petrográficas en los dos tipos establecidos son:

- 1) La plagioclasa es por lo general más cálcica en los del tipo «Sayago», presentándose en sinneusis, mientras que en el tipo «Almendra» abunda más la albита que a menudo se desarrolla por descalcificación al estar en contacto con el FK.
- 2) Siempre hay silimanita tanto prismática como fibrosa en el granito tipo «Almendra», siendo muy ocasional y escasa en el tipo Sayago (fibrolita).
- 3) El apatito es más abundante en el tipo «Sayago» y tiende a presentarse en inclusiones periféricas de biotita II. En el tipo «Almendra» el apatito también se suele disponer de igual modo en contraste con el circón que es más precoz con respecto a la cristalización de la biotita. Hay que resaltar en ambos tipos el carácter tardío de gran parte del apatito cuya formación puede estar favorecida por el calcio sobrante de la descalcificación de la plagioclasa.

	<i>Gn. Félicas</i>	<i>Metapelitas</i>	<i>R. Cuarzíticas</i>	<i>«Fels»</i>	<i>R. Intermedias</i>	<i>Metabasitas</i>	<i>Calcoesquistos Granatíferos</i>	<i>Gr. porf. «tipo Almendra»</i>	<i>Gr. porf. «tipo Sayago»</i>
Cuarzo	Incluye fibrolita	Incluye fibrolita	Incluye fibrolita Muy deformado	-Xenomorfo. -En venas	Tardío	Muy deformado	Muy deformado	Xenomorfo. Abunda el tardío	Xenomorfo. Abunda el tardío.
FK	En leucosome	En leucosome	Acc. en Cuarcit. Esen. en Gneis cuarzítico	Microclina, alterado	Poco pertítico, text. granofricas			Pertítico, abund. inclusiones.	-Primario. -Sec. macla microclin.
Plag	-PreS2 no zonada -Zonada, Olg-Ab	-Tipo zonado -Tipo no zonado	Sólo en Cuarzitas (sericit)	No zonadas, sericitizadas	Muy zonadas Labra-Olig.	Andesina (N)* Andesina (F)**	Grandes blastos, oligoclasa	-Tipo zonado -Tipo intersticial	Zonada, Oligoclasa, «sinneusis»
Biotita	-I en Fr. Fém. -II en Fr. Leu.	-I en Fr. Fém. -II en Fr. Leu.	-Tipo I en Cuar -Tipo II G. Cuar		-Tipo I, Tipo II, en cúmulos Anf	En bandas con anf. en agregad.		-Tipo I. -Tipo II.	-Tipo I -Tipo II
Cordierita	-Con biotita I -En leucosome	Asociada a Biot. Q y Plag.	Acc. en Cuarzitas Ese. en G. Cuar					Incluida en FK y Plag	
Estaurrolita	Relicta								
Granate	Asoc. a Q, Biot, Feld K.	Asociado a Q, biot y FK	En nódulos (sólo en cuarzitas)			Text reaccional quelíftica (N)	Incluye a Q, diopsido y esfen.		
Silimanita	-Fibrolita -Prismática	-Fibrolita -Prismática	-Fibrolita -Prismática					-Fibrolita -Prismática	-Fibrolita muy escasa
Andalucita	Tardía, incluye a Cd y biot.	Tardía inclu. biot plag. y herci.	Sólo en Cuarcit, Asoc. biot., fib., op.						
Moscovita	-Primaria -Secundaria	Secundaria	Secundaria (sericit)					Secundaria	Secundaria
Apatito	Accesorio	Acc., a veces en grandes cristales		Accesorio	Acc. acicular y blástico.			Accesorio	Accesorio
Circón	Accesorio	Accesorio	Accesorio				Accesorio	Accesorio	Accesorio
Xenotíma	Accesorio	Accesorio							
Turmalina	Asoc. a fibrolita y biotita	Incluye a sill y biotita.	Accesorio sólo en Gn. Cuarzítico.						
Anfíbol					En agregados con biotita	-Hombl. verd en quelíftoideos (N). -Hombl. verd (F)	Hombl. verde		
Diopsido							Relicto		
Zoi/Clinoz.							Abundante		
Esfena				Secundaria	Incluid. en biotit	Zois. Secund. (F)	Secundaria		
Clorita	Secundaria	Secundaria	Secundaria	Secundaria		Secundaria	Secundaria		

CUADRO 3. Resumen de la Serie Félica Heterogénea * (N) Metabasitas no foliadas ** (F) ídem foliadas

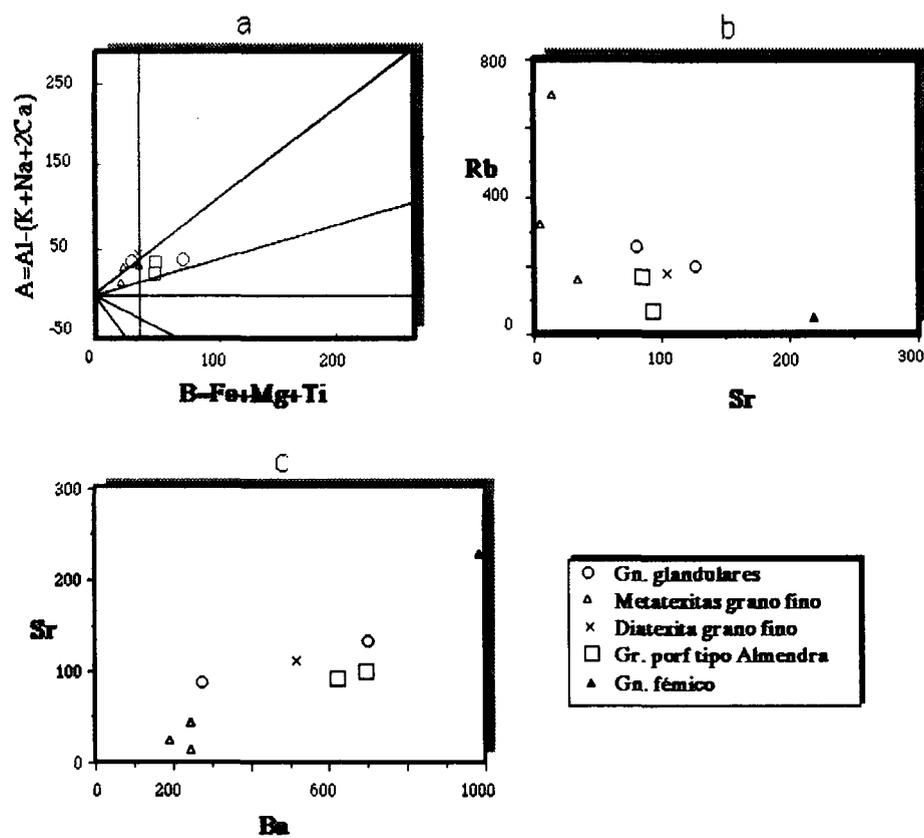


FIG. 5. Diagramas geoquímicos para las rocas analizadas.

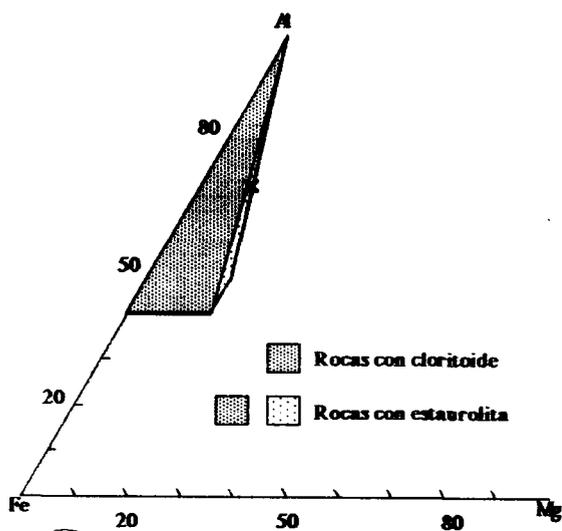


FIG. 6. Proyección del gneiss fémico analizado en el diagrama de HOSCHEK (1967) de restricciones químicas para rocas con estaurolita y cloritoide.

GEOQUÍMICA

Se han realizado nueve análisis químicos* (cf. Apéndice) a fin de efectuar una caracterización básica de alguno de los tipos de roca aquí establecidos.

– Gneises glandulares

Se han realizado dos análisis químicos. Una muestra corresponde a gneises glandulares leucocráticos y la otra a la facies biotítica. Ambas muestras son rocas peraluminosas, perteneciendo la facies leucocrática al campo de los leucogranitos del diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 5), en tanto que la facies biotítica se proyecta en el campo II. La relación $Mg/(Mg+Fe)$ es mayor para la facies biotítica. Esto podría dejar abierta la posibilidad de un proceso de diferenciación desde la facies biotítica a la leucocrática.

