

Transformaciones producidas por un proceso de milonitización en rocas graníticas

Transformations due to mylonitization processes in granitic rocks

HERREROS VILLANUEVA, V. M.; BELLIDO MULAS, F.

El objetivo de este estudio es determinar las transformaciones, tanto a nivel mineralógico como textural, experimentadas por rocas graníticas tardihercínicas afectadas por procesos de milonitización en el sector oriental de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). De igual modo se intenta determinar la influencia de dichas transformaciones en la composición química de las rocas milonitizadas. El incremento progresivo de la deformación provoca una serie de transformaciones texturales en las que a partir de granitoides de grano grueso porfídicos se generan unas milonitas porfidoclásticas planolineares en el núcleo de la banda de fractura.

Desde el punto de vista mineralógico se aprecia una total trituración y degradación de la biotita, que se transforma a clorita de grano muy fino dispersa en la matriz milonítica. También se observan ciertas removilizaciones de feldespato potásico y albita y reajustes metamórficos de bajo grado (en facies de esquistos verdes).

Los cambios composicionales acompañantes consisten en un enriquecimiento en SiO_2 , CaO y Na_2O en la zona de máxima milonitización y un empobrecimiento en K_2O y P_2O_5 en el mismo sentido. En cuanto a los elementos traza, tan sólo Rb y Sr muestran un ligero empobrecimiento en la zona milonítica.

Palabras clave: Milonitización, granitoides tardihercínicos, Sierra de Gredos.

The aim of this paper is the determination of the textural and mineralogical transformations introduced in late-Hercynian granitic rocks which have undergone mylonitization processes in the Eastern Sierra de Gredos (Spanish Central System). It also is intended to determine the influence of such changes on the chemical composition of the mylonitic rocks.

The progressive increasing of strain causes a series of textural transformations in the originally porphyritic, coarse-grained granitoids leading to formation of porphyroclastic mylonitic rocks with development of planilinear fabrics at the core of the fracture zone.

From a mineralogical point of view, transformations consist in entire crushing

and degradation of biotite, which converts into very fine-grained chlorite disseminated within the mylonitic matrix. Likewise, K-feldspar and albite remobilizations and low grade (greenschists facies) metamorphic readjustments can be observed.

The accompanying compositional changes are SiO₂, CaO and Na₂O enrichment and K₂O and P₂O₅ impoverishment towards the zone of maximum mylonitization. Concerning the trace elements, only Rb and Sr show a weak impoverishment within the mylonitic zone.

Key words: Mylonitization, late-Hercynian granitoid rocks, Sierra de Gredos.

HERREROS VILLANUEVA, V. M.; BELLIDO MULAS, F. (I.T.G.E.).

INTRODUCCION

Es frecuente encontrar en la bibliografía trabajos en relación con los cambios texturales y mineralógicos que presentan rocas plutónicas milonitizadas (THEODORE, 1970; BELL & ETHERIDGE, 1973; BOULLIER & GUEGUEN, 1975; BOULLIER, 1980; etc.), pero no lo es tanto en lo que se refiere a transformaciones geoquímicas (APARICIO & BELLIDO, 1978; BAROVICH & PATCHETT, 1992).

Para llevar a cabo este estudio, se ha elegido una zona de fractura localizada en las inmediaciones de Navadijos (provincia de Avila) (Fig. 1). El motivo que ha condicionado la elección de la citada fractura es la naturaleza del afloramiento, que permite un muestreo preciso de rocas afectadas en diferentes intensidades por la milonitización.

La zona de fractura se desarrolla en monzogranitos tardihercínicos intruidos a su vez en materiales graníticos (monzogranitos y granodioritas) de edad tardihercínica. Los granitoides estudiados no están afectados por las deformaciones asociadas a las fases hercínicas principales de ámbito regional.

Los sistemas de fracturación tardihercínicos predominantes a escala regional (GONZALEZ UBANELL, 1982) son, en or-

den de antigüedad decreciente, los siguientes:

—NE-SO (N50° a 60°E): Grandes fallas corticales como las de Alentejo y la Meridional del Sistema Central y otras de menor importancia. Han experimentado movimientos senestros, dextros y de nuevo senestros de edad tardihercínica, para actuar como fracturas de desplazamiento vertical en la orogenia alpina.

—E-O: Desarrolladas durante las etapas de consolidación de los cuerpos plutónicos y aprovechadas para el emplazamiento de diques de pórfido y aplita fundamentalmente.

—N-S: Originadas por una distensión E-O. A favor de ellas se emplazan diques de lamprófito y sienitas.

—NNE (N35°E), NE-SO (N75°E) y ONO-ESE (1.ª generación): Resultantes de una compresión de dirección variable entre N35°E y N90°E. Se comportan como senestrales en tiempos tardihercínicos y con movimientos en la vertical durante la orogenia alpina.

—NNE (N15°E): Son debidas a una compresión según la dirección N-S. Han experimentado desplazamientos senestrales durante las últimas etapas de la orogenia

