

BANDAS MILONÍTIAS PLEGADAS EN LOS MATERIALES METAMÓRFICOS DEL SUR DE SEGOVIA

J. MACAYA MIGUEL *

RESUMEN.— En los materiales metamórficos del Sur de Segovia la segunda fase de deformación hercínica da lugar a bandas miloníticas de extensión kilométrica. Estas bandas están plegadas por la tercera fase; mediante criterios estructurales se deducen en esta zona una sinforma y una antiforma como las estructuras más notables de esta fase.

SUMMARY.— In the metamorphic rocks, South of Segovia, the second phase of the Hercynian deformation is characterised by the generation of mylonitic bands of kilometric magnitude. The bands are folded by the third phase; by means of structural criteria a synform and an antiform are inferred as the most prominent structures of this phase.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El área investigada está situada al S y SE de la ciudad de Segovia. Forma parte del Dominio Central del Sistema Central Español (BELLIDO et. al., 1981), que se caracteriza por el afloramiento exclusivo de rocas preordovícicas afectadas por un metamorfismo hercínico de grados medio y alto.

La mayor parte de los materiales cartografiados son neises glandulares con megacristales de feldespato potásico. Su aspecto macroscópico es muy variable dependiendo, por un lado, de los caracteres primarios de la roca y, por otro lado, de la intensidad de la deformación que les ha afectado.

La deformación, que afecta a todos los materiales, adquiere una especial intensidad en bandas que han desarrollado características miloníticas. En estas bandas aparecen neises glandulares asociados a rocas carbonatadas y niveles metapelíticos, y todo el conjunto aparece afectado por la milonitización.

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Salamanca.

Las bandas miloníticas fueron afectadas por una nueva fase de deformación, esencialmente postmetamórfica, que es la responsable de las estructuras que se observan en la cartografía (Fig. 1).

Los granitoides tardihercínicos, abundantes en todo el Dominio Central, están representados en esta zona por las granodioritas de La Losa y de Segovia. Esta última corta a las bandas miloníticas y forma parte de un plutón mayor tapado hacia el W por sedimentos postpaleozoicos.

Los antecedentes bibliográficos sobre esta zona son escasos. Casi todos son trabajos de síntesis y tratan aspectos concretos de todo el Sistema Central. Sin embargo, si existen trabajos sobre otras zonas del Dominio Central donde afloran neises glandulares semejantes a los que se encuentran en el Sur de Segovia: NAVIDAD (1978), FUSTER y VILLASECA (1979), RUBIO y VILLASECA (1981), TORNOS y CASQUET (1982), PEINADO (1973). Esta última distingue en el macizo de El Escorial-Villa del Prado unas bandas de neises miloníticos asociadas a mármoles y rocas de silicatos cálcicos e intercaladas en neises glandulares que son semejantes a las que se describen en este trabajo.

Cuando se estaba realizando este trabajo ha tenido lugar la lectura de la Tesis Doctoral de VILLASECA (1983) que trata de la evolución metamórfica del Sector Centro-Septentrional de la Sierra del Guadarrama. Mediante un estudio detallado de la petrografía y la geoquímica de la zona llega a la conclusión de que los neises glandulares son de procedencia ortoderivada. Este autor cita por primera vez la presencia de bandas de cizalla.

LOS NEISES GLANDULARES

Los neises glandulares constituyen la mayor parte de los materiales metamórficos que afloran en la zona. A diferencia de otros macizos glandulares donde los neises presentan un aspecto homogéneo, como el ortoneis del Reventón (TORNOS y CASQUET, 1982), los neises de El Vellón (NAVIDAD y LÓPEZ RAMOS, 1981), los neises de La Morcuera (FERNANDEZ CASALS, 1976) etc., y cuyo origen ortoderivado parece fuera de dudas, aquí existe una gran variedad de facies en función, fundamentalmente, del tamaño, forma, distribución y concentración de las glándulas y de la composición más o menos biotítica de la matriz.

Las distintas facies no se pueden separar bien en la cartografía porque están mezcladas entre sí, tienen poca continuidad, y el paso de una a otra se realiza de una forma gradual. Consideramos que se tratan de los mismos materiales y que en muchos casos las diferencias no se deben más que a la intensa deformación que les afectó de una manera heterogénea.