El estudio de elementos menores revela que la facies leucocrática es más rica en Rb y más pobre en Sr y Ba que la facies biotítica, en coherencia con esa posible diferenciación (Fig. 5).

– Anatexitas de grano fino

Las cuatro muestras analizadas (3 metatexitas y 1 diatexitita) se proyectan en el campo de los leucogranitos del diagrama A-B de DEBON & LE FORT (op. cit.). La relación $Mg/(Fe+Mg)$ es baja, en especial en dos de ellas (aproximadamente 0,1), lo cual es característico de las rocas de este grupo (GONZALO *et al.*, in litt).

Sus contenidos en Sr y Ba son bajos, y elevados en Rb. Las variaciones en estos elementos pueden ser debidas a la variable proporción pelítica del protolito, si bien el contenido en Rb es mayor en las rocas menos transformadas (metatexitas) (Fig. 5) debido tal vez a la participación del feldespató potásico como fase residual (HANSON, 1978).

– Gneis fémico y granitos porfídicos

El gneis fémico es una roca con laminaciones pelíticas. Su proyección en el diagrama de HOSCHEK (1967, en WINKLER, 1978) es coherente con la aparición de estaurolita (Fig. 6).

Los dos granitos porfídicos analizados, tipo Almendra, corresponden a rocas con restos de schlieren biotíticos, siendo una de ellas de grano más fino. Su proyección en el diagrama A-B reflejan su carácter peraluminoso, fuera del campo de los leucogranitos (Fig. 5).

Por sus contenidos altos en Ba, superiores a 600 ppm, unido a un discreto contenido en CaO, es coherente atribuir a este tipo de granitos un protolito pelítico. No se descarta que el gneis fémico analizado (tabla III), rico en Ba, represente una roca con una cierta afinidad a dicho protolito. El hecho de no producirse un enriquecimiento en Rb, como en el caso anterior, podría deberse a participar la biotita como fase residual (HANSON, op. cit.).

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

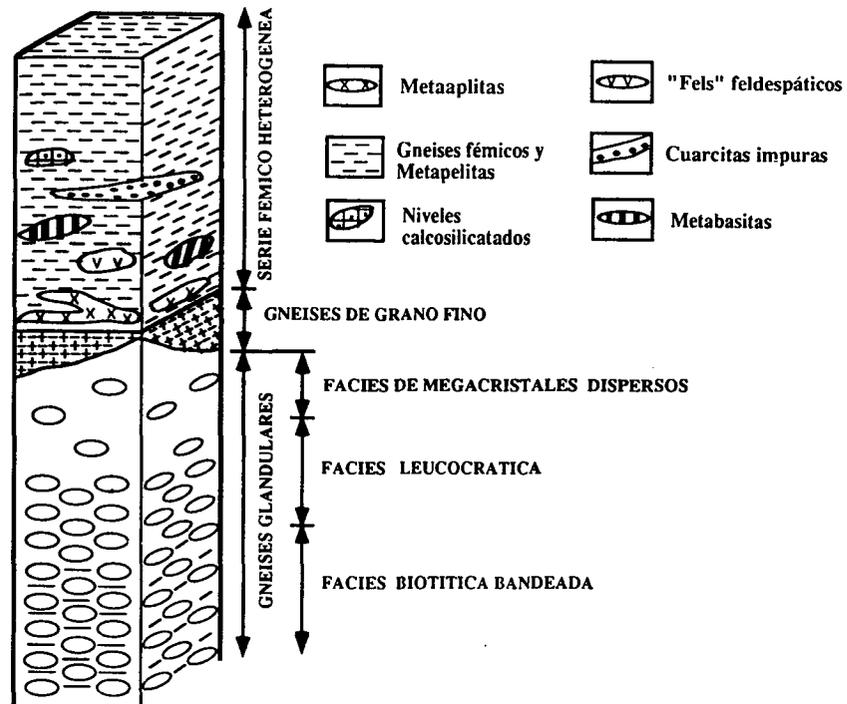


FIG. 7. Columna litoestratigráfica propuesta y su probable correlación con las distintas anatexitas.

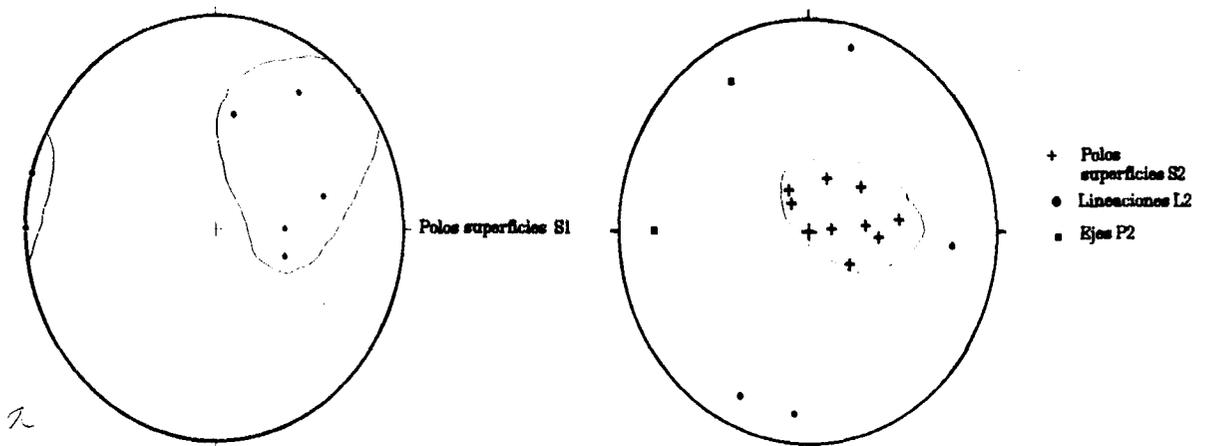


FIG. 8 a) Polos S₁; b) Polos S₂, lineaciones de intersección L₂ y de ejes P₂.

LITOESTRATIGRAFÍA

En la Fig. 7 se propone una columna litoestratigráfica con la sucesión de los distintos materiales en la zona de estudio. Los más inferiores son los gneises glandulares biotíticos que pasan hacia el techo a gneises glandulares leucocráticos con agregados de cristales de biotita, y, finalmente a los gneises de glándulas dispersas con segregados (aplitoides?) de grano fino de dimensiones decimétricas. El paso de unos a otros, por lo general, se produce por relevo de láminas, es decir, disminuyendo progresivamente las láminas de un tipo y aumentando las del otro. El carácter ortoderivado de esta formación es muy probable si tenemos en cuenta sus características petrográficas y geoquímicas descritas anteriormente. Excepcionalmente aparece algún xenolito pelítico en los gneises glandulares leucocráticos.

En toda esta secuencia de origen ígneo llama la atención la disminución progresiva hacia el techo de los porfidoblastos de FK, resaltando su presencia esporádica en los referidos aplitoides. Estas observaciones apuntan a considerar los megacristales o glándulas como porfidoblastos formados en una etapa prehercínica o hercínica precoz.

Los leucogneises de grano fino constituyen junto con los gneises de glándulas dispersas el grupo de los «Paragneiss rubanés parfois oeillés de Miranda do Douro», tal como los definió RIBEIRO (1974). Pero a diferencia del anterior, estos constituyen un nivel muy continuo que bordea siempre al de los gneises glandulares. Los leucogneises no se consideran aplitoides sino que por su alternancia con niveles pelíticos más bien podrían representar sedimentos arcósicos procedentes de la erosión de un zócalo granítico infrayacente (gneises glandulares?). Lo cual podría estar apoyado por tratarse de un nivel continuo situado por encima de los gneises glandulares, incluidos los de glándulas dispersas que son bastante discontinuos. Estos materiales de grano fino guardan cierta semejanza con los del Macizo de Hiendelaencía que están también asociados a ortogneises glandulares (NAVIDAD y PEINADO, 1981), si bien los estudiados aquí son menos magnésicos que aquellos.

Referente a la Serie Fémica Heterogénea, no es posible precisar dentro de este conjunto la sucesión de cada uno de los materiales, aunque, «grosso modo», el orden expuesto en el apartado de Petrografía podría representar la secuencia de muro a techo. Así, por lo general, hacia muro predominan los gneises fémicos asociados a aplopegmatitas y anfibolitas, recordando este conjunto la «Serie de El Alamo» de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983). Del mismo modo, hacia el techo son las metapelitas las que predominan, en asociación con algunos bancos métricos (2-10 m) de cuarcitas impuras, y con algunos lentejones decimétricos de rocas calcosilicatadas. Las metatonalitas podrían relacionarse con las tonalitas del grupo I.a de MARTÍNEZ (1974) que aparecen en las áreas próximas de los Arribes del Duero.