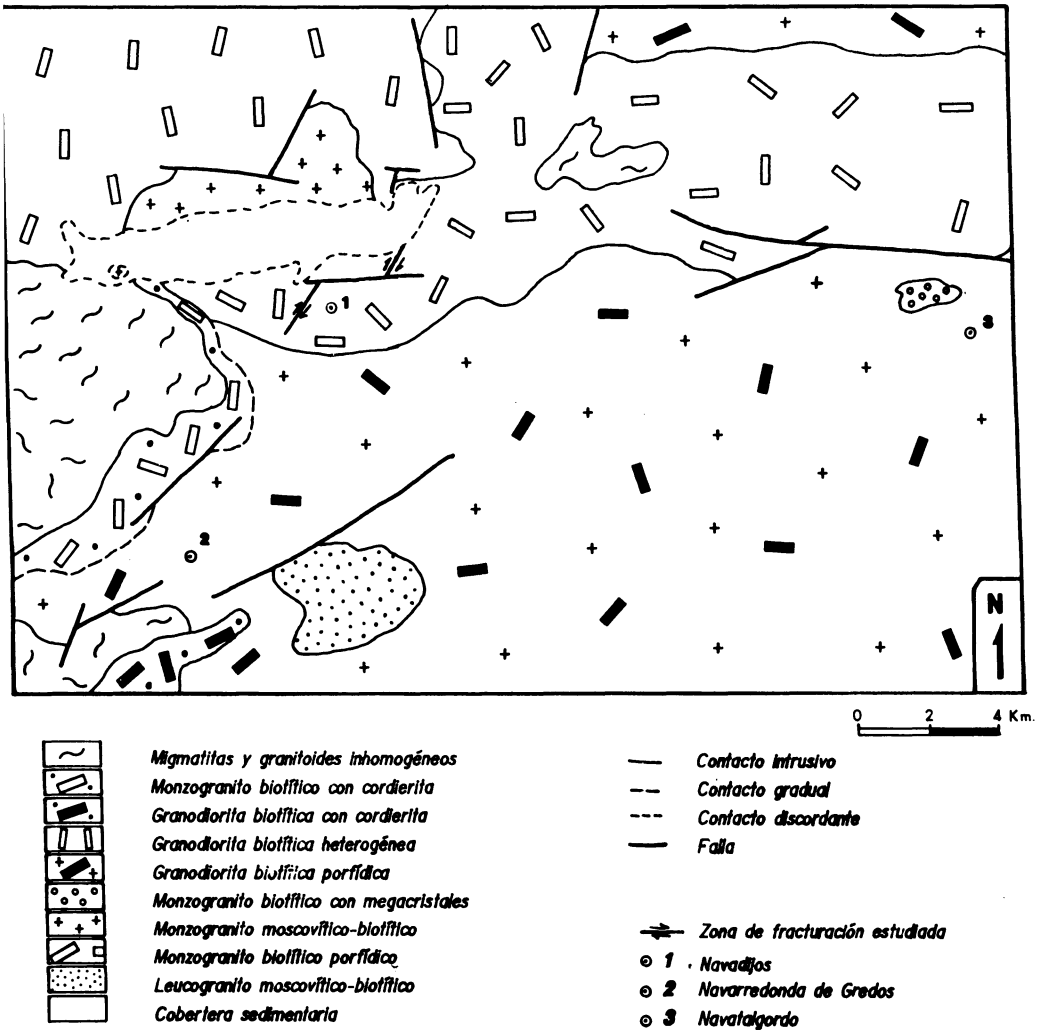


Fig. 1. Esquema cartográfico.

hercínica y son reactivadas en la orogenia alpina con movimientos verticales.

—ONO-ESE (2.^a generación): Se originan en respuesta a una compresión E-O y presentan movimientos senestrales tardihercínicos y verticales alpinos.

—E-O: Muy escasas y con desplazamientos verticales durante la orogenia alpina.

Todas ellas se originan en un período de tiempo que va desde el Estefaniense hasta el Pérmico, situándose las N-S a comienzos del Pérmico.

En dominios cercanos se han determinado dos etapas principales de deformación finihercínica: Malagón y Hiendelaencina (VICENTE *et al.*, 1985). La etapa Malagón se manifiesta en fracturas con componente de



LOCALIZACION DE LA ZONA ESTUDIADA EN EL MACIZO HESPERICO (Fig. 1, continuación).

desgarre e inyección de diques de pórfidos graníticos de directrices E-O y fuertes buzamientos. La etapa Hiendelaencina está representada por fracturas que actúan como desgarres o fallas normales direccionales; la integran dos familias, una $N15^{\circ}-35^{\circ}E$ y otra $N80^{\circ}-90^{\circ}E$. A favor de estas fracturas pueden emplazarse diques, fundamentalmente de cuarzo.

En la zona objeto de estudio se ha podido comprobar que las directrices estructurales a favor de las cuales se emplazan lamprófidos y sienitas abarcan un rango entre $N160^{\circ}E$ y N-S, los diques de pórfidos graníticos varían entre $N80^{\circ}E$ y $N120^{\circ}E$ y los diques de cuarzo se orientan entre $N20^{\circ}E$ y $N35^{\circ}E$.

La fractura estudiada, de desplazamiento dextral, pertenece a la primera generación de la familia NNE ($N35^{\circ}E$) de GONZALEZ UBANELL (1982). Aunque el des-

plazamiento de la mayoría de éstas es de carácter senestral, en la Sierra de la Paramera se ha detectado alguna con movimiento dextral (op. cit.). También es correlacionable en cuanto a directriz con las fracturas pertenecientes a la etapa Hiendelaencina. Tiene 5 m. de potencia en la zona con milonitización más intensa, aunque la potencia total del granitoide afectado es de 50 m. Su dirección es $N25^{\circ}$ a $N30^{\circ}E$, con buzamiento de 90° a $80^{\circ}E$. Presenta estrías de orientación $N25^{\circ}$ a $30^{\circ}E$ e inmersión $10^{\circ}-15^{\circ}S$ y se asocia a un funcionamiento dextral. Esta fractura está afectada por otras más tardías de dirección E-O y subverticales que la desplazan en sentido dextral.

En el afloramiento puede distinguirse una serie de transformaciones graduales que enlazan el monzogranito menos afectado (muestra M-6) con la milonita *sensu stricto*. A medida que nos vamos aproximando a la zona de fractura, se observa un aumento progresivo del grado de cataclasis del monzogranito (muestra M-5). Se desarrollaron planos de fracturación rellenos de clorita, al tiempo que las biotitas están fuertemente cloritizadas (muestras M-4). Al ser mayor el grado de deformación, la textura porfídica del granitoide se oblitera en parte, quedando restos de megacrístales de feldespato potásico. Las zonas de máxima deformación forman un sistema de finas bandas discretas y espaciadas compuestas por agregados micáceos finamente recrystalizados (muestra M-3). El monzogranito adquiere una estructura oftalmítica, con formación de agregados acintados de cuarzo y porfiroclastos lenticulares de feldespato potásico (muestra M-2). En la zona próxima al núcleo de la banda deformada, la roca es una milonita, con pequeños agregados ahusados cuarzo-feldespáticos (muestra M-1-1). La milonita más interna es una roca casi afanítica con finas bandas cuarzo-feldespáticas (de potencias del orden de 1 mm.) en la que no queda ningún vestigio de la antigua textura granítica (muestra M-1) y con algunos restos de porfiroclastos de feldespatos.

METODOLOGIA UTILIZADA

Se han estudiado siete muestras, tomadas a distancias progresivas con respecto a la zona de máxima deformación en un perfil de 30 m.

