

FENOMENOS DE CIZALLA EN LOS GRANITOIDES DE LA SIERRA DE SAN VICENTE (SIERRA DE GREDOS)

DOBLAS, M. *

CAPOTE, R. *

CASQUET, C. **

RESUMEN.— Al Este del afloramiento metamórfico de San Vicente se encuentran unos granitoides que presentan fenómenos de cizalla dúctil, pudiéndose definir dos zonas de deformación:

- Una banda NW-SE, al Norte, de cizalla sinistral.
- Una zona, al Sur y en el centro, de cizalla distensiva.

Estos granitoides presentan una foliación (planos S), dos foliaciones-particiones (planos C_1 y C_2) y unas bandas miloníticas negras.

SUMMARY.— At the east of the metamorphic outcrop of San Vicente, some granitoids with shear deformations are found. We define two zones of deformation:

- A NW-SE band of sinistral shearing, at the N.
- A large zone of distensive shearing, at the centre and S.

These granitoids show a foliation (S planes), two foliations-partitions (C_1 and C_2 planes) and some black mylonitic zones.

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Univ. Complutense de Madrid.

** Departamento de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense de Madrid.

I. INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es adelantar alguno de los resultados y problemas planteados en la tesis de licenciatura, actualmente en curso, de uno de nosotros (M.D.).

Se investigan los procesos de cizalla dúctil sufridos por unos granitoides hercinianos de la Sierra de Gredos, que afloran al Este del macizo metamórfico de la Sierra de San Vicente, en un área que pertenece al Bloque del Piélagos. Este área