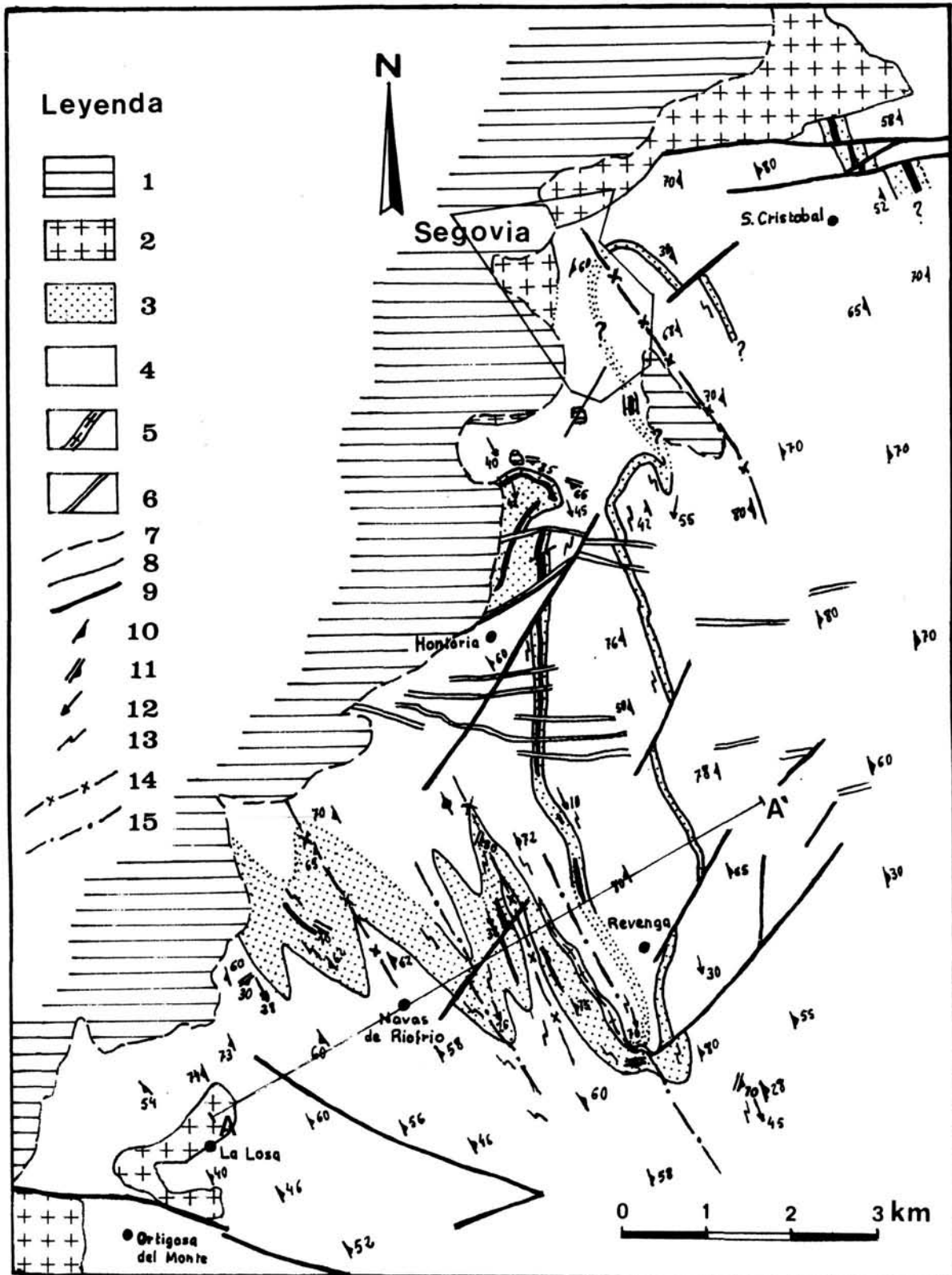


Fig. 1. Mapa geológico. 1.- Sedimentos postpaleozoicos. 2.- Granodioritas tardihercínicas. 3.- Bandas miloníticas. 4.- Neis glandular. 5.- Leuconeis. 6.- Diques de pórfidos. 7.- Contacto discordante. 8.- Contacto mecánico. 9.- Falla. 10.- S_1 . 11.- S_2 . 12.- Ejes de pliegues de F_3 . 13.- Asimetría de los micropliegues de F_3 . 14.- Sinforma de F_3 . 15.- Antiforma de F_3 .



Foto 1. Aspecto típico de los neises miloníticos.



Foto 2. Pliegues intrafoliares de segunda fase.