Se han realizado láminas delgadas y análisis químicos de todas estas muestras en los laboratorios del I.T.G.E., determinándose su composición mayoritaria mediante fluorescencia de rayos X. Los contenidos en elementos traza se han determinado mediante fluorescencia de rayos X (Rb, Sr y Zr) y espectrometría de plasma (Y, Cu, Pb y Zn). También se han realizado difractogramas de RX de las citadas muestras.

CARACTERIZACION DEL MONZOGRA-NITO

Las rocas afectadas por la milonitización forman parte de un plutón epizonal tardihercínico (no deformado por las principales fases tectónicas hercínicas) y compuesto por monzogranitos biotíticos con grado de porfidismo variable (tipo Puerto de Menga; es el denominado en el esquema cartográfico de la Figura 1 como «monzogranito biotítico porfídico»). Los materiales en los que intruye son monzogranitos y granodioritas también biotíticos y con grado de porfidismo variable (son los tipo Navacedilla y Navalosa, que corresponden respectivamente a la «granodiorita biotítica heterogénea» y «granodiorita biotítica porfídica» de la Figura 1). Están débilmente afectados por las últimas etapas deformativas hercínicas (fase 4).

La facies sobre la que se desarrolla la fractura es la más abundante dentro del plutón. Se trata de un monzogranito biotítico porfídico de grano grueso con frecuentes enclaves microgranudos. Presenta esporádicamente microenclaves metamórficos con biotita y silicatos de aluminio alterados a moscovita.

En lámina delgada muestra una textura hipidiomorfa con cuarzo, plagioclasa, fel-

despato potásico y biotita como minerales principales. Los minerales accesorios son apatito, circón y opacos y entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita, titanita, prehnita y clinozoisita.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos y es intersticial frente a plagioclasa y feldespatos potásicos. En general no presenta deformación intracristalina fuerte, sino tan sólo un cuarteado y, en zonas más cercanas a la fractura, una cierta extinción ondulante direccional más intensa que en las zonas alejadas y rotura de individuos con formación de subgránulos de bordes suturados (Foto 1).

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos que en ocasiones constituyen sinneusis. El maclado, polisintético y complejo, está bien definido. Puede tener zonación oscilatoria tenue y con definición variable. Presenta finos bordes albíticos con inversión de macla en los contactos con el feldespatos potásico, y una sericitización no muy intensa que se concentra preferentemente en el núcleo de los cristales. Suele haber algunos reemplazamientos por feldespatos potásicos en forma de pequeños parches irregulares en esos núcleos alterados. En zonas más cercanas a la fractura, tiene deformaciones de los planos de macla y puede estar afectada por silicificaciones irregulares en los bordes de los cristales (sobre todo frente a individuos de cuarzo). También se aprecia que las sustituciones por feldespatos potásicos son más intensas y se desarrolla un sistema de finas fisuras rellenas de sericita.

El feldespatos potásico tiene hábitos subidiomorfos o alotriomorfos. Presenta macla de Carlsbad y enrejado poco definida y pertitas finas, así como alineación de gránulos de plagioclasa albítica en los contactos entre distintos individuos cristalinos. Suele formar cristales con límites automorfos frente al cuarzo, mientras que se adapta a las formas de las plagioclasas. Incluye biotita, plagioclasa y algún cuarzo subidiomorfo (de alta temperatura). En zonas más próximas a la fractura presenta fisuras rellenas de un

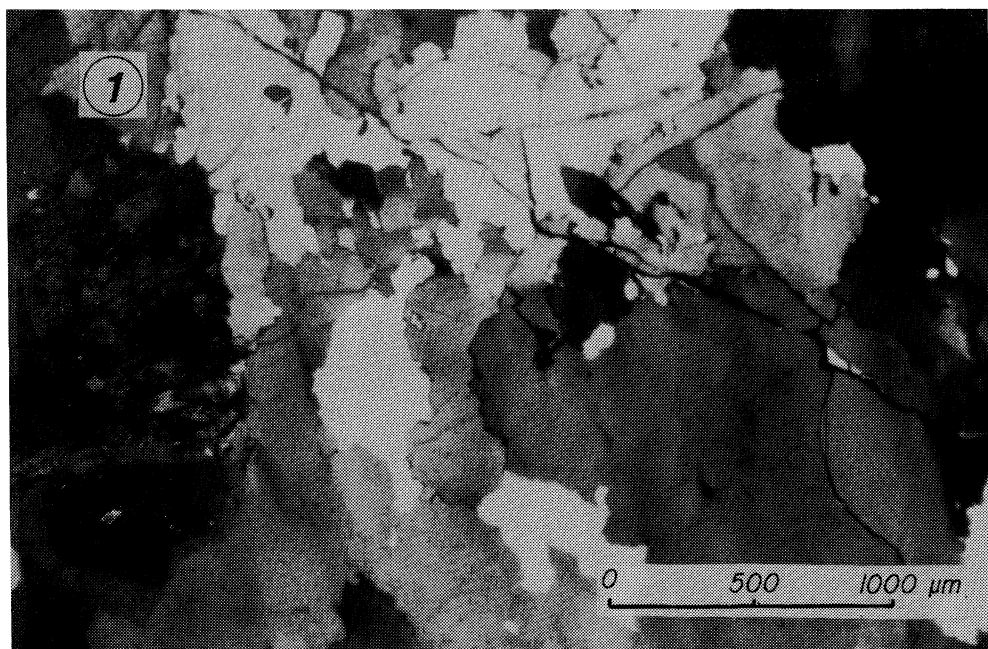


FOTO 1. Extinción ondulante direccional en cuarzo y rotura de individuos cristalinos con formación de subgránulos de bordes suturados.

agregado sericítico y las pertitas están engrosadas irregularmente por albitizaciones. También se observan reemplazamientos de este material por albita, que en algunos casos pueden ser muy intensos.

La biotita constituye cristales subidiomorfos o alotriomorfos y su pleocroísmo oscila entre castaño rojizo y amarillento-pardo claro. Puede formar agregados policristalinos equidimensionales que con frecuencia contienen minerales opacos. Incluye apatito en pequeños prismas algo alargados, circones relativamente gruesos y con halo pleocroico bien definido y minerales opacos. En zonas cercanas a la fractura aparece en ocasiones finamente triturada, recristalizada y transformada a otra mica de tonalidad verdosa. Este proceso está acompañado por neoformación de opacos y de titanita (Foto 2).