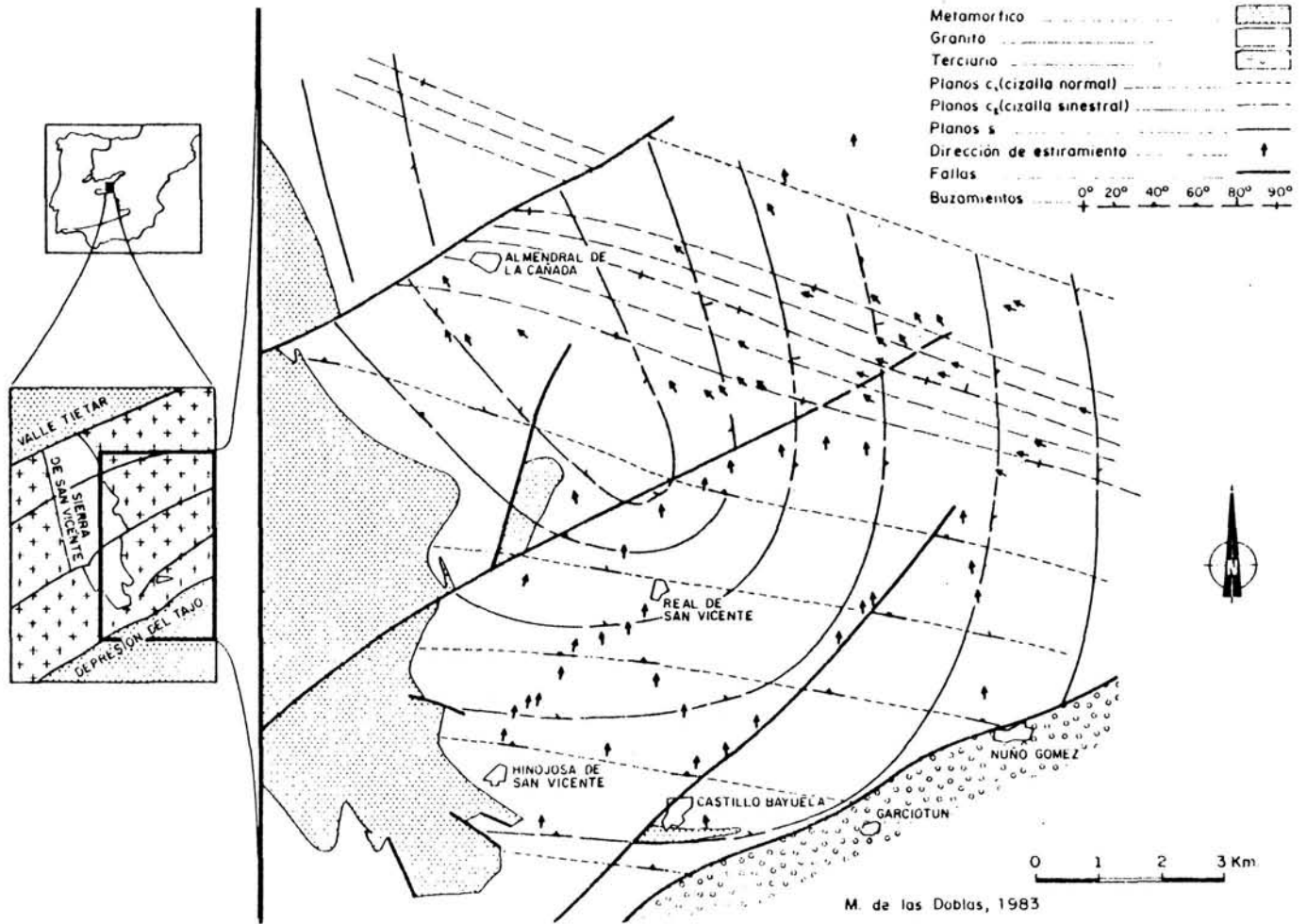


Figura 1. Mapa estructural de las deformaciones presentes en los granitoides de la Sierra de San Vicente.