Respecto a su correlación, RIBEIRO (1974) en las zonas adyacentes peritransmontanas, considera un conjunto análogo a esta serie como perteneciente al Complejo Esquisto-Grauwáckico. Los tramos de gneises fémicos con aplopegmatitas podrían corresponder a la parte más baja de la Unidad Superior del Complejo Esquisto Grauwáquico (RODRÍGUEZ ALONSO, com. pers.), admitiendo que el conjunto de la «Serie de El Alamo» constituya un grupo con significado litoestratigráfico y correlacionable. De este modo, el paragneis de grano fino sería correlacionado con los tramos detríticos de la Unidad Inferior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985). La formación de gneises glandulares podría quedar, así, integrada en esta Unidad, o bien, representar realmente el zócalo granítico infrayacente.

ESTRUCTURA

En el área estudiada se pone de manifiesto una superposición de tres fases de deformación hercínicas, en coherencia con las establecidas por RIBEIRO (1974) e IGLESIAS y RIBEIRO (1981).

FASE I

A escala mesoscópica y microscópica aparece una probable esquistosidad S_1 en las charnelas de pliegues 2. Se han representado algunos planos S_1 (Fig. 8a), donde se muestra una dirección predominante próxima a N 160 E y buzamiento de dirección variable, aunque generalmente buzando hacia el S-SW. No se ha podido distinguir ningún pliegue menor atribuido a esta fase, aunque a escala cartográfica se consideran algunas megaestructuras con direcciones al NNW de fase I en el dominio Oeste del área.

FASE II

La esquistosidad S_2 es por lo general un bandeo tectónico donde quedan arcos poligonales de la S_1 (Figs. 4a y b). Los micropliegues de fase II llevan asociada una esquistosidad de plano axial marcada por biotita (tipo I) o fibrolita (Fig. 9).



FIG. 9. Micropliegue de fase II con esquistosidad de plano axial.

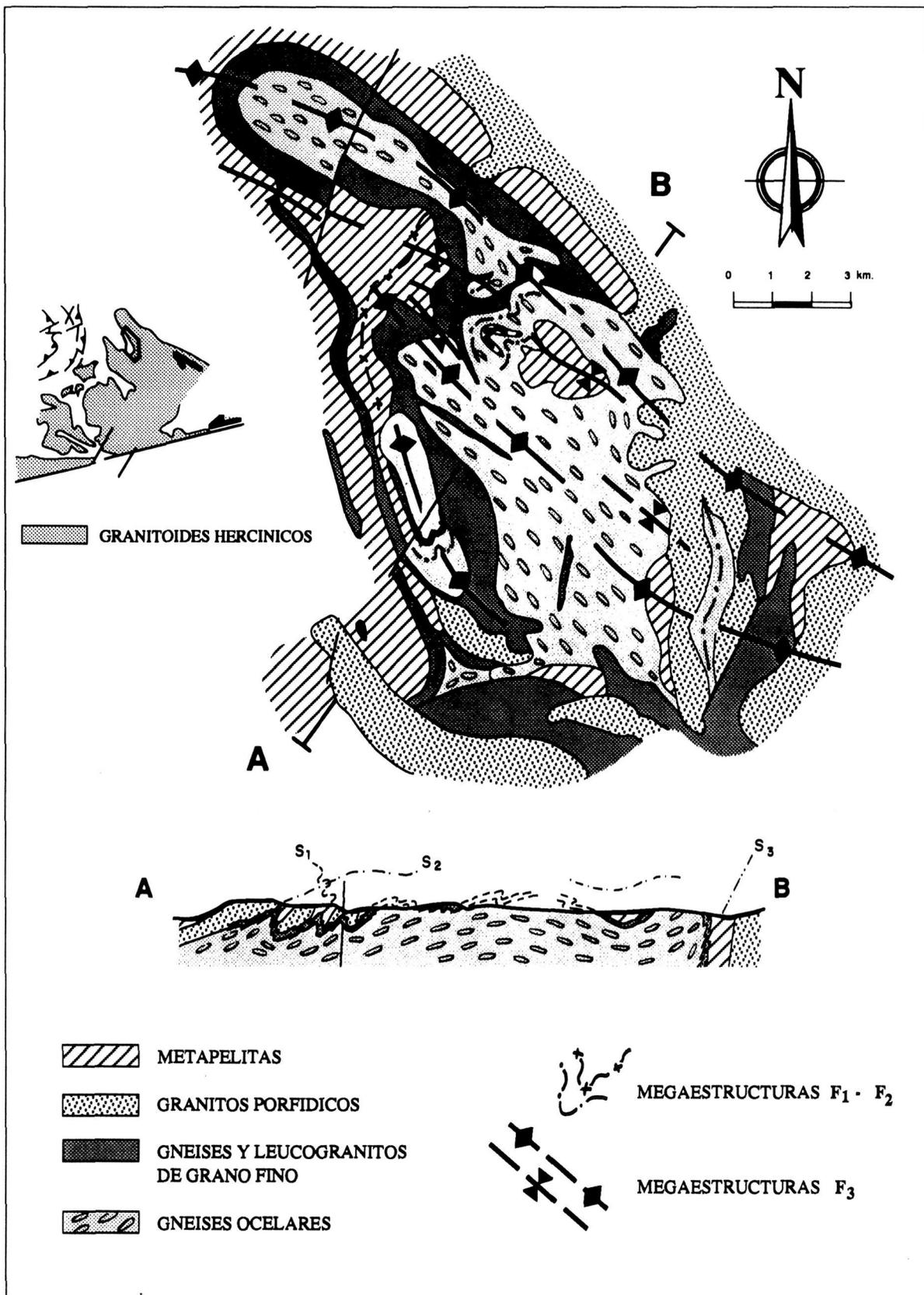


FIG. 10. Esquema estructural del área estudiada. La parte portuguesa está tomada de RIBEIRO (1974).

La esquistosidad S_2 , mesoscópicamente, se manifiesta por planos penetrativos, y es por lo general la esquistosidad visible en el campo. Se caracteriza por su débil buzamiento. Las lineaciones de intersección L_2 (S_0 - S_2) son visibles a menudo, mostrando a veces direcciones norteadas (Fig. 8b).

Los pliegues mesoscópicos son decimétricos o métricos y a menudo isoclinales. Por su carácter asimétrico la deformación se intensifica en sus flancos largos, quedando en los flancos cortos y charnelas preservada la S_0 - S_1 con superficies S_2 allí poco penetrativas. Su vergencia es siempre al Este en coherencia con la fase II de carácter regional (RIBEIRO, 1974). En el esquema estructural se han representado algunas megaestructuras probables de fase II (Fig. 10).

FASE III

No lleva asociada esquistosidad. Origina pliegues laxos de direcciones al NW (N 105 a N 140) y buzamientos variables al N, aunque por lo general moderados o fuertes. A veces los pliegues decimétricos son de tipo chevron (Lám. IIa).

Las megaestructuras de fase III son pliegues de gran longitud de onda, poca amplitud y vergencia al NE. La antifforma de primer orden de Chaves-Miranda do Douro (RIBEIRO, 1974; IGLESIAS Y RIBEIRO, 1981) está conformada por otras cuatro o cinco de segundo orden (Fig. 10). Es destacable la continuidad de este conjunto antiformal (más de 100 Km. en Portugal) extendiéndose probablemente a través de los granitos de Sayago unos 30 Kms más (LÓPEZ PLAZA, 1982). La longitud de onda de estas megaestructuras es de 3,7-4 kilómetros; su amplitud es de 400 metros; y el ángulo entre flancos varía entre 50 y 107°.

Podrían considerarse aún otras estructuras de tercer orden cuya longitud de onda varía de 300 a 900 metros, su amplitud de 60 a 150 metros y su ángulo entre flancos de 60 a 120°. El ángulo de inmersión de sus ejes es hacia el NW con valores de 10 a 30°.

MODELOS DE INTERFERENCIA

En el sector Norte del área estudiada el efecto predominante es el de la fase III hercínica. Los cambios de buzamiento, desde subhorizontal en el núcleo y flanco Sur de la antifforma de primer orden a subvertical en el flanco Norte, son debidos fundamentalmente a la vergencia Norte de esta fase III.

La superposición de los pliegues de Fase III (NW-SE, subvertical) con las megaestructuras de Fase II (NE-SW, subhorizontales) origina formas en «champiñón» que responden a un modelo de interferencia de pliegues del tipo 2G de RAMSAY (1977), donde beta es igual a 0° y alfa entre 0 y 90°. Este modelo se manifiesta esencialmente en el dominio del núcleo de la antifforma donde son más patentes las megaestructuras precoces al NE, es decir, formando un ángulo próximo a 90° entre el eje de los pliegues precoces (N 50 E) y el eje b del plegamiento de Fase III (N 140). Teniendo en

cuenta el carácter subhorizontal de ese área se comprende que β , es decir, el ángulo entre el polo de la superficie axial de P_1 - P_2 y el eje de P_3 resulta ser próximo a 0° .