El apatito está incluido preferentemente en biotita, pero también en plagioclasa. En el primer caso presenta hábitos prismáticos alargados idiomorfos, mientras que en el segundo suele ser algo más alargado.

El circón está incluido en biotita y tiene hábitos subidiomorfos o idiomorfos y halos pleocroicos bien definidos. También se encuentra diseminado en el conjunto cristalino.

Los opacos tienen hábitos alotriomorfos y se presentan generalmente asociados a los agregados biotíticos o bien incluidos en cristales individuales de biotita.

En cuanto a los minerales secundarios (sericita, prehnita, clinzoisita, clorita y titanita), se asocian a la degradación de plagioclasa y biotita.

TRANSFORMACIONES MINERALÓGICAS Y TEXTURALES

La secuencia de transformaciones que tienen lugar en el proceso de milonitización estudiado está esquematizada en la Tabla 1.

En las rocas menos afectadas, el proceso se manifiesta por la aparición de extinción ondulante irregular en el cuarzo y por un aumento del grado de rotura de dicho mi-

TABLA 1. Transformaciones mineralógicas.

	M-6	M-5	M-4	M-3	M-2	M-1-1	M-1
Cuarzo	Cuarteado y con extinción ondulante			En bandas finas	Agregados acintados		
Plagioclasa	Maclas mecánicas	Maclas mecánicas, flexión de planos de macla y kinkado			Porfidoclastos albitizados elongados o subredondeados		
Feldespatos potásicos	Débil extinción ondulante y fracturación	Poligonización grosera y fracturación		Porfidoclastos redondeados o elongados			
Biotita	Flexionada, recristalizada a mica verde y cloritizada irregularmente		Poligonizada kinkada y cloritizada	Clorita en finos agregados elongados		Micas biotítico-cloríticas de grano muy fino	
	-----> Milonitización de intensidad creciente ----->						

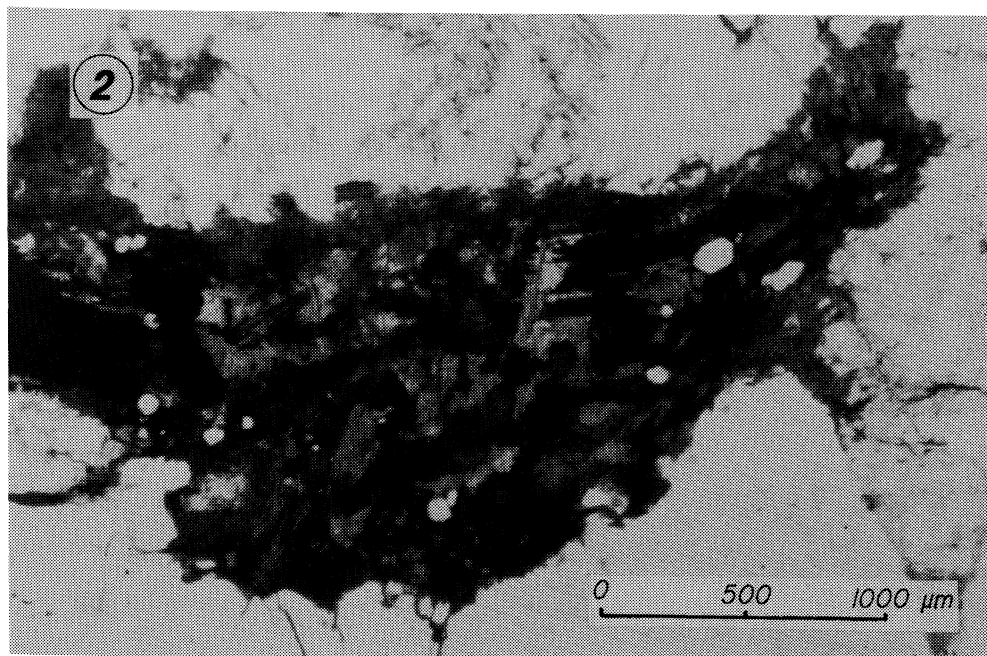


FOTO 2. Biotita recrystalizada y transformada a otra mica de tonalidad verdosa con neoformación de opacos y titanita.

neral. La plagioclasa presenta deformaciones en sus planos de macla y desarrolla maclas mecánicas, a la vez que la sericitización es algo más intensa que en el granitoide no afectado por la milonitización. El feldespato potásico muestra los efectos de una débil deformación y un ligero engrosamiento de pertitas por albitización. Este último proceso también tiene lugar en zonas marginales de los cristales de dicho mineral. Los bordes de los cristales tanto de feldespato potásico como de plagioclasa están rotos. Las biotitas experimentan deformaciones intracrystalinas algo más intensas que el resto de las fases minerales y están irregularmente trituradas, poligonizadas y transformadas a otra mica biotítica de grano fino y tonalidad verdosa. También se aprecia el desarrollo de un sistema de finas fisuras en los minerales, rellenas por clorita y, en menor medida, clinzoisita y titanita (Foto 3).

En zonas algo más cercanas a la fractura, la rotura mineral es más intensa. Los frag-

mentos minerales tienden a orientarse paralelos a las bandas de máxima deformación. Estas son discretas y espaciadas, y se acomodan al resto de los fragmentos minerales, aislando dominios con rotura mineral menos intensa (Foto 4). Están formadas por un agregado de grano fino de fragmentos preferentemente biotíticos y por minerales resultantes de su degradación (clorita y titanita). Los cuarzos están recrystalizados a finos individuos de bordes suturados, bien sea conservando la geometría original del mineral o bien en finas bandas poco continuas. La plagioclasa presenta un fuerte combamiento de los planos de macla, con frecuente desarrollo de maclación mecánica y poligonización grosera. También está albitizada en bandas anastomosadas aproximadamente paralelas al sistema de microfisuración. Puede presentar reemplazamientos por feldespato potásico en forma de parches irregulares. La sericitización es más intensa que en el caso anterior. Los cristales de feldespa-