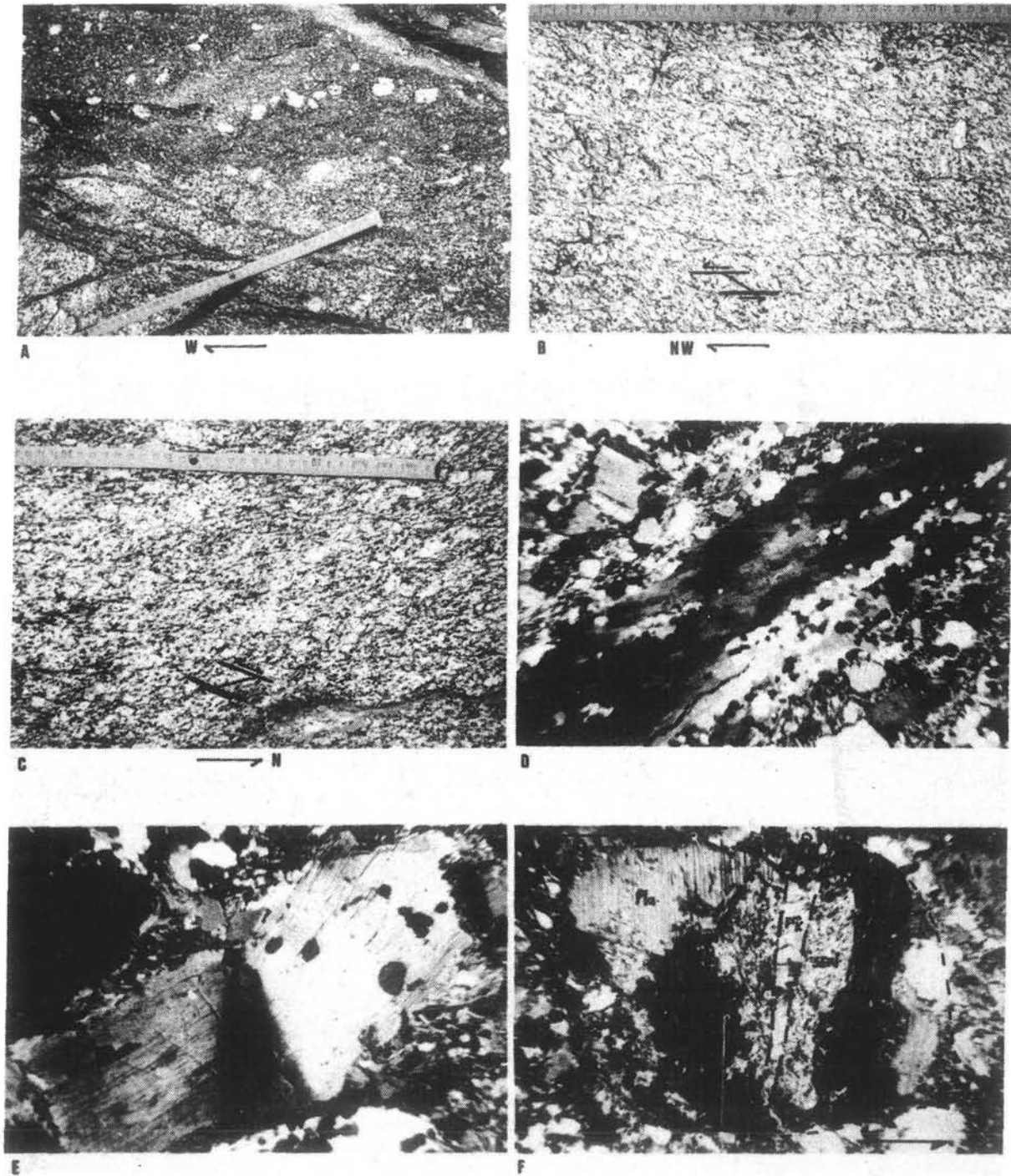


Figura 2. a) Banda negra en contacto con granito C/S (afloramiento vertical).
 b) Cizalla sinestra C_2 (afloramiento horizontal). Nótese la deformación sigmoide de los planos S indicando el sentido del movimiento (C_2 paralelo al borde de la foto y S oblicuo).
 c) Cizalla normal C_1 (afloramiento vertical). S, subparalelo al borde de la foto y C_1 oblicuo.
 d) Cinta de cuarzo con extinción ondulante en el centro, indicando la componente sinistral del movimiento local; bordes en mosaico. x40, L.P.
 e) Biotita con deformación por «bending» y «kinking» (x40, L.P.).
 f) Plagioclasa con sombras de presión asimétricas indicando movimiento sinistral; grieta central rellena por feldespato potásico y sericita alrededor (x40, L.P.).

forma parte, desde el punto de vista tectónico, del Complejo estructural de Gredos (CAPOTE et. al., 1982).

Se trata de adamellitas biotíticas que localmente, en las proximidades del contacto con el metamórfico, contienen cordierita y sillimanita. En menor proporción se encuentran leucogranitos de dos micas (CASQUET, 1975) y todo el conjunto intruye en una serie metamórfica formada por metasedimentos y meta-vulcanitas preordovícicas que, junto con algunos ortogneises, constituyen el ya mencionado macizo de la Sierra de San Vicente (Figura 1).

Resalta en los granitoides la existencia de una fábrica plano-lineal (planos S) muy bien desarrollada en todo el área; sobre esta fábrica se superponen dos familias de planos de cizalla (planos C_1 y C_2) de espaciado variable, entre los cuales aparecen los planos S con geometría sigmoide. Localmente se encuentran unas bandas de rocas negras milonítico-cataclásticas que se relacionan con los procesos de cizalla que originaron los planos C y S o con fallas posteriores.

II. LOS PLANOS S

Constituyen una única foliación plano-lineal muy penetrativa originada por deformación dúctil. Su formación conlleva una reducción del tamaño de grano de la roca, con redistribución de los minerales en finas bandas de estructura milonítica. Muestran espaciado milimétrico muy regular, incurvándose alrededor de porfiroblastos rígidos, de tal manera que la roca adquiere un aspecto «microaugen».