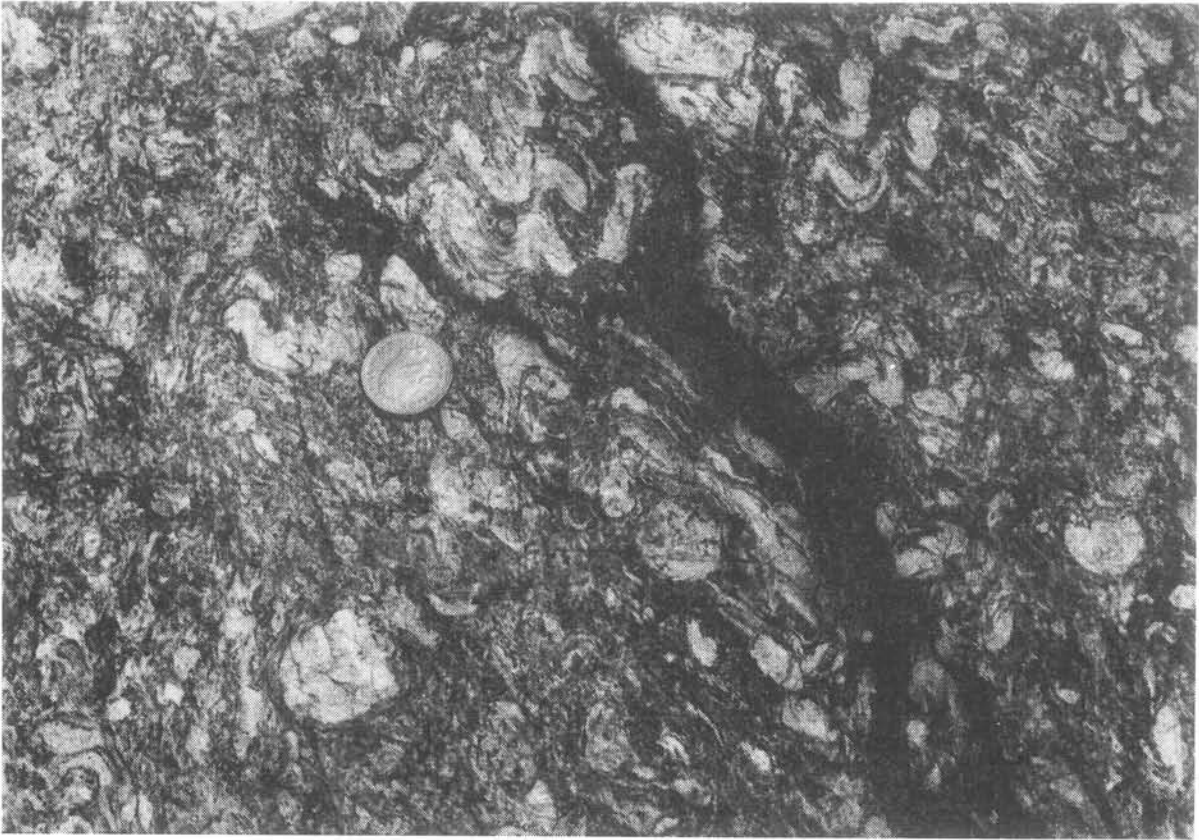


Foto 3. Microplegues de tercera fase doblando a glándulas de feldespato estiradas durante la segunda fase.

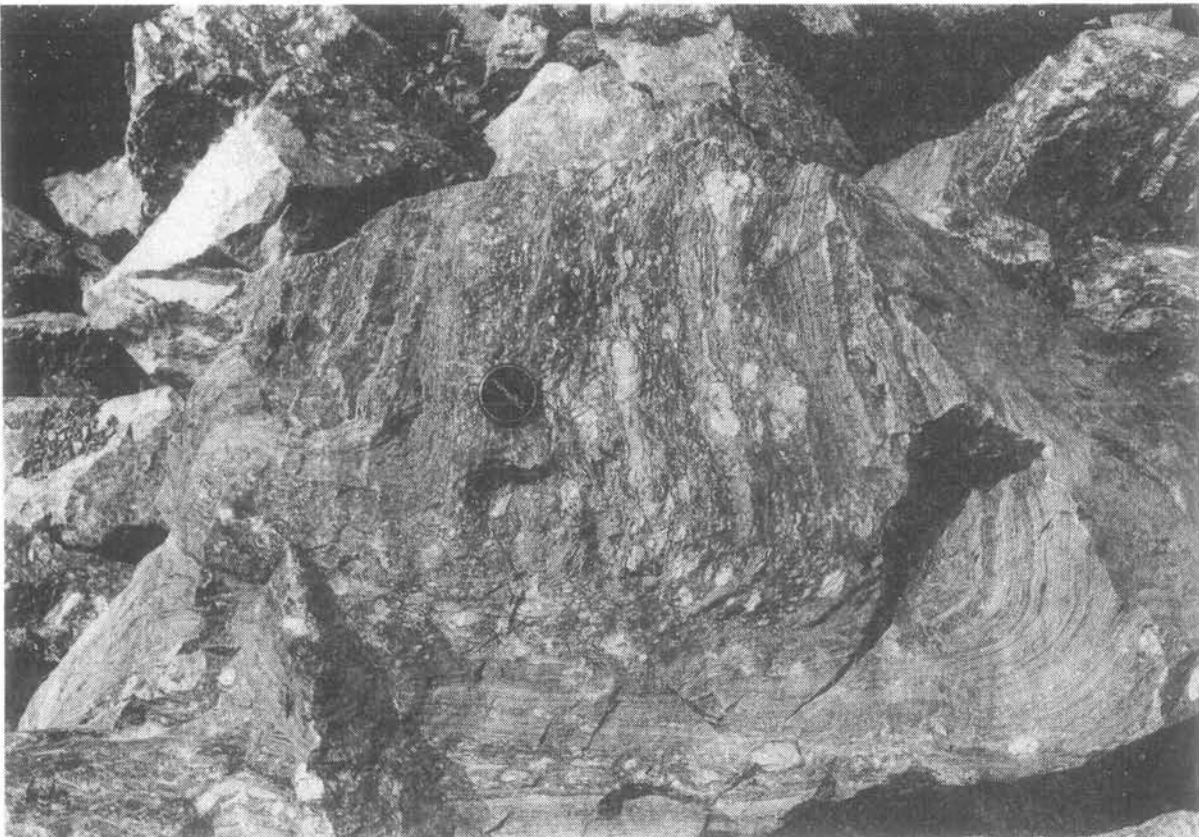


Foto 4. Foliación milonítica plegada por la tercera fase.