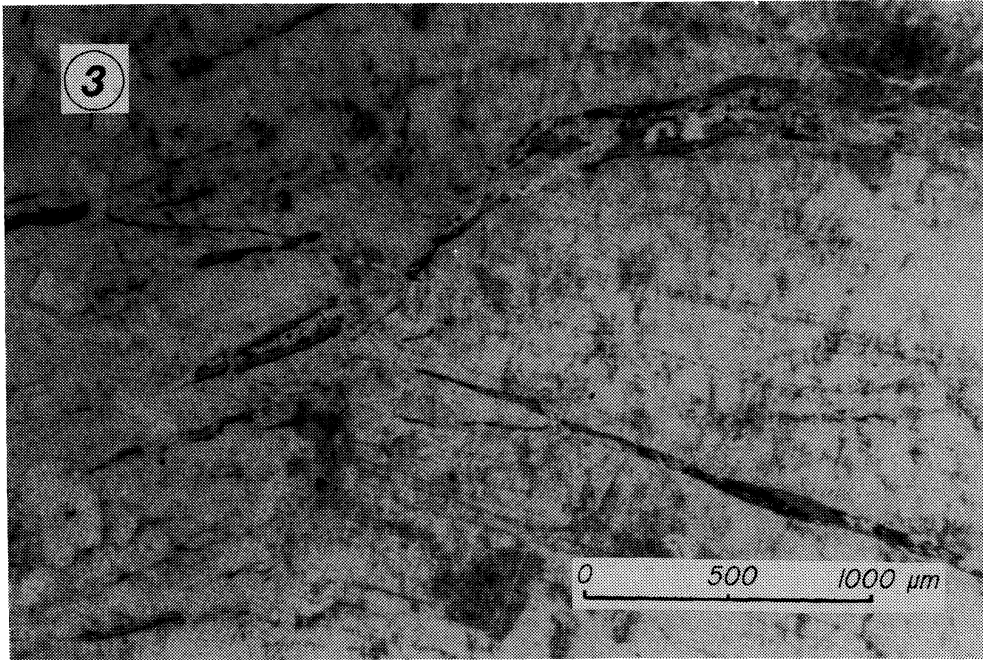


FOTO 3. Desarrollo de sistemas de fisuración en feldespato potásico rellenos por clorita, clinzoisita y titanita.



FOTO 4. Banda de máxima deformación que aísla dominios con menor grado de rotura mineral.

to potásico muestran geometrías equidimensionales y poligonización incipiente. Presentan albitizaciones irregulares y un mayor engrosamiento de pertitas. Las biotitas experimentan una fina rotura y una intensa degradación a clorita y titanita. Su tamaño está considerablemente reducido. Los agregados triturados y poligonizados de biotita cloritizada adoptan una cierta tendencia a alinearse paralelos a las escasas bandas de máxima deformación. Asimismo, la venulación por productos secundarios se hace más intensa, siendo más densa la red de microfisuras rellenas por cuarzo, feldespato potásico, clorita, clinozoisita y titanita.

Aproximándose a la zona central de la fractura, la roca está formada por un entramado de bandas miloníticas de grano muy fino que aislan dominios lenticulares de roca fuertemente fracturada y porfidoclastos mono- y policristalinos. Estas bandas miloníticas están constituidas por un agregado microcristalino casi afanítico procedente de la trituración y degradación parcial de los

minerales del granitoide afectado por la rotura (Foto 5). La mayor parte del cuarzo está recrystalizado a agregados policristalinos de geometría acintada, formados por individuos muy finos de bordes suturados, aunque aún quedan pequeños porfidoclastos monocristalinos. Los porfidoclastos de plagioclasa son escasos y están variablemente albitizados. El reemplazamiento por feldespato potásico es más importante que en zonas más alejadas de la fractura. El feldespato potásico forma porfidoclastos elongados paralelos a la foliación. Presenta silicificaciones irregulares e intensas albitizaciones. La biotita está totalmente degradada a micas cloríticas de grano muy fino.

Finalmente, en el núcleo de la fractura se alcanzan los valores máximos de la relación matriz/porfidoclastos. La roca (Foto 6) es una milonita con matriz foliada de grano muy fino y escasos porfidoclastos de menor tamaño que en la zona anteriormente descrita. El tamaño medio de los porfidoclastos es del orden de 0.40 mm. y en proporción

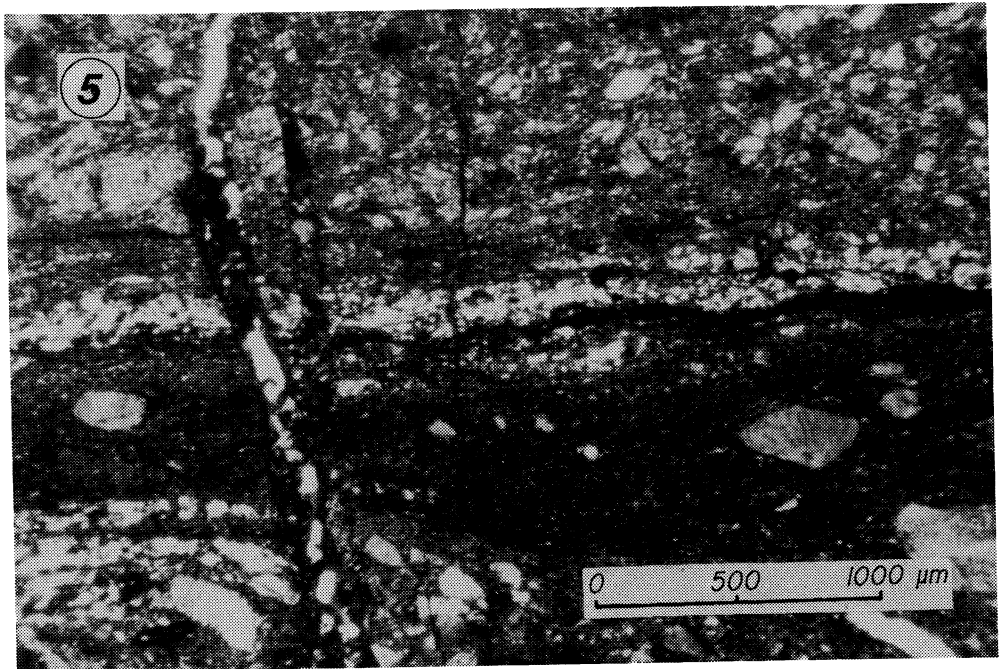


FOTO 5. Entramado de bandas miloníticas.