Al microscopio se observa que el cuarzo presenta textura en cintas (Figura 2d), con grados de recristalización muy variables, indicando deformación dúctil. En las plagioclasas, por el contrario, la deformación es frágil, con grietas de tracción y sombras de presión asimétricas (Figura 2f). El feldespato potásico aparece microclinizado en porfiroblastos o rellenando, junto con biotita y cuarzo, las grietas de las plagioclasas. Las placas primarias de la biotita muestran «bending» y «kinking» (Figura 2e) y en los bordes aparecen transformadas a una nueva generación de pajuelas de biotita de pequeño tamaño que tienden a concentrarse en planos junto con los minerales más frágiles (feldespatos).

Los planos S presentan en general gran continuidad lateral y se encuentran en toda la zona, ya sea acompañados por planos C o sin que se de esta última estructura. Cuando existen planos C, los planos S dan estructura sigmoide que permite reconocer el sentido del movimiento en aquellos (Figura 2b).

Sobre los planos S se observa siempre una lineación de estiramiento muy marcada, según la cual se orientan los feldespatos y sus sombras de presión.

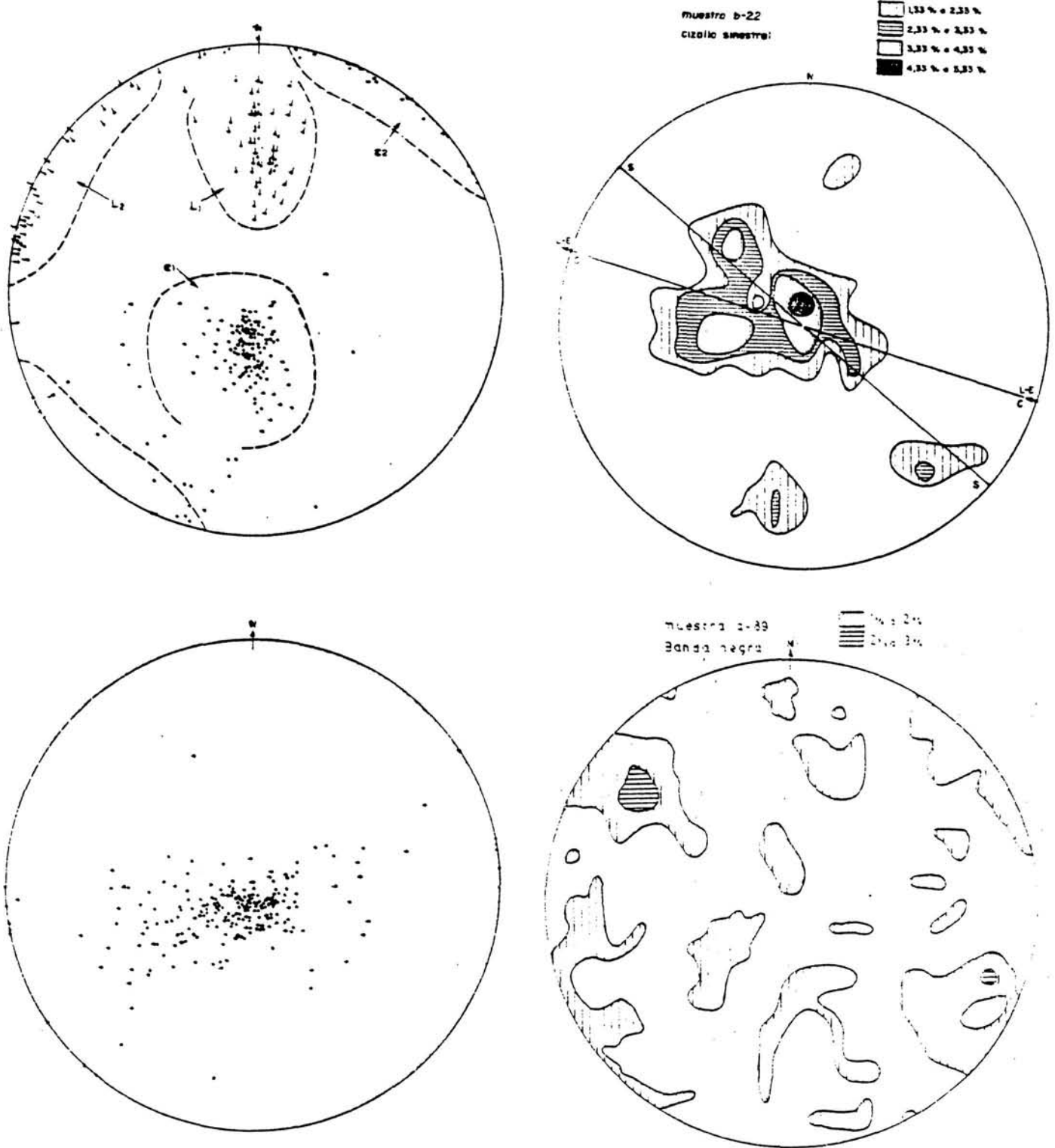


Figura 3. a) Polos de los planos C_1 y C_2 y sus lineaciones de estiramiento L_1 y L_2 . Explicación en el texto.
 b) Polos de los planos S formando una corona incompleta.
 c) Orientación de ejes ópticos de cuarzo en la zona de cizalla sinestral. Los ejes se concentran en la intersección de los planos S y C_2 .
 d) Orientación de los ejes ópticos de cuarzo en una muestra de las bandas negras, con distribución irregular.

La orientación de estos planos S cambia regularmente en toda la zona, describiendo una geometría groseramente elíptica (Figura 1), con eje NW-SE, subparalelo al del afloramiento metamórfico situado a occidente, si bien en la parte sur, en las inmediaciones de Hinojosa de San Vicente, se orientan transversalmente al contacto. El buzamiento cambia alrededor de dicho eje, predominando sentidos de buzamiento al Norte y NE (Figura 3b).

III. LOS PLANOS C_1