FASES POSTERIORES

En el flanco N de la antiforma hay que destacar el desarrollo de una deformación con planos subverticales S_3 , que se manifiestan en bandas decamétricas o hectométricas. Se relacionan con estructuras S-C en los granitos, y por tanto con episodios de cizallamientos dúctiles desarrollados tardíamente respecto de la fase III (IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1980; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981) y de una gran incidencia en los contactos graníticos del área de Sayago (LÓPEZ PLAZA, 1982).

Por último, hay que indicar la presencia en el área de estructuras de «sierros» y fallas, algunas de las cuales configuran el trazado del río Duero profundamente encajado (GAVALDON *et al.*, 1981).

METAMORFISMO

EL METAMORFISMO M1

Paragénesis

a) Moscovita-Cuarzo

La moscovita primaria es escasa encontrándose a veces incluida en cristales de biotita o de feldespato potásico. Su presencia es indicativa de ausencia o escasez de fibrolita, debido a la probable transformación de moscovita a silimanita.

b) Biotita I-Fibrolita-Cuarzo-Estauroлита-Granate-Plagioclasa

- La estauroлита aparece en cristales relictos de pequeño tamaño (Fig. 11 a y b). A veces, se observan agregados de fibrolita y biotita que podrían provenir de estauroлита (pseudomorfos ?), según la reacción:

Estauroлита + Moscovita + Cuarzo = Biotita I + Fibrolita + H_2O (2) (ver Fig. 12).

- La fibrolita suele definir miméticamente los planos S_1 , o marcar los planos axiales de micropliegues de fase II. Sería por tanto sincinemática respecto a esta fase. Del mismo modo los pseudomorfos de estauroлита muestran un cierto carácter sincinemático precoz (Fig. 11a y b).
- La biotita I es de pequeño tamaño y sin inclusiones, distinguiéndose dos maneras de presentarse por su relación con la deformación:
 - a) Marcando la S_1 de un modo mimético.
 - b) Según la esquistosidad S_2 de plano axial de micropliegues de fase II. Por tanto, sería probablemente sincinemática respecto a la fase II, al igual que la fibrolita.

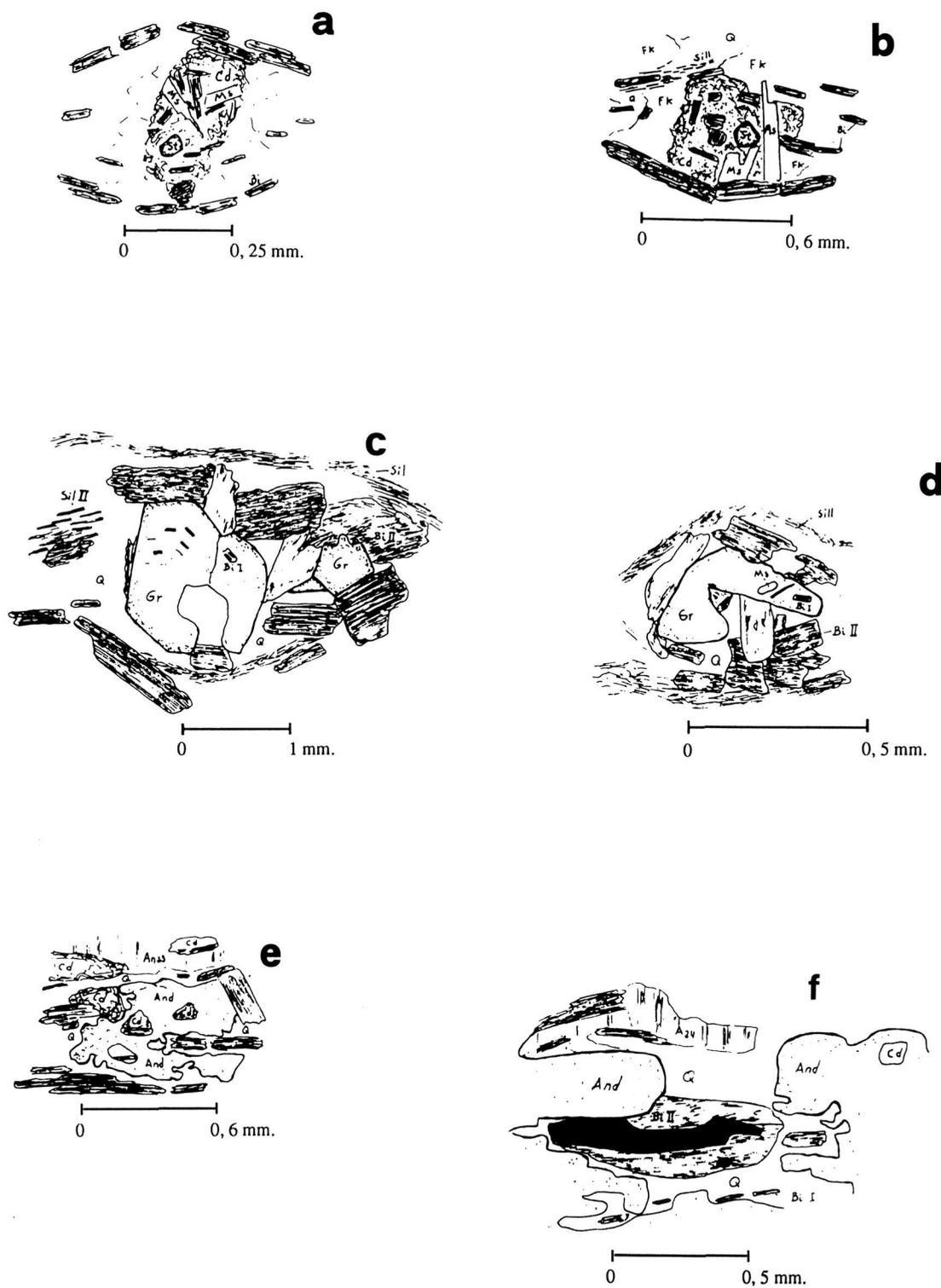


FIG. 11 a y b) Agregados de cordierita y micas en pseudomorfos de estauroilita. Gneises fé-micos. b y c) Cristales subidiomorfos de granate en metapelitas. e) Andalucita con inclusiones de cordierita. Gneises fé-micos. f) Andalucita asociada a cuarzo, biotita e ilmenita. Gneises fé-micos.

- El granate aparece en poiquiloblastos con inclusiones orientadas de moscovita y biotita I. Estos blastos están parcialmente rodeados por la esquistosidad principal S₂ (Figs. 11 b y c) por lo que puede considerarse pre-sincinemático respecto a la fase II.
- A veces hay plagioclasa (An 20%) precinemática respecto de la fase II y asociada a feldespato potásico y cuarzo mirmequítico tardíos.

Condiciones P-T

Se trata de un metamorfismo progrado cuyas condiciones de presión y temperatura no se pueden precisar; si bien la transformación referida de estaurólita (reacciones 1 y 2, fig. 12) indica unas condiciones mínimas de 3 Kb de presión (Fig. 12). Por otra parte, no hay ninguna evidencia de que se alcancen las condiciones de anatexia. En conjunto, corresponde al metamorfismo hercínico de mayor presión que es común en la Zona Centro-Ibérica (OEN, 1970; MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI, 1983). La estaurólita y granate como minerales relictos de este metamorfismo han sido citados en áreas próximas (MARTÍNEZ y NICOLAU, 1973; RIBEIRO, 1974; PELLITERO, 1980; GARCÍA DE FIGUEROA *et al.*, 1983; DIEZ BALDA, 1986; SEBASTIAN y MARTÍNEZ, 1989).

En cuanto a su relación con las fases de deformación este proceso metamórfico podría considerarse simultáneo, «grosso modo», con la fase II hercínica (Fig. 13), coincidiendo con el momento final del emplazamiento del Macizo de Morais y su consecuente apilamiento cortical, de acuerdo con GIL IBARGUCHI y ARENAS (1990).

EL METAMORFISMO M2

De forma general, en todo el borde Oeste del Domo del Tormes se pone de manifiesto una disposición de las isogradas en torno a las masas de anatexitas (MARTÍNEZ, 1974; CARNICERO, 1980). En este área no se han cartografiado por encontrarse prácticamente toda la zona dentro de la isograda de la silimanita-FK.

Como es sabido (MARTÍNEZ *et al.*, 1988) las paragénesis metamórficas ligadas a los domos de alto grado son típicas de baja presión con fases relictas, como estaurólita y granate, de un metamorfismo de presión intermedia y anterior.

Se consideran dos tipos de zonas con distintas paragénesis, en función, tal vez, de la distancia al foco anatético:

Zonas anatéticas

La paragénesis global es:

-FK-Plag-Cuarzo-Cordierita-Biotita II-Sil prismática o acicular.