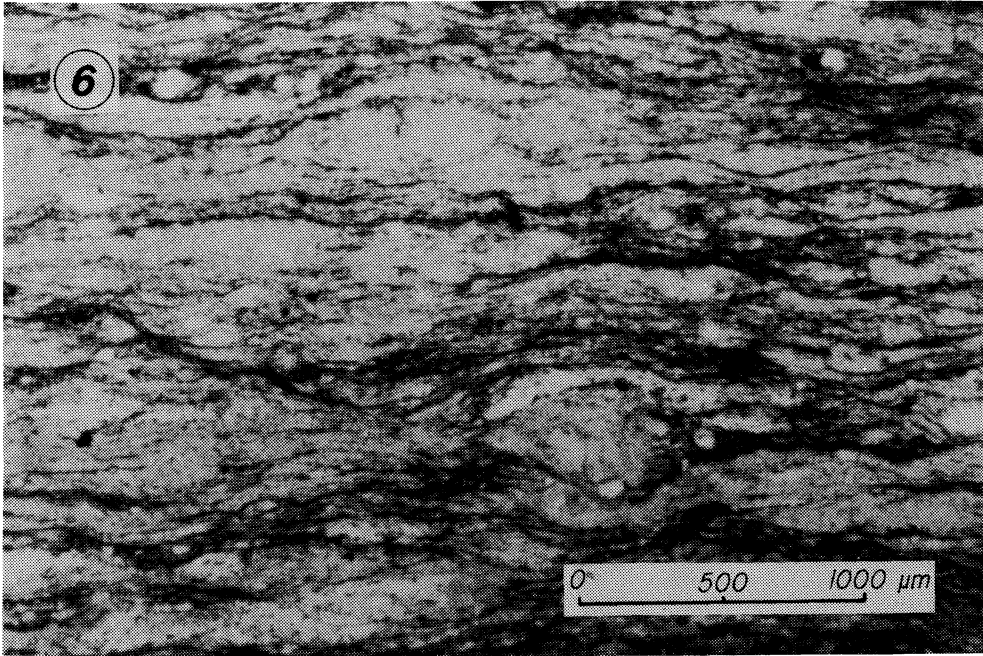


FOTO 6. Milonita con desarrollo de fábrica planolinar.

representan menos que el 15 % con respecto al volumen total de la roca. El cuarzo forma agregados policristalinos alentejonados, fuertemente estirados y de aspecto sacaroides. También se asocia a reemplazamiento parcial de antiguos porfidoclastos de feldespato potásico. La plagioclasa constituye porfidoclastos fragmentados, algunos de ellos formados por albitización de cristales de feldespato potásico. Los porfidoclastos de feldespato potásico son muy escasos. Tanto éstos como los de plagioclasa están parcialmente albitizados en grado variable y presentan secciones fuertemente ahusadas (Foto 7). Las biotitas, totalmente recrystalizadas por sus productos de alteración son el componente mayoritario de la matriz.

VARIACIONES COMPOSICIONALES

Los contenidos en elementos mayores y traza de las rocas afectadas por la milonitización, así como las distancias res-

pecto a la zona milonítica a las que se realizó el muestreo y sus correspondientes normas C.I.P.W. figuran en la Tabla 2.

Las concentraciones de los elementos que muestran una tendencia de variación más definida con respecto a la distancia a la zona central de la banda milonítica (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb y Sr) han sido representadas en la Figura 2.

Puede observarse cómo hacia el núcleo de la zona milonítica se produce un incremento gradual relativo en SiO_2 , que se pone de manifiesto por un ligero aumento en el contenido en cuarzo normativo. Ya que en el sistema de fracturación estudiado no se observan aportes externos de SiO_2 , su incremento relativo es posiblemente atribuible a la pérdida de otros componentes más móviles.

La disminución de Al_2O_3 al incrementarse la milonitización, en paralelo a la misma tendencia mostrada por el K_2O , es interpretable como una pérdida de feldespato potásico (también reflejada por un descenso

TABLA 2. Análisis químicos y normas C.I.P.W.

Muestra	M-1	M-1-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6
SiO ₂	71.16	70.19	70.95	70.59	69.75	70.12	68.72
TiO ₂	0.336	0.397	0.407	0.424	0.419	0.427	0.367
Al ₂ O ₃	14.32	14.81	14.22	14.16	14.70	14.78	15.49
FeO	2.298	2.640	2.674	2.951	2.923	2.773	2.414
MnO	0.030	0.040	0.033	0.049	0.041	0.029	0.035
MgO	0.565	0.609	0.635	0.884	0.777	0.649	0.704
CaO	1.434	1.658	1.217	1.547	1.756	0.810	1.173
Na ₂ O	4.017	4.004	2.790	3.222	3.087	2.817	2.939
K ₂ O	4.377	4.377	4.695	4.308	5.045	5.150	6.811
F ₂ O	0.110	0.130	0.138	0.141	0.161	0.144	0.119
P.F.C.	1.10	0.85	1.94	1.40	1.02	2.00	0.96
Total	99.75	99.70	99.70	96.68	99.68	99.70	99.73
Distancia (metros)	0	5	7	14	17	21	27
Sr	112	117	104	136	132	124	165
Rb	161	189	147	147	157	166	193
Zr	171	195	213	209	205	192	139
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	19	27	25	27	22	14	9
Pb	13	18	18	19	22	21	20
Zn	14	32	36	41	36	36	29
Q	25.74	24.11	31.63	28.93	25.85	29.70	20.56
Or	25.87	25.87	27.75	25.46	29.81	30.44	40.25
Ab	33.99	33.88	23.61	27.26	26.12	23.84	24.87
An	6.40	7.38	5.14	6.75	7.66	3.08	5.04
Hy	5.13	6.27	6.97	6.42	6.83	6.09	5.71
Il	0.64	0.51	0.52	0.54	0.53	0.54	0.47
Ap	0.25	0.30	0.32	0.33	0.37	0.33	0.28
C	0.63	0.79	2.67	1.72	1.36	3.45	1.44

de los contenidos en ortosa normativa) en el proceso milonítico (muestras M-2 y M-1-1). En las zonas donde éste alcanza una mayor intensidad, los contenidos de K₂O, Al₂O₃ y ortosa normativa se estabilizan.