Predominan en el centro y sur del área estudiada. Constituyen una estructura planar menos penetrativa que S, con un espaciado y una continuidad lateral muy variables. El espacio es normalmente centimétrico, pero puede llegar a ser métrico. En cuanto a la continuidad, se encuentran planos C_1 que atraviesan todo un afloramiento, mientras que en otras ocasiones se siguen únicamente unos centímetros. Al microscopio se observa que a lo largo de estos planos el tamaño de grano ha disminuido y que hay concentración de minerales oscuros. Una lineación muy marcada, con «slickenside striations» y escalones acompaña a los planos C_1 .

Resulta clara la interpretación de estas estructuras como planos de deslizamiento ligados a un proceso de cizalla simple dúctil.

A diferencia de los planos S estos planos C_1 mantienen en todo el área una orientación prácticamente constante, con dirección WNW-ESE y buzamiento tendido al Norte (Figuras 1 y 3a). La orientación de las lineaciones y estrias, según el buzamiento, y el sentido del deslizamiento definido mediante los escalones sobre los planos C_1 y la geometría sigmoide de los planos S, indican que el movimiento es de tipo normal, correspondiendo a un régimen distensivo. Es de resaltar que los planos C_1 se disponen transversalmente al contacto de los granitoides con las rocas metamórficas encajantes (Figura 1), en las cuales se encuentra una crenulación con la misma orientación.

IV. LOS PLANOS C_2

Se localizan en una estrecha banda de 1,5 Kms. de anchura y dirección WNW-ESE situada en la parte norte de la zona estudiada. Macro y microscópicamente presenta las mismas características de los planos C_1 (Figura 2b) y como

ellos corresponden a planos de deslizamiento desarrollados durante la deformación milonítica de los granitoides mediante cizalla simple. Los diagramas de orientación de ejes c de cuarzo refuerzan esta idea, pues dan una fábrica del mismo tipo de las que se encuentran en rocas miloníticas. La única diferencia entre planos C_1 y C_2 radica en su orientación, pues los C_2 llevan dirección WNW-ESE y buzamiento vertical, mientras que las lineaciones se disponen horizontales (Figuras 1 y 3a). El sentido del deslizamiento, determinado también mediante los escalones y las estructuras sigmoides, es sinistral. Contrasta pues esta cizalla dúctil, asociada a desgarre, con la definida por los planos C_1 . Estas últimas y sus lineaciones asociadas cambian progresivamente de orientación en las proximidades de la banda de desgarre, adaptándose a la disposición de C_2 .