La biotita II, al igual que la silimanita prismática y acicular son de neoformación a partir de la recristalización de la biotita I y fibrolita, respectivamente. La cordierita aparece, por lo general, en los leucosomes cuarzo-feldespáticos o adosada a las bandas biotítico-silimaníticas del mesosome (Figs. 4b y c). Esto se podría explicar por la reacción:



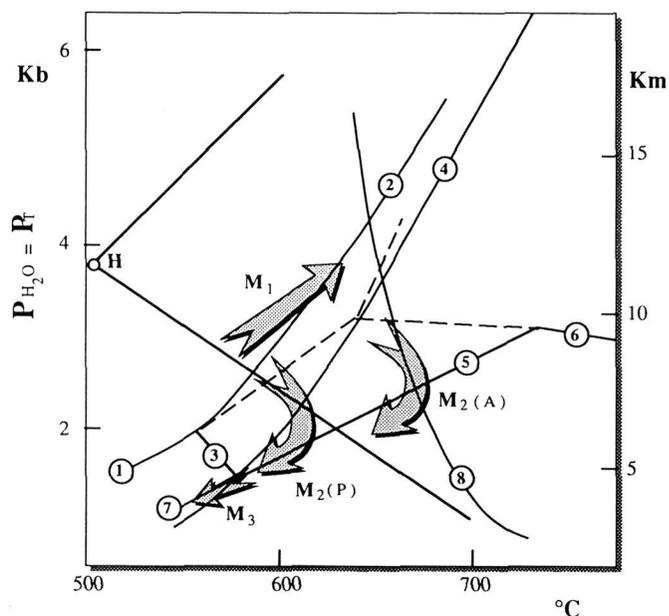


FIG. 12. Representación esquemática en el diagrama P-T para rocas pelíticas y probable evolución del metamorfismo. H: punto triple de Holdaway (1971). Las líneas de trazos representan reacciones de segmentos metaestables con moscovita en exceso. Las reacciones 3 y 5 corresponden a proporciones altas de Fe (0,7) en el sistema KFMASH.

Reacciones:

1. $-St + Q = Cd + Als + H_2O$
2. $-St + Mos + Q = Biot + Als + H_2O$
3. $-Biot + Als + Q + H_2O = Mos + Cd$
4. $-Mos + Plg + Q = Als + FK + H_2O$
5. $-Biot + Als + Q = Cd/Gt + FK + H_2O$
6. $-Gt + Als + Q = Cd$
7. $-Cd + FK + H_2O = Biot + Mos + Q$
8. $-Mos + Ab + FK + Q + H_2O = L$

Probable evolución del metamorfismo:

- M_1 : Trayectoria del primer metamorfismo (basado en MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI, 1981).
- $M_2(A)$: Trayectoria del segundo metamorfismo en las zonas anatócticas de este trabajo.
- $M_2(P)$: Idem en las zonas perianatócticas
- M_3 : Trayectoria del retrometamorfismo.

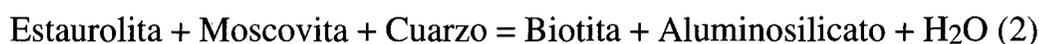
Minerales	F I	F II	F III	CIZ-DUCTIL
Biotita	---	---	---	---
Sillimanita	---	---	---	---
Estaurolita	---	---	---	---
Granate	---	---	---	---
Plagioclasa	---	---	---	---
FK	---	---	---	---
Cuarzo	---	---	---	---
Cordierita	---	---	---	---
Andalucita	---	---	---	---
Moscovita	---	---	---	---
Clorita	---	---	---	---
Sericita	---	---	---	---
Turmalina	---	---	---	---

FIG. 13. Relación blastesis-deformación para las rocas pelíticas.

El granate aparece en los leucosomes de las «metatexitas de grano fino», aunque también lo hay en los gneises poco migmatizados de este grupo y asociado a la biotita (Figs. 3e y f). Estos tipos de granate, sin embargo, no muestran ninguna evidencia textural de pre ó sincinematismo respecto a la fase de esquistosidad principal como el granate referido en el M₁. En cualquier caso, la presencia de ambas fases minerales (granate y cordierita) producidas por la reacción (5) indicaría una bajada de presión (Fig. 12). Así mismo, por la reacción indicada se deduce que probablemente se alcanza el sólido con la silimanita prismática como fase mineral metaestable pero sin llegar a formarse andalucita.

Zonas perianatéticas

En las zonas perianatéticas (zona SW del área estudiada) suele aparecer la estaurolita en cristales relictos dentro de andalucita o cordierita (Figs. 11a y b, Lám. IIb). Por esto, es probable una transformación según reacciones del tipo:



Por otra parte, en estas zonas la silimanita es del tipo I, es decir, fibrolita, siendo muy escasas o inexistentes las formas recristalizadas del tipo II. Excepcionalmente, aparece silimanita acicular en el borde de algún leucosome.

Sin embargo, la andalucita suele ser abundante, y a menudo aparece asociada o intercrecida con FK (Lám. IIc). Por eso es probable su formación a partir de la reacción:



siendo la moscovita reactante una fase mineral metaestable. Esta reacción se desarrolla con una bajada de presión, aunque no necesariamente con aumento de temperatura. La formación de andalucita va acompañada en muchos casos de ilmenita y biotita II (Fig. 11f), sugiriendo transformaciones más complejas. La reacción (4), además, puede producirse con posterioridad a una parte de la cordierita puesto que la andalucita incluye a veces a cordierita (Fig. 11e). Sin embargo, otras veces la andalucita aparece englobada por cordierita; si bien en este caso esta cordierita aparece asociada a FK. Por esto, estas reacciones aparentemente contradictorias podrían indicar una cierta simultaneidad de ambas fases minerales.

Este esquema de zonas anatéticas/perianatéticas es una simplificación, porque en realidad pueden darse tipos intermedios. No obstante, durante el proceso anatético parece haber esencialmente dos tipos de reacciones involucradas: la 4 y 5. En las zonas anatéticas predominaría la reacción 5 (con formación de Cord-Fel K) en tanto que en las perianatéticas actuaría la reacción 4 con formación de And-Fel K.

En conjunto, la trayectoria P-T-t de este metamorfismo M₂ se caracteriza por un efecto de bajada de presión y temperatura (Fig. 12). Recordemos, como afirma UGLIDOS (1987), que una simple disminución de presión es suficiente para cortar a las reacciones de fusión-deshidratación del tipo de la (5), con pendiente positiva, y desencadenarse la anatexia. En las zonas netamente anatéticas con generación de magmas, la

bajada de presión sería de forma suave, de acuerdo con la hipótesis de SEBASTIAN y MARTÍNEZ (1989).

En cuanto a la temperatura las condiciones pueden llegar a 700°C con producción de fundidos graníticos. En las zonas perianatéticas la temperatura puede situarse entre 600-630°C teniendo en cuenta las reacciones 4 y 5, y para una presión en torno a 2 Kb.

Dado que no hay constancia de blastos del M₂ que sean sincinemáticos respecto a la esquistosidad principal, parece coherente considerar el proceso anatético como tardi-fase III, ya que además no se aprecia en ellos deformación ligada a pliegues P₃.

EL RETROMETAMORFISMO (M₃)

La paragénesis típica es:

-Moscovita-Cuarzo

La moscovita secundaria se desarrolla normalmente sobre los silicatos alumínicos. Esta moscovita es posterior a los pliegues de fase III, pero aparece deformada por los cizallamientos dúctiles. Lleva asociada cuarzo simplectítico. Se puede interpretar por efecto de un retrometamorfismo, ya que su presencia está generalizada en toda la zona de estudio. Las condiciones de presión se situarían en algo más de 1 Kbar (Fig. 12).

Finalmente, se podría considerar la paragénesis de alteración:

-Clorita-Sericita.

La clorita aparece en zonas de cizallamiento dúctil, con extinción ondulante y «kinks», pero el rutilo asociado no aparece orientado en una dirección determinada, por lo que el fenómeno de la cloritización se produce quizás como una consecuencia póstuma de la deformación.

EVOLUCIÓN GLOBAL DEL METAMORFISMO*

Si consideramos todo el proceso metamórfico de un modo unitario es posible establecer un gradiente geotérmico global (ENGLAND y RICHARDSON, 1977), integrando el metamorfismo progrado (M₁), el posterior levantamiento y anatexia (M₂) y finalmente el enfriamiento (M₃). El gradiente térmico tardío es muy elevado correspondiendo a series de bajo régimen P/T mientras que el inicial del M₁ no se puede precisar, pero previsiblemente es inferior al tardío, tal como ha sido caracterizado (FUSTER *et al.*, 1975).

* En el momento de la entrega del presente trabajo se desconocía el esquema metamórfico propuesto para el sector de Guadarrama del Sistema Central (ARENAS *et al.* (1991). Rev. Soc. Geol. Esp. 4, 3-4, 195-201). Aunque hay ligeras diferencias, las condiciones P-T-t parecen indicar una cierta uniformidad en la evolución metamórfica para ambas zonas anatéticas, además de la similitud litológica reflejada en este trabajo.