El hecho de que Al₂O₃, que en la fórmula estructural de la ortosa interviene en la misma proporción que el K₂O, muestre una disminución tan sólo de aproximadamente el 7 % frente al 37 % de pérdida de K₂O indica una pérdida preferencial de este

último. La albitización de plagioclasas y de feldespatos potásicos observada es correlacionable con el aumento progresivo en el contenido en Na₂O en la zona de milonitización más intensa (aumento que supone un 36.6 % respecto a la cantidad inicial de Na₂O en el sistema) y en albita normativa (aumento también de un 36 %).

El CaO experimenta un ligero enriquecimiento en la zona intermedia del paquete milonítico, presentando valores superiores a

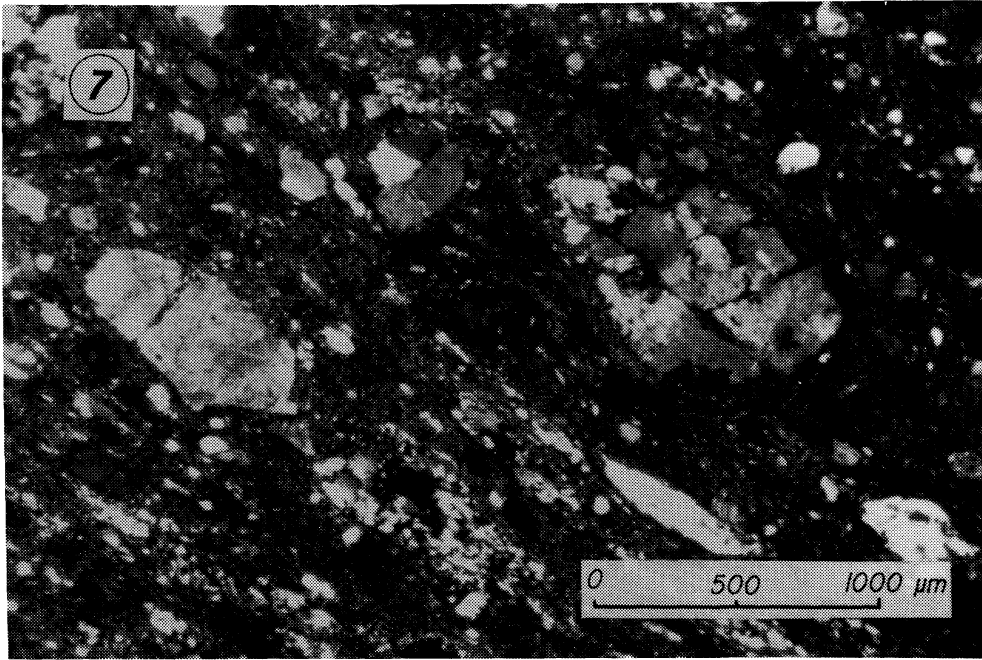


FOTO 7. Porfidoclastos de plagioclasa y feldespato potásico parcial e irregularmente albitizados.

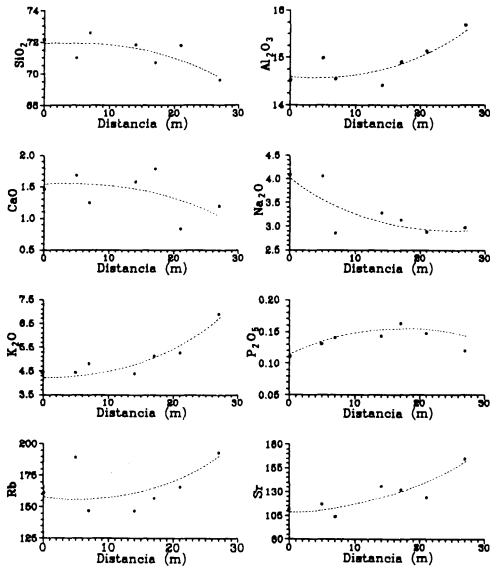


Fig. 2. Diagramas de variación de algunos elementos respecto a la distancia (en metros) a la zona central de la fractura.

los de la roca menos afectada (M-6) y a los de la milonita s.s. (M-1). Tomando como referencia estos dos puntos extremos, vemos un ligero incremento de CaO hacia la zona milonítica (supone el 21 %), que se corresponde con el aumento en anortita normativa (de un 30 %).

En el monzogranito sin alterar, la mayoría del CaO y del Na₂O están contenidos en la plagioclasa. Por tanto, el enriquecimiento en Na₂O (componente albitico) al acercarse a zonas más intensamente deformadas debería conllevar un descenso relativo del componente anortítico de las plagioclasas, esto es, del CaO. Sin embargo, como se ha mencionado, el CaO muestra un ligero enriquecimiento hacia la zona milonítica. Ello implica que la plagioclasa no es la única fase mineral que controla el comportamiento del CaO. En efecto, a medida que la intensidad de la deformación es mayor, entran en juego en el sistema otras fases minerales

neoformadas que son capaces de fijar el CaO en su composición. Así, éste es transferido desde la plagioclasa a dichos minerales (epidota, zoisita, titanita, etc.).

Se observa también una disminución modal del apatito en las rocas más afectadas por la milonitización, apreciándose al mismo tiempo una pauta descendente hacia la muestra M-1 de P_2O_5 (disminución de un 8 %) y de apatito normativo (11 %).

Por lo que respecta al resto de elementos mayores, FeO, MgO y MnO manifiestan un comportamiento que no es correlacionable con el aumento de la intensidad del proceso.

En cuanto a los elementos traza, Rb y Sr muestran un empobrecimiento en sus contenidos como consecuencia de la milonitización, que conlleva una destrucción de las redes minerales de feldespatos y micas y neoformación de componentes micáceos. Zr e Y experimentan un incremento en la zona intermedia del paquete milonítico, teniendo la roca más deformada valores algo mayores que la más distal (M-6). El Cu se encuentra en todas las muestras en cantidades inferiores al límite de detección de los procedimientos analíticos utilizados. Con respecto al conjunto de los elementos traza, las variaciones observadas son justificables por redistribución o ligeras pérdidas de ellos, no detectándose ningún tipo de aporte de elementos traza debido a la milonitización.