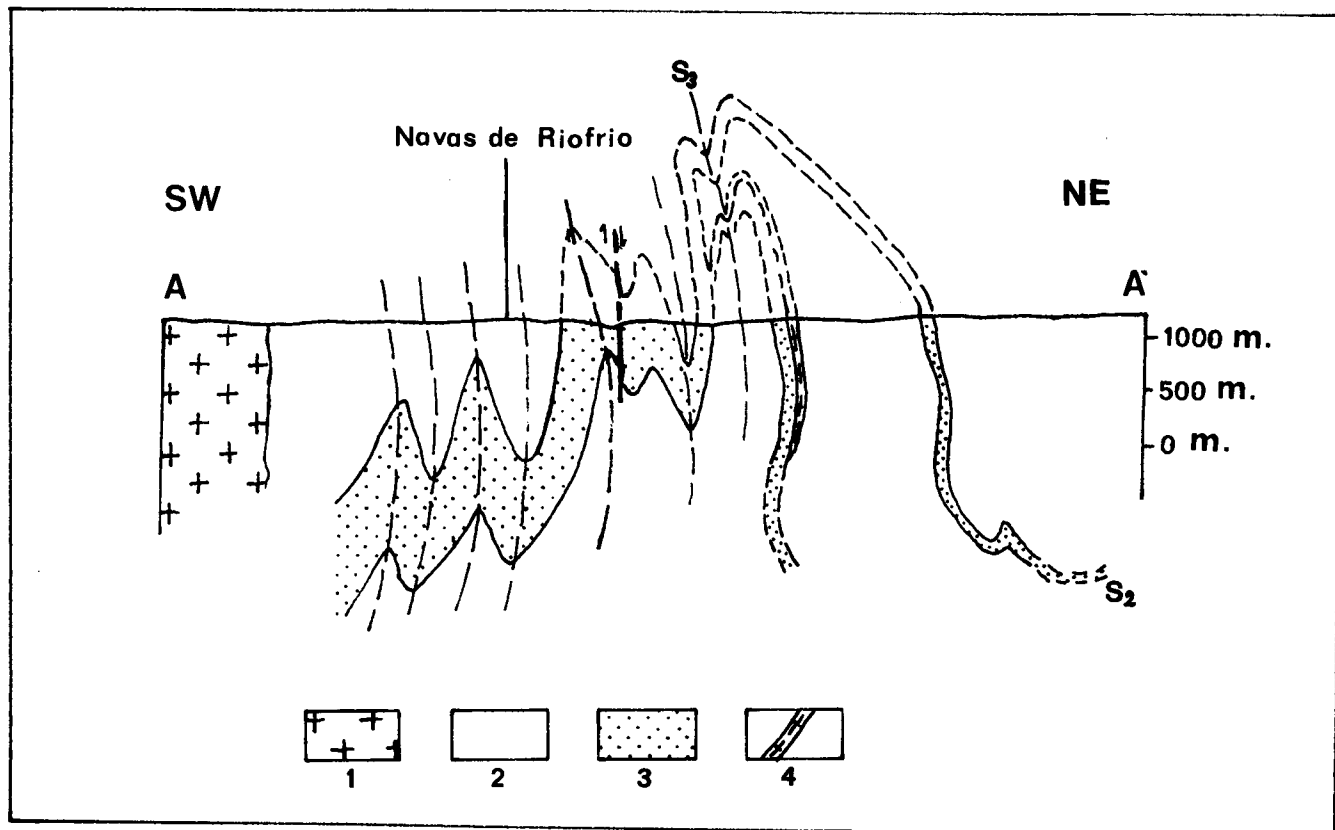


Fig. 2. Corte geológico. 1.- Granodiorita de La Losa. 2.- Neis glandular. 3.- Bandas miloníticas. 4.- Leuconeis.

Estos neises se caracterizan por la presencia de glándulas de feldespato potásico de un tamaño medio de 3 a 7 cm., aunque las hay hasta de 12 cm. En general suelen estar formadas por un solo cristal, más o menos idiomorfo, que se individualiza muy bien de la mesostasis. Tienen inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, que a veces se dispone paralela a los bordes resaltando el zonado del cristal. La plagioclasa también forma glándulas, pero no suelen sobrepasar los 2 cm.

La matriz está formada por cristales pequeños de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, sillimanita y, más esporádicamente granate y cordierita. Como accesorios aparecen circón, apatito, turmalina y opacos. Los granates suelen ser pequeños y xenomórficos, aunque a veces se ven a simple vista e incluso alcanzan tamaños considerables. (Cerca de una de las bandas de cizalla se ha observado uno que, excepcionalmente, tiene unos 8 cm. de diámetro, es subidiomorfo y está rodeado por la foliación).