Debe tenerse en cuenta el lapso de tiempo habido entre M_1 y M_2 que abarca, al menos, la interfase II-III de la orogenia hercínica, de acuerdo con las relaciones texturales blastesis-deformación (Fig. 13). De todas formas, parece haber una cierta coincidencia entre la zona de la estauroлита (relict) del primer metamorfismo con una zona supuestamente perianatética del segundo. Esto indicaría que el lapso de tiempo habido entre los dos metamorfismos no es muy significativo y se podría considerar un fenómeno global o continuo desde el apilamiento al levantamiento y erosión. A este respecto MARTÍNEZ *et al.* (1990) resaltan una concordancia general entre las isogradas de los dos metamorfismos, que es trastocada en el caso de las bandas plutono-metamórficas («telescoping»); fenómeno del que no hay evidencia clara en esta zona.

SIGNIFICADO DE LAS ANATEXITAS

De acuerdo con otros trabajos anteriores (GONZALO *et al.*, in litt; DOMINGUEZ VADILLO, 1991) y por lo expuesto aquí, se propone una serie de grupos de anatexitas y sus protolitos relacionados, que, ordenados de muro a techo, tienen las siguientes particularidades:

GNEISES GLANDULARES Y GRANITOS DE GRANO MEDIO-GRUESO

Hay que resaltar en este grupo la variabilidad de facies en los gneises y su escasa transformación a anatexitas. Sólo la facies de glándulas dispersas muestra una mesotaxis homogénea de composición granítica.

Apenas existen masas de anatexitas de grano medio. Las únicas cartografiadas y de escasa extensión aparecen en la parte central de la antiforma. No obstante, no es posible asegurar la relación de estas anatexitas con la capa-fuente de gneises glandulares, aunque muy probablemente se han formado por segregación de fundidos de estos gneises.

Su emplazamiento ha debido de producirse por coalescencia de diques, algunos de los cuales muestran claramente su carácter intrusivo en la Serie Fémica Heterogénea (Lám. IId).

LEUCOGNEISES DE GRANO FINO Y ANATEXITAS DE GRANO FINO

Esta relación propuesta gneis-anatexita se desprende, por un lado, de la coherencia de todo el grupo en cuanto a sus características texturales, mineralógicas y geoquímicas (apartado de Petrografía). Y, por otro lado, por la presencia en el campo de todos los tipos de rocas intermedias. Así, los paragneises afloran en Portugal, bordeando a los gneises glandulares; hacia el Este estos gneises están progresivamente más migmatizados, habiendo amplísimas zonas de metatexitas de grano fino, como en los alrededores de Fariza. Al Sur de la zona estudiada (Formariz) y también al Este (Zafara) existen ya masas de granitos de grano fino (LÓPEZ PLAZA, 1982), que con toda probabilidad pueden ser consideradas diatexitas de este grupo gneísico.

GNEISES FÉMICOS/METAPELITAS Y GRANITOS PORFÍDICOS TIPO ALMENDRA

Además de los trabajos citados que avalan esta relación, hay algunos hechos observados en la zona de estudio que también lo apoyan:

- Los granitos porfídicos yacen en láminas concordantes con la esquistosidad principal y contienen schlieren de gran continuidad.
- Mineralógicamente, contienen gran cantidad de silimanita, considerada como un mineral típico de las migmatitas pelíticas y de los gneises fémicos asociados.
- Desde un punto de vista geoquímico, sus características no son disonantes con una posible derivación de rocas con importante proporción pelítica, tal como se había indicado anteriormente.
- Finalmente desde un punto de vista cartográfico hay que resaltar la disposición de los granitos porfídicos y Serie Fémica Heterogénea alrededor de la formación gneísica. Sólo en el flanco N y en la parte Oeste del antiforme aparecen las metapelitas sin este tipo de granitos. Esto puede explicarse por tratarse de zonas perianatócticas. Precisamente en estas zonas aparecen aplitas y pegmatitas concordantes, que podrían equipararse a la «Serie de El Alamo», de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983). La formación de estas pegmatitas podría estar favorecida por un contenido elevado en boro de los gneises fémicos, como lo apoyan las turmalinitas asociadas. El boro puede reducir la temperatura de fusión (PICHAVANT, 1981; JOHANNES, 1985), facilitando la formación de las pegmatitas en esas zonas perianatócticas.

GRANITOS PORFÍDICOS TIPO SAYAGO

En general, están asociados a rocas tonalíticas o de naturaleza intermedia como es propio de los granitos porfídicos de este tipo (LÓPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987). De hecho, ellos mismos podrían ser derivados de un protolito ígneo. En cualquier caso, su forma de yacer y su posición litoestratigráfica no difiere esencialmente de la de los granitos porfídicos tipo Almendra (GONZALO *et al.*, op.cit.).

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. 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. Del mismo modo reconocen la lectura crítica y atenta de los dos revisores anónimos, cuyas sugerencias han sido muy provechosas. Los mapas y una parte de las figuras han sido realizados por I. Romero del Servicio General de Textos-Delineación, al que expresan también su agradecimiento.

BIBLIOGRAFÍA

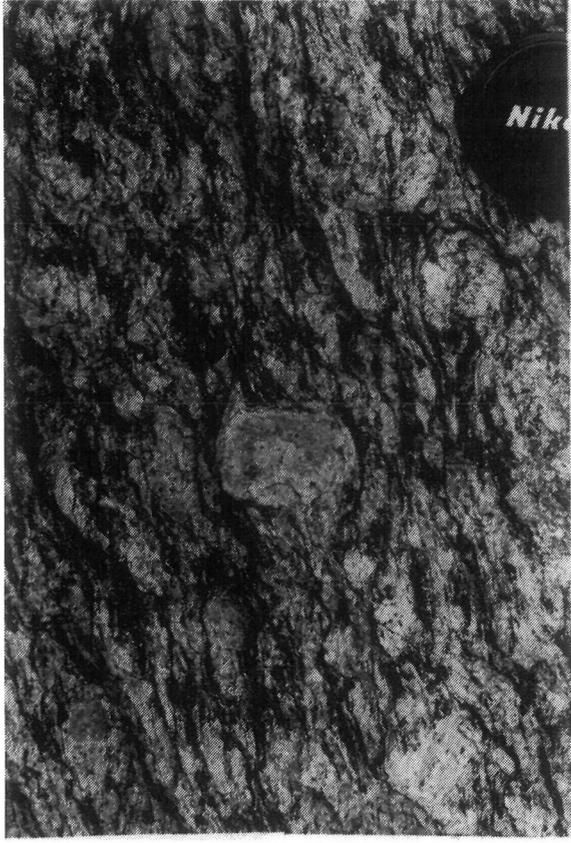
- BARD, J. P. (1985): *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*, Masson S.A. 181 p.
- CARNICERO, M. A. (1980): Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W. de la Prov. de Salamanca). *Tesis Doct.* Univ. Salamanca, 202 p.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986): *El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Acta Salmanticensia, Ciencias, 52, Ed.Universidad de Salamanca, 279 p.
- DOMINGUEZ VADILLO, A.(1991): Caracterización petrográfica y geoquímica de las anatexitas asociadas de los alrededores del embalse de Almendra. *Mem. Grado de Salamanca*. Depto. Geol. Univ. Salamanca, 186 p.
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W. (1977): The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. Lond.*, 134, 201-213.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. & PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min. España*, LXXXV, 595-600.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, M. P. & CASTRO, A. (1983): Características petrológicas del complejo laminar pegmatoide (Serie de El Alamo) de las provincias de Salamanca y Avila. *Stud. Geol. Salmant.*, XIX, 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*. Universidad de Salamanca. 84 p.
- GAVALDON LÓPEZ, V.; LAZUEN ALCON, F. J.; ROLDAN TORRES, R. & SÁNCHEZ CELA, V.(1981): Mapa geológico de España a escala 1: 50.000. Hoja 395: Muga de Sayago. Memoria explicativa y un Mapa.
- GIL IBARGUCHI, J. I. (1982): *Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (N.W. de España)*. Corpus Geologicum Gallaeciae (Segunda Serie), La Coruña. 253 p.
- GIL IBARGUCHI, J. I. & ARENAS, R. (1990): Metamorphic Evolution of the Allochthonous Complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, New York, 237-249.
- GONZALO, J. C.; LÓPEZ PLAZA, M. & DOMINGUEZ VADILLO, A. (in litt.): Las anatexitas del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Provincia de Salamanca y Zamora). En: *Contribuciones al conocimiento del Macizo Ibérico*. ITGE. XI Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Huelva. 1991.