Es notable el hecho de que mientras K_2O y Rb siguen pautas descendentes similares, CaO y Sr se comportan de un modo opuesto, lo que sugiere que hay una cierta fraccionación entre estos dos últimos elementos. Ello puede comprobarse en la Figura 3, en la que se han representado las variaciones de las relaciones $10000 K_2O/Rb$ y $10000 CaO/Sr$ respecto a la distancia a la zona milonítica. En el primer caso la curva de variación presenta pendiente positiva, lo que implica que tanto K_2O como Rb se comportan siguiendo la misma tendencia al aproximarse al núcleo de la fractura. Por el contrario, la curva de variación de la relación $10000 CaO/Sr$ frente a la distancia tie-

ne pendiente negativa, debido a la existencia de un comportamiento diferencial entre estos dos elementos frente al aumento de intensidad de la milonitización.

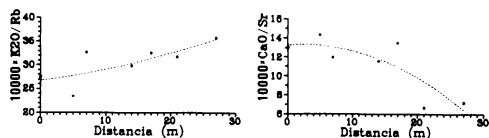


Fig. 3. Variaciones de las relaciones $10000xK_2O/Rb$ y $10000xCaO/Sr$ respecto a la distancia (en metros) a la zona central de la fractura.

En la Tabla 3 figuran los coeficientes de correlación mayores que 0.6 entre óxidos y elementos analizados.

Puede observarse cómo los elementos asociados al potasio (Rb y Sr) disminuyen con el aumento de SiO_2 . También el Al_2O_3 muestra un empobrecimiento en el mismo sentido, por lo que en parte su pérdida es en forma feldespática.

La asociación entre FeO y TiO_2 (coeficiente de correlación de 0.94) y la alta correlación positiva entre P_2O_5 y Zr con respecto al TiO_2 indican que las micas y los minerales oscuros ejercen un importante control sobre el comportamiento de P_2O_5 y Zr (apatito y circón incluidos en micas).

El Y muestra un comportamiento antagónico respecto a K_2O y a Al_2O_3 . Presenta una moderadamente alta correlación positiva con el CaO, lo que indica que es el apatito el que controla su comportamiento.

Por otra parte, Pb y Zn están asociados entre sí (el coeficiente de correlación entre ambos es de 0.78) y además fuertemente correlacionados positivamente con TiO_2 , FeO y P_2O_5 . Ellos significan que el comportamiento de aquellos dos está controlado por los componentes ferromagnesianos presentes en las rocas estudiadas (asociados a minerales micáceos).

Rb y Sr se encuentran controlados por los procesos de movilización del componen-

te feldespático (altos coeficientes de correlación positivos con el Al_2O_3). Su comportamiento no está nada influenciado por los minerales micáceos (bajos coeficientes de correlación con los componentes ferromagnesianos y negativo con el Zr, elemento éste asociado a las micas).

A partir de la interpretación de los difractogramas de RX se han elaborado los gráficos de variación de las principales fases minerales respecto a la distancia al núcleo de la fractura. Para ello se ha tomado como intensidad de referencia la correspondiente, en cada caso, a la provocada por las fases minerales de la muestra más distal (M-6). Las curvas están representadas en la Figura 4. Ponen de manifiesto claras disminuciones en los contenidos en biotita, ortosa y apatito e incrementos en clorita y albita. Todo ello es correlacionable con los procesos observables en lámina delgada anteriormente descritos (cloritización de la biotita, disminución en los contenidos modales de feldespato potásico y apatito y albitización).

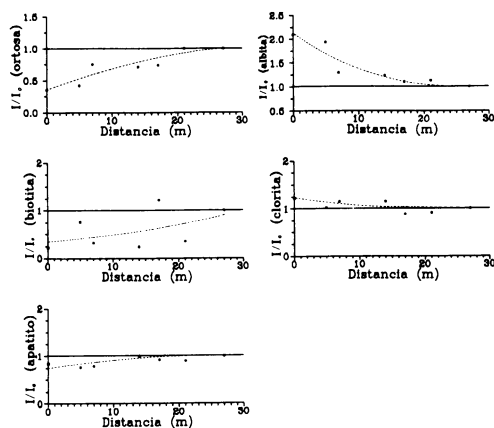


Fig. 4. Diagramas de variación de las principales fases minerales (detectadas mediante difracción de rayos X) respecto a la distancia a la zona central de la fractura.

CONCLUSIONES

Como consecuencia del desarrollo del proceso de milonitización sobre los granitoides del tipo Puerto de Menga, se produce una serie de transformaciones tanto a nivel textural como químico, perfectamente correlacionables entre sí.

A nivel textural se observa una progresiva deformación y rotura y la generación de una fábrica que varía de cataclástica a milonítica-planolinear en la zona de fractura más interna. Estas transformaciones texturales van acompañadas de una serie de variaciones y degradaciones de la paragénesis mineral primaria que consisten en transformación de biotita a clorita, albitización de feldespatos y neoformación de sericita, epidota y titanita.

En cuanto al quimismo, tiene lugar un enriquecimiento en SiO_2 , CaO y Na_2O y un empobrecimiento en K_2O , P_2O_5 , Rb y Sr en la zona de máxima milonitización. El resto de elementos no experimentan tendencias de variación definidas.

No se ha observado ningún tipo de variación en el quimismo de los materiales milonitizados que permita suponer la existencia de aportes externos al sistema, a excepción de H_2O .

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado en parte con cargo al Proyecto GE089-0600-C03-03, del Plan de I+D de la C.I.C.Y.T.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. & BELLIDO, F. (1978). Cambios texturales, mineralógicos y geoquímicos en rocas graníticas milonitizadas. *Bol. Geol. Min.*, 89, 607-612.
- BAROVICH, K. M. & PATCHETT, P. J. (1992). Behaviour of isotopic systematics during deformation and metamorphism: a Hf, Nd and Sr isotopic study of mylonitized granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 386-393.
- BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6, 337-348.
- BOULLIER, A. M. (1980). A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zircons and feldspars. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 211-217.
- BOULLIER, A. M. & GUEGUEN, Y. (1975). Sp-mylonites origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 93-105.
- GONZALEZ UBANELL, A. (1982). Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Tesis doc. Univ. Complutense de Madrid, 217 p.
- THEODORE, J. G. (1970). Petrogenesis of mylonites of high metamorphic grade in the peninsular ranges of Southern California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 435-448.
- VICENTE, G. de; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. & LUNAR, R. (1985). Cuantificación de la tectónica de fracturación asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central. *Publ. Esp. Univ. Oporto*.

Recibido, 17-IV-93

Aceptado, 8-VI-93