La deformación del neis aumenta a medida que nos vamos acercando a las bandas miloníticas. El tamaño de las glándulas disminuye y la foliación está mejor

definida. Cada vez nos encontramos los feldespatos más estirados y orientados según la foliación, aunque siempre quedan algunos idiomorfos o subidiomorfos, en general de mayor tamaño, rodeados por la foliación y con sombras de presión, a veces mal desarrolladas. En lámina delgada se observa que las glándulas más estiradas están totalmente recristalizadas, mientras que las menos deformadas solo están recristalizadas en los bordes. Las más pequeñas son difíciles de individualizar porque los nuevos granos se mezclan con los pequeños cristales de la matriz y pasan a formar parte de ella. La biotita se concentra en planos que rodean a las glándulas definiendo la foliación.

Hay que destacar que no se observan diferencias notables en los neises a un lado y a otro de las bandas de cizalla. Únicamente al S de Hontoria, al W de una de las bandas, el neis presenta un carácter más homogéneo, mientras que en la parte E, al N de Revenga, las glándulas son más pequeñas y el aspecto de la roca más leucocrático; sin embargo, el contenido de biotita es demasiado alto, todavía, como para hablar de un leuconeis. En algunos lugares se observa el paso gradual de uno a otro, por eso, en nuestra opinión, no podemos separarlos como materiales diferentes.

Dentro de los neises glandulares aparecen diversos tipos de enclaves muy esporádicos, que han sido estudiados con detalle por VILLASECA (1983) y que constituyen un argumento más que apoya el origen ortoderivado de estas rocas.

LAS BANDAS MILONÍTCAS

Como ya hemos mencionado en la introducción, los neises glandulares están atravesados por bandas donde se observa una deformación por cizalla dúctil muy intensa que da lugar a diversos tipos de rocas de falla de la serie de las milonitas.

Hemos distinguido dos bandas principales que se siguen desde las proximidades de Segovia hasta el Sur de Revenga, donde se unen y continúan juntas hasta que se pierden por debajo de los sedimentos cretácicos al W de Riofrio.

La más occidental va desde el sur de Segovia, pasa por el E de Hontoria y continúa hasta Revenga. Se caracteriza porque en ella afloran rocas carbonatadas y niveles esquistosos entre los neises miloníticos. La anchura de esta banda es variable, pero no sobrepasa los 100 metros, salvo en su parte Norte donde están mejor representados los niveles metapelíticos y que posiblemente sea mayor.

La otra banda se sigue con mayor dificultad debido a su menor anchura y a que está desplazada por fallas de dirección NE-SW que la dividen en varios tramos. Tiene una dirección aproximada N-160-E y va paralela a la carretera N-603 desde el E de Segovia hasta la presa del embalse de Puente Alta en el río Frio.. Está formada,

casi exclusivamente, por neises glandulares milonitizados, y sólo muy localmente afloran mármoles (cantera de Las Romeras) y niveles de anfibolitas muy poco potentes.

A partir de Revenga y hasta que la banda desaparece bajo el Cretácico se aprecia un progresivo aumento de su anchura, que llega a alcanzar aproximadamente 500 metros, lo que podría indicar que la cizalla se produjo en zonas cada vez más profundas hacia el W (SIBSON, 1977).

Asociados a los neises glandulares miloníticos encontramos niveles de leuco-neises de potencias variables entre unos pocos metros y algunos centímetros. Son rocas de naturaleza esencialmente cuarzo-feldespática, de grano fino, no porfídicas y muy pobres en micas. Han sido interpretadas como arcosas, o más probablemente como «representantes de antiguas rocas ígneas muy diferenciadas: leucogranitos calcoalcalinos o riolitas» (NAVIDAD, 1979). Generalmente están prácticamente paralelos a la foliación por lo que dan el aspecto de ser niveles interestratificados; sin embargo hemos observado que a veces forman un pequeño ángulo con ella. De acuerdo con VILLASECA (1983) en considerar a los neises glandulares como antiguos granitoides, estos niveles leucocráticos debían ser diques y venas aplíticos que han sido paralelizados por la deformación y afectados por la cizalla, como se deduce de su fábrica plano-linear tan acusada y de las texturas miloníticas que presentan al microscopio. Se ha observado, con relativa frecuencia, la asociación entre bandas miloníticas y diques félsicos afectados por la cizalla (HIGGINS, 1971).

En el mismo trabajo, HIGGINS (1971) cita casos de rocas intrusivas que se emplazan aprovechando zonas de fallas y que sólo son deformadas por los últimos movimientos. Este podría ser el caso de las pequeñas intrusiones de dioritas, a veces porfídicas del río Frio; están completamente anfibolitizadas y han sufrido un estiramiento muy importante, que se traduce en una fábrica plano-linear muy penetrativa. Hay otras dioritas en esta zona que no están deformadas, o sólo lo están en sus bordes (VILLASECA, 1983).