- HANSON, G. N. (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. En: *Trace Elements In Igneous Petrology*, Eds. C. J. Allegre y S.R.Hart., 26-43.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian arc. *J. Struc. Geol.*, 2, 63-68.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981): Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, LXVII, 141-146.
- JOHANNES, W. (1985): The significance of experimental studies for the formation of migmatites. En: *Migmatites*. Ed: J. R. Ashwort. Blackie, Glasgow and London, 36-85.
- 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). 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. (1977): Données sur le metamorphisme régional hercynien dans le dôme du Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne). *Geol. Rundschau*, 66, 1, 91-98.
- MARTÍNEZ, F. J.; CORRETGE, L. G. & SUÁREZ, O. (1990): Distribution, Characteristics and Evolution of Metamorphism. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, New York, 207-211.
- MARTÍNEZ, F. J. & GIL IBARGUCHI, I. (1983): El metamorfismo en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España*. Libro jubilar de J. M. Ríos. IGME, Madrid, 555-569.
- MARTÍNEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIAN, A.; ARBOLEYA, M. L. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the north western parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288, 969-996.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (1973): Los terrenos infraordovícicos de la anti-forma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. Min. España*, LXXXIV, 407-418.
- NAVIDAD, M. & PEINADO, M. (1981): Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Ollo de Sapo (macizo de Hiendelaencina, Guadarrama Oriental). En: *Hercinico Península Ibérica*, 7, 173-183.
- OEN, I. S. (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, LXXXI, 271-298.
- PEINADO, M. (1974): Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Tesis Doct.* Univ. Compl. Madrid. 199 p.

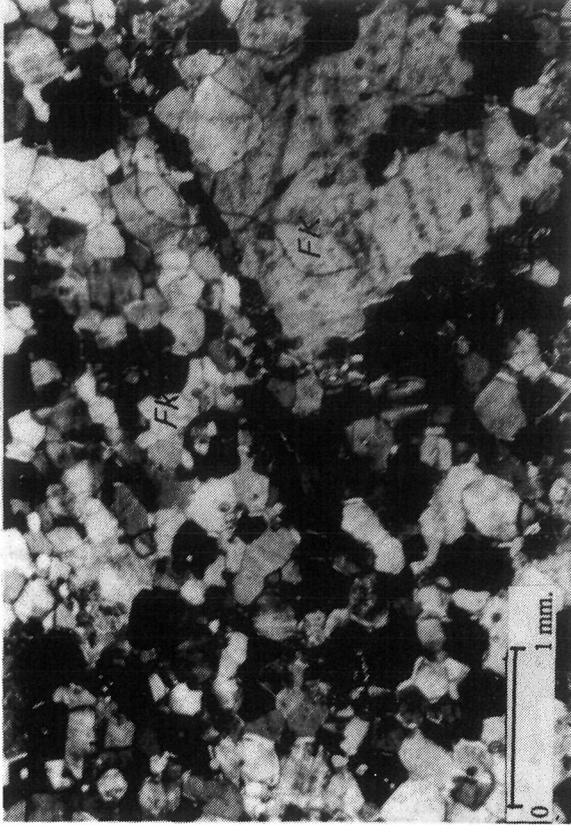
- PELLITERO, P. (1980): Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. *Tesis Doct.* Univ. Salamanca. 299 p.
- PICHAVANT, M. (1981): An experimental study of the effect of boron on water saturated happlogranite at 1 Kbar vapor pressure. Geological application. *Contrib. Min. Petrolog.*, 76, 430-439.
- QUIROGA, J. L. (1981): Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste). *Tesis Doct.* Univ. Oviedo. 210p.
- RAMSAY, J. G. (1977): *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. H. Blume. 589p.
- 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 compejo esquisto grauwáckico y el paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia*, Ciencias, 51. Ed. Univ. Salamanca. 174 p.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1961): Orthoclase, microclin and albite in granites. *Mine. Petrol. Mitt*, 41. 13-36.
- 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. Geol. Hispánica*, 24, 103-113.
- UGIDOS, J. M. (1987): Asimilación en los granitos hercínicos: aspectos básicos e implicaciones. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Libro homenaje a L.C. García de Figuerola). 315-320. Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso. Rueda. Madrid. 542 p.
- VILLASECA GONZÁLEZ, C. (1983): Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra del Guadarrama. *Tesis Doct.* Univ. Comp. Madrid. 331p.
- WHITNEY, J. A. & STORMER, J. C. Jr. (1977): Two feldspar geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic intrusion: Three examples from the Piedemont of Georgia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 51-64).
- WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. H. Blume, Madrid. 346p.

LÁMINA I

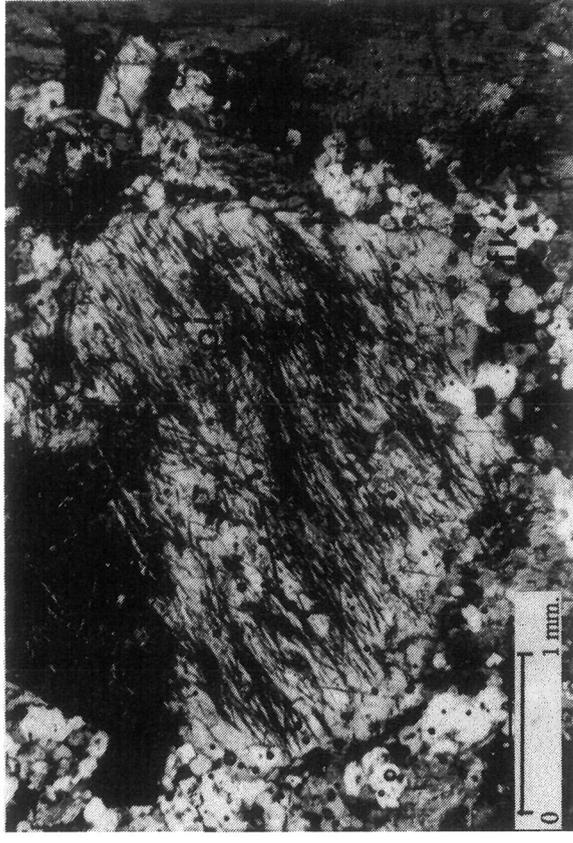
- a) *Gneis glandular biotítico. Cozcurrita.*
- b) *Porción granularizada en porfidoblastos de gneis glandular leucocrático. L.P.*
- c) *Plagioclasa con silimanita de exolución incluida en porfidoblasto. Gneis glandular leucocrático. L.P.*
- d) *Detalle de la anterior. L.P.*



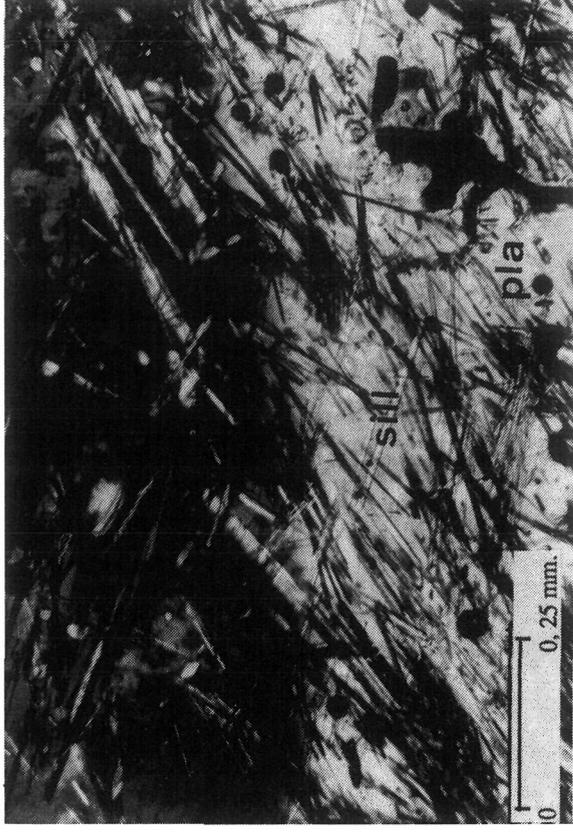
a)



b)



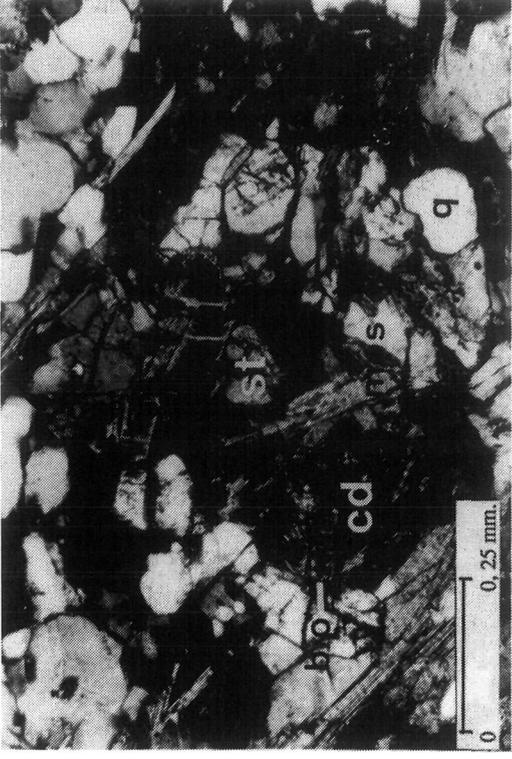
c)



d)