V. LAS BANDAS NEGRAS

Se trata de unas rocas oscuras caracterizadas por una intensa deformación que ha destruido totalmente la fábrica original del granitoide (Figura 2a). Se observan únicamente a escala local dentro del granito deformado, con anchura y continuidad variables entre microscópicas a métricas. Se pueden distinguir varios tipos de bandas negras, unas paralelas a los planos S , visibles pocas veces, otras paralelas a los planos C , que constituyen el caso más frecuente, y finalmente otras discordantes con ambos.

Estas rocas están compuestas por porfiroclastos de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzos acintados, englobados en una matriz muy fina rica en biotita. Existen dos tipos de rocas oscuras según la fábrica, tipos miloníticos y tipos cataclásticos. En los tipos *miloníticos* la fábrica es plano-linear o acentuadamente linear. El cuarzo muestra texturas diferentes, unas veces en mortero, con núcleo monocristalino, extinción ondulante o poligonización y bordes policristalinos recristalizados; otras veces en forma de «cintas» policristalinas recristalizadas que definen una lineación muy acusada. La plagioclasa, al igual que en los granitoides miloníticos, muestra espectaculares sombras de presión asimétricas y grietas de tracción (Figura 2f), que junto con micropliegues en las cintas de cuarzo permiten deducir el sentido del movimiento. En los tipos *cataclásticos* la fábrica se caracteriza por la falta de orientación.

Los diagramas de fábrica en cuarzos de las bandas negras dan una disposición caótica, la cual refleja la destrucción de la fábrica original y un cambio en los mecanismos de deformación (Figura 3d).

Macroscópicamente las bandas negras parecen corresponder a zonas de mayor

deformación, a veces relacionadas espacialmente con macroenclaves, fallas frágiles o contactos con el metamórfico.

VI. CRONOLOGIA Y CONDICIONES DE LA DEFORMACION

En función de la presencia de una o varias de las estructuras descritas (planos S, planos C y bandas negras) los granitoides del área estudiada pueden dividirse en granitos C/S (mayoritarios); granitos S (menos frecuentes); granitos C (minoritarios) y granitos C/S con bandas negras (también minoritarios). En los granitos C/S se ha observado ocasionalmente la presencia de filoncillos pegmáticos paralelos u oblicuos a S y cortados claramente por C. Por otra parte el trazado de las dos estructuras a escala cartográfica muestra una clara independencia. En consecuencia, parece deducirse que ambas estructuras son independientes y diacrónicas, siendo S anterior a C. Las relaciones entre C_1 y C_2 , con adaptación progresiva de los planos C_1 a la orientación de C_2 en la banda de desgarre sinistral, indican que C_2 es posterior a C_1 .

Se han observado un conjunto de transformaciones minerales comunes a todas estas rocas tales como: reemplazamientos por feldespato potásico acompañados por una aureola de sericita en grietas y sombras de presión en las plagioclasas (Figura 2f); reemplazamiento en los bordes del feldespato potásico microclinizado por ribetes de mirmequitas; transformación de biotita I primaria a pajuelas de biotita II o a moscovita con liberación de opacos y rutilo; cloritización de biotitas en relación con planos C_2 y en grietas de plagioclasa. El conjunto de transformaciones minerales y las texturas asociadas a las diferentes estructuras descritas permiten apreciar un carácter progresivamente menos dúctil de la deformación en la secuencia Planos S - Planos C_1 - Planos C_2 - Bandas negras.

Es prematuro por el momento establecer condiciones P