Los niveles carbonatados aparecen en forma de lentejones con bastante continuidad lateral. Su potencia es muy variable llegando a un máximo de unos 30 metros. Esta disposición se debe producir como consecuencia del fuerte estiramiento y del cizallamiento que tuvo lugar en las bandas miloníticas. Las asociaciones minerales son semejantes a las de otras calizas cristalinas de las zonas profundas de Sistema Central. Incluyen forsterita, diopsido, clinohumitas, flogopita etc. y son típicas de un metamorfismo de alto grado que afectó a unas dolomías impuras ricas en sílice (WINKLER, 1978).

En algunos tramos de las bandas de cizalla aparecen unos niveles esquistosos que alternan con bancos de neises glandulares. Estos niveles llegan a alcanzar potencias de varios metros y tienen bastante continuidad lateral. Son rocas de grano

muy fino en las que destacan numerosos clastos de granate; a veces tienen un bandeado milonítico, pero más a menudo se tratan de auténticas ultramilonitas en las que las estructuras de flujo sólo son visibles con el microscopio. En lámina delgada de una ultramilonita se distinguen los porfidoclastos de granate rodeados por una matriz cuarzo-sericítica de grano muy fino; los cuarzos alargados «en rubans». Las milonitas se ven con un tamaño de grano más grueso; la matriz formada por cuarzo, feldespatos, biotita, pennina y sericita rodea a porfiroclastos de granate y de feldespatos potásicos peritéticos que han resistido, y que se encuentran recristalizados en los bordes y en las sombras de presión; los cuarzos están recristalizados en «plattenquartz» muy largos; los granates están triturados y sus fragmentos alineados según planos de movimiento.

Los neises glandulares de esta alternancia son distintos que los descritos anteriormente. Su matriz es mucho más abundante, muy sericítica y mucho más rica en granates; sus megacristales de feldespato son, en general de menor tamaño, están muy irregularmente repartidos y su concentración varía incluso de un lugar a otro dentro de un mismo nivel; el paso a los niveles esquistosos se realiza, a veces, gradualmente por un aumento de la deformación y, a veces, bruscamente.

El hecho de que estos niveles aparezcan siempre junto a las rocas carbonatadas, que tengan una composición distinta de la de los ortoneises y por su continuidad y potencia, así como por el aspecto tan diferente de las rocas miloníticas y ultramiloníticas que aparecen en esta alternancia comparándolas con las que encontramos entre los ortoneises, nos hace pensar en un origen sedimentario para estos materiales. Los tramos con megacristales de feldespato pueden provenir de la erosión de los ortoneises, lo que explicaría su heterogeneidad. No obstante, no se excluye que puedan tener un origen volcánico.

La deformación de los ortoneises en las bandas de cizalla ha dado lugar a rocas de la serie de las milonitas, según la clasificación de SIBSON (1977), es decir, rocas con cohesión primaria, estructuras de flujo y predominio de la reducción tectónica del tamaño del grano de la matriz sobre el crecimiento por recristalización o neomineralización; este autor reserva el término blastomilonita sólo para aquellos tipos con un crecimiento pronunciado del tamaño de grano. Para otros autores, como HIGGINS (1971) las rocas de esta parte serían blastomilonitas, ya que los procesos de recristalización y blastesis de nuevos minerales están muy generalizados. En este trabajo hemos preferido la clasificación de SIBSON (1977) porque nos permite distinguir entre milonitas y ultramilonitas según la proporción de matriz en la roca, independientemente de su grado de recristalización, mientras se observe una reducción del tamaño del grano.

Los tipos miloníticos son los más abundantes. Macroscópicamente se trata de rocas con una fábrica plano-linear muy acentuada, donde los feldespatos destacan

en una matriz que constituye más del 50% de la roca. La mayor parte de las glándulas están estiradas formando unas colas feldespáticas muy características (foto 1). Otras son redondeadas, sin ningún estiramiento y muchas veces presentan signos de haber rotado. En lámina delgada se observan texturas en mortero con recristalización de albita y feldespato potásico en los bordes de las glándulas. Cuando la deformación de la glándula es mayor ésta recristaliza totalmente y se destaca de la matriz por su tamaño de grano mayor (superior a 0,5 mm.) La matriz es granolepidoblástica de grano fino, entre 0,1 y 0,2 mm., aunque hay cuarzos «en rubans» de mayor tamaño. La biotita está orientada según la foliación milonítica; frecuentemente se ha transformado en pennita.

Las ultramilonitas se presentan como niveles oscuros de poca potencia y poca continuidad lateral intercaladas en las milonitas. Se caracterizan por una matriz oscura, muy homogénea, que constituye más del 90% de la roca y donde se conservan algunos feldespatos redondeados de hasta 3 ó 4 cm. de diámetro. La asociación mineral es la misma que en los neises miloníticos, pero aquí la biotita y la plagioclasa son más abundantes, mientras que el feldespato potásico es escaso, hasta el punto de que en algunas láminas delgadas ni siquiera aparece. En cambio se ven pequeños porfiroblastos recristalizados en albita mirmequítica y cuarzo en gotas. Estos cambios mineralógicos parecen relacionados con la deformación. Deben ser similares a los cambios descritos por HAMNER (1982) en los feldespatos de granitos deformados.

TECTÓNICA

En los materiales metamórficos que afloran en esta región hemos encontrado criterios para reconocer tres fases principales de deformación hercínicas, correlacionables con las deducidas en otros sectores del Sistema Central (CAPOTE et al., 1977; FERNÁNDEZ CASALS, 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981).

Primera fase

La primera fase desarrolla una foliación, ampliamente representada, que rodea a las glándulas dejando sombras de presión de cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico. Está definida por una alternancia de planos, donde se concentra la biotita, y de bandas claras de cristales de la matriz, más o menos orientados, de cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico. También los megacristales suelen estar orientados según estos planos y, en la mayor parte de la zona, se ven algo estirados y con los bordes granulados. No se reconocen estructuras mayores ligadas a esta fase.

Segunda fase

La segunda fase de deformación es muy heterogénea. Afecta a toda la zona, pero se desarrolla con más intensidad a lo largo de las bandas o corredores de cizalla donde las rocas adquieren caracteres miloníticos.

En los neises glandulares, fuera de estas bandas, la deformación ligada a esta fase es poco importante y se limita a apretar algo más la S_1 . A medida que nos aproximamos a las bandas miloníticas se va acentuando el estiramiento de las glándulas de feldespatos potásico hasta que llegan a tener las características formas acintadas que aparecen en los neises miloníticos. Cuando la deformación aumenta aún más, se desarrolla una foliación milonítica. La S_2 está bien representada sólo en estas zonas y está definida por este estiramiento tan fuerte de los feldespatos y por las estructuras de flujo de las milonitas y de las ultramilonitas que produce.

En ningún sitio se observa que la S_2 corte a la foliación regional, sino que parece que hay un paso gradual de la una a la otra. Esto nos hace pensar en un proceso de deformación continuo que terminaría con el desarrollo de bandas de cizalla dúctil.

En las bandas miloníticas hemos encontrado pliegues intrafoliares de segunda fase. Sus tamaños oscilan desde pocos milímetros a un metro aproximadamente (foto 2). Son pliegues similares con charnela muy aguda y flancos muy largos que tienden a ser isoclinales y a disponerse paralelos a la foliación milonítica. Con frecuencia se ven planos de cizalla que rompen la continuidad de los flancos de estos pliegues. El tipo de fábrica que presentan los materiales en las bandas miloníticas es plano-linear con una lineación de estiramiento muy marcada que, en general, se hunde hacia el SE en toda la zona.

Tercera fase

La tercera fase es muy importante en toda esta zona y es la responsable de los pliegues cartografiados. Se han reconocido pliegues a todas las escalas, que afectan tanto a la S_1 como a las bandas miloníticas.

Por toda la zona se pueden ver micropliegues que afectan a la foliación regional, aunque son más visibles en aquellas partes próximas a las bandas de cizalla donde la S_1 , apretada por la segunda fase, es más penetrativa. Se trata de pliegues asimétricos con una geometría variable entre pliegues muy apretados, casi isoclinales, y pliegues muy abiertos. Sus planos axiales tienen una dirección aproximada entre N-150°-E y N-170°-E con buzamientos de 70° al E a verticales. Sus ejes tienen una inmersión al S de unos 45° de media.

Igualmente se observan pliegues de la S_2 en los neises miloníticos. Así, son frecuentes, sobre todo en zonas de charnela de pliegues mayores, los feldespatos

acintados, estirados durante la segunda fase, y que ahora están crenulados (foto 3). A una escala algo mayor, de orden métrico, también se ven pliegues desarrollados durante esta fase que doblan niveles de milonitas y de ultramilonitas (foto 4).

Las macroestructuras de tercera fase se reconocen por los cambios de dirección de la S_1 y de las bandas miloníticas, reflejados en la cartografía (Fig. 1). Usando como criterios la asimetría de los micropliegues y teniendo en cuenta que sus ejes se hunden hacia el S, se deducen, para este sector, una antiforma mayor cuyo cierre se localiza en la zona del río Frio, al S de Revenga, y varios pliegues más, hacia el W, representados en el corte geológico (Fig. 2). La dirección de esta macroestructura es N-160°-E y su plano axial buza fuertemente hacia el W.

Hacia el E aparecen de nuevo dos niveles de neises con un bandeo muy fino de origen tectónico. Proponemos la posibilidad de que sean las mismas bandas de milonitas del S de Segovia que reaparecen después de describir una sinforma. Apoyan esta posibilidad la asimetría de los pliegues en la banda más próxima a Segovia, y la presencia de niveles carbonatados en la banda que aflora al N de San Cristóbal y que podría tratarse de la misma banda con mármoles del S de Segovia.

La S_3 generalmente es una crenulación; sin embargo a veces hemos observado que se desarrolla como una verdadera foliación, de aspecto similar a la S_1 , paralela a los planos axiales de los pliegues de tercera fase; en estos casos sólo en algunas charnelas se conservan restos de la $S_1 + S_2$ crenulada.

CONCLUSIONES

Al S de Segovia las deformaciones hercínicas que se reconocen pueden atribuirse a tres fases principales de deformación.

La primera da lugar a una S_1 regional, pero no se reconocen estructuras mayores relacionadas con ella.

La segunda fase de intensidad variable, origina zonas de cizalla dúctiles subhorizontales, de zonas profundas, a lo largo de las cuales se desarrollan rocas con características miloníticas.

Estas zonas de cizalla podrían representar cabalgamientos profundos de los materiales néisicos que explicarían la superposición de los neises glandulares, probablemente antiguos granitoides, sobre rocas sedimentarias (mármoles y neises pelíticos) que reposan a su vez sobre otros neises similares.

La tercera fase de plegamiento verticaliza las zonas de cizalla originadas durante la segunda fase, y da lugar a pliegues de dirección N-160°-E y prácticamente subverticales. Genera una S_3 de crenulación, aunque localmente puede dar lugar a una foliación.

BIBLIOGRAFIA

- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VILLASECA, C. (1981): «Caracteres generales del cinturón hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español». Libro guía de la excursión geológica, VIII Reunión sobre geología. del W Peninsular, 7-48. Madrid.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977): «El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central». Bol. Geol. Min. 88, 517-520.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976): «Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sierra Central, España)». Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid.
- FERNANDEZ CASALS, M.S. (1979): «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)» Est. Geol., 35.
- FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1979): «Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra del Guadarrama». Est. Geol., 35, 285-290.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): «Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)». Tesis. Univ. Salamanca.
- HAMNER, S.K. (1982): «Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite». J. Struct. Geol. 4, 197-203.
- HIGGINS, M.W. (1971): «Cataclastic rocks». Prof. Pap. US. Geol. Surv. 687.
- NAVIDAD, M. (1978): «Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores nord-occidental y central del Macizo Ibérico». Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- NAVIDAD, M. (1979): «Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental)». Est. Geol. 35, 31-48.
- NAVIDAD, M. y LÓPEZ RAMOS, C. (1981): «Los ortoneises de «El Vellón-Pedrezuela» (Sistema Central Español)». Est. Geol. 37.
- PEINADO, M. (1973): «Evolución metamórfica en el macizo de El Escorial-Villa del Prado. Sistema Central Español.» Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- RUBIO, J.I. y VILLASECA, C. (1981): «Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central). Cuad. Lab. Xeo. Laxe. N° 2.
- SIBSON, R.H. (1977): «Fault rocks and fault mechanism». J.L. Geol. Soc. London. Vol. 133, 191-213.
- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982): «Caracterización de neises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y del estado estructural del feldespato potásico». Bol. Geol. Min. 93, 68-78.
- VILLASECA, C. (1983): «Evolución metamórfica del sector centroseptentrional de la Sierra del Guadarrama». Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- WINKLER, H.G.F. (1978): «Petrogénesis de rocas metamórficas». Ed. Blume. Madrid.

COLOQUIO

C. CASQUET: ¿Los gneises (ortogneises) tipo Morcuera son los precursores de los gneises glandulares féficos?. De no serlo, pregunto si están también afectados, o no, por las bandas miloníticas.

J. MACAYA: Considero muy probable que esos ortogneises sean los precursores de los gneises glandulares féficos; esto es, que provengan de su erosión. Sin embargo, no descarto la posibilidad de que tengan un origen volcánico. En la zona que yo he estudiado no encuentro gneises glandulares de ese tipo.

JIMENEZ ONTIVEROS: ¿Existen fenómenos de retrometamorfismo y recristalización en las rocas carbonatadas cizalladas?

J. MACAYA: Si; hasta el punto de que al microscopio no se ve ninguna textura milonítica.

JIMENEZ ONTIVEROS: Los pliegues intrafoliares son todos de F_3 o puede haber alguno producido por el cizallamiento?

J. MACAYA: Todos los pliegues intrafoliares que hemos estudiado son de F_2 .

C. CASQUET: Las bandas miloníticas coinciden con el que hasta ahora se ha venido considerando techo de la Serie Heterogénea Féfica volcano-sedimentaria y con abundantes mármoles, paraanfibolitas, cuarcitas negras, etc. En base a qué criterios, y sin detrimento de la deformación, se descarta esta posibilidad reemplazándola por la banda milonítica?

J. MACAYA: Las bandas de cizalla creo que afectan a la Serie Féfica Heterogénea, pero no siempre coinciden con ella, y por supuesto no todas las veces que la encontramos tiene que tratarse necesariamente de una banda milonítica.

J.M. FUSTER CASAS: ¿Qué criterios se han utilizado para interpretar las bandas leucocráticas intercaladas en los gneises glandulares como diques?

J. MACAYA: De las posibilidades que hay en la bibliografía sobre el origen de estos niveles he escogido este porque me parece el más apropiado para explicar su presencia en rocas que, de acuerdo con otros autores (VILLASECA, 1983) son granitoides.