LÁMINA II

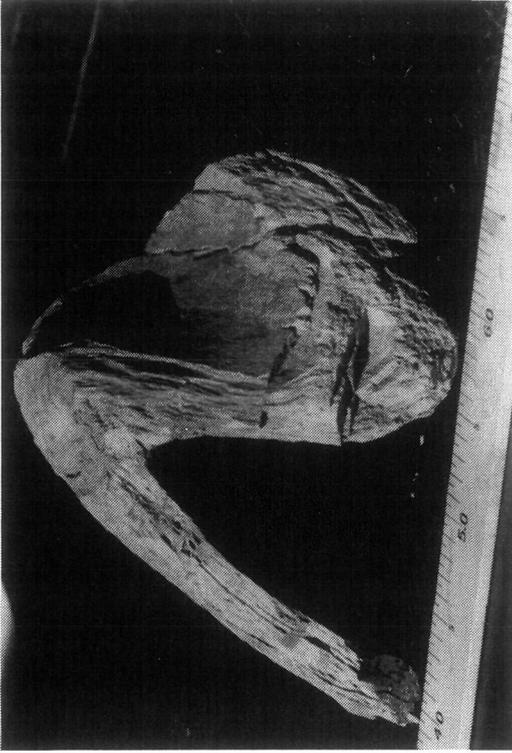
- a) *Pliegue de fase III en el paragneis de grano fino.
Cércio (Portugal).*
- b) *Agregado de cordierita y biotita con estaurolita relictas.
Gneis fémico. L.P.*
- c) *Andalucita intercrecida con FK y opacos. Gneis fémico. L.P.*
- d) *Dique de granito de grano medio grueso en metapelitas
de la Serie Fémica Heterogénea. N de Mámoles.*



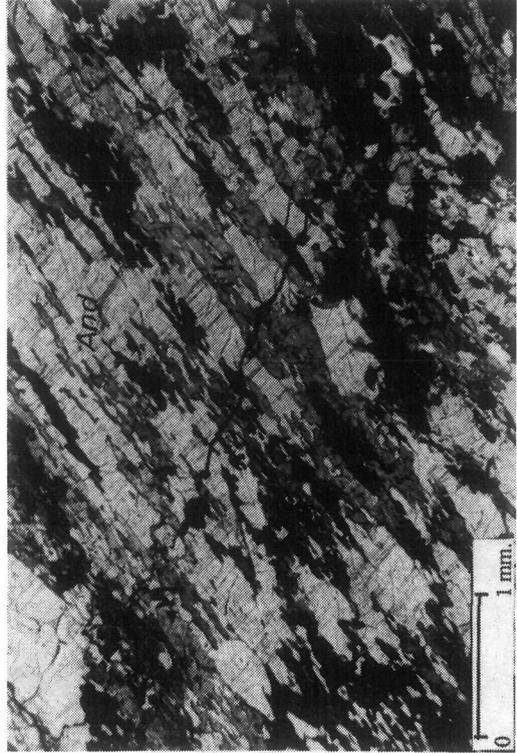
b)



d)



a)



c)

APÉNDICE

TABLA I. ANÁLISIS DE FELDESPATOS DE GNEISES GLANDULARES

Muestra	395-112 A2 P2	395-112 A2 P1	395-113 B1 P1	FK-2 C1 P1	FK-2 C1 P5	FK-2 C2 P1	FK-2 C4 P2	FK-2 C5 P3	FK-2 C3 P3	FK-11 C1 P2	FK-11 C2 P3	FK-11 PIBOR	FK-11 C3 P4	FK-11 C4 P4
Na20	2,61	1,99	0,71	0,67	3,00	1,96	0,66	1,18	1,29	0,67	2,10	0,24	0,90	0,78
Fe203	0,00	0,01	0,14	0,04	0,07	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00
K20	12,68	13,61	15,46	14,99	11,64	13,46	15,20	15,10	14,19	15,22	13,54	15,64	14,77	15,28
Si02	65,23	65,33	64,34	63,69	65,08	64,45	64,09	65,32	63,79	64,71	64,89	64,12	64,23	64,29
Mf0	0,00	0,26	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
Ca0	0,01	0,07	0,01	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,00	0,06
Mg0	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr203	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
Ti02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Al203	18,79	18,96	18,58	18,27	19,01	18,55	18,36	18,85	18,64	18,69	18,84	18,66	18,66	18,28
Ni02	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,48	100,25	99,26	97,78	98,94	98,62	98,39	100,53	97,96	99,43	99,48	98,70	98,64	98,75

FORMULA ESTRUCTURAL														
Si	11,96	11,94	11,95	11,98	11,94	11,96	11,99	11,95	11,94	11,97	11,94	11,96	11,96	11,99
Al	4,06	4,08	4,07	4,05	4,11	4,06	4,05	4,07	4,11	4,08	4,09	4,10	4,10	4,02
Fe3+	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,93	0,70	0,25	0,24	1,07	0,70	0,24	0,42	0,47	0,24	0,75	0,09	0,32	0,28
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
K	2,97	3,17	3,66	3,60	2,73	3,19	3,63	3,52	3,39	3,59	3,18	3,72	3,51	3,64
Ma	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z	16,05	16,02	16,04	16,04	16,08	16,04	16,05	16,02	16,06	16,05	16,04	16,07	16,06	16,02
X	3,90	3,90	3,92	3,85	3,81	3,90	3,87	3,96	3,86	3,85	3,94	3,82	3,84	3,93
Mol%														
Ortos(K)	76,03	81,46	93,44	93,54	71,59	81,74	93,74	89,05	87,76	93,37	80,75	97,47	91,40	92,41
Albi(Na)	23,76	18,07	6,49	6,35	28,04	18,05	6,21	10,62	12,12	6,27	19,01	2,30	8,43	7,14
An(Ca)	0,06	1,45	0,03	0,12	0,37	0,21	0,06	0,33	0,12	0,36	0,23	0,23	0,17	0,44

TABLA III. ANÁLISIS QUÍMICOS

Muestra	GDT-30 Gn gl	GDT-31 Gn gl	GDT-43 Gn fin	GDT-44 Gn fe	GDT-45 Gr po	GDT-46 Gr po	GDT-47 Gn fin	GDT-48 Gnfin	GDT-49 Di fin
SiO ₂	72,20	67,73	74,50	57,47	70,49	70,12	72,75	74,66	69,56
TiO ₂	0,16	0,30	0,16	0,91	0,34	0,36	0,20	0,14	0,29
Al ₂ O ₃	0,24	0,41	0,28	0,70	0,32	0,33	0,31	0,24	0,23
FeO	1,22	2,46	1,30	7,23	1,73	1,78	1,54	1,11	1,30
MgO	0,35	1,04	0,09	2,94	0,54	0,54	0,33	0,10	0,38
MnO	0,02	0,03	0,04	0,10	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	0,65	1,19	0,20	0,31	0,67	0,62	0,40	0,18	0,79
Na ₂ O	2,87	3,44	3,18	1,37	3,13	2,63	3,04	3,28	2,84
K ₂ O	6,09	5,60	5,36	4,55	6,33	6,53	5,71	5,74	6,50
P ₂ O ₅	0,38	0,19	0,23	0,17	0,33	0,35	0,17	0,18	0,32
H ₂ O	1,13	1,02	1,09	1,79	1,52	1,71	1,99	1,01	1,93
TOTAL	99,68	99,28	99,34	99,00	99,81	99,33	100,04	99,20	99,53
Fe(t) (Fe ²⁺)	1,44	2,83	1,55	7,86	2,02	2,08	1,82	1,33	1,51
Fe(t) (Fe ³⁺)	1,60	3,14	1,72	8,73	2,24	2,31	2,02	1,47	1,67
Debon & Le Fort (1983)									
A	36	39	29	269	22	35	32	11	43
B	30	68	25	193	45	46	36	22	34
Q	170	131	194	174	147	158	179	184	146
P	25	-13	7	46	21	42	16	12	32
F	353	354	334	187	361	350	339	348	374
(Na+K)	221	229	216	140	235	223	219	227	229
K/(Na+K)	0,58	0,52	0,53	0,69	0,57	0,62	0,55	0,54	0,60
Mg/(Fe+Mg)	0,30	0,40	0,09	0,40	0,32	0,32	0,24	0,12	0,31
Fe/(Fe+Mg)	0,70	0,60	0,91	0,60	0,68	0,68	0,76	0,88	0,69
Q	30	23	35	31	26	28	32	33	26
B	5	12	4	34	8	8	6	4	6
F	63	63	60	33	65	63	61	62	67
Ba (p.p.m.)	254	682	174	968	674	602	226	229	498
Sr (p.p.m.)	81	126	14	218	93	85	34	5	104
Rb (p.p.m.)	255	199	693	48	67	165	156	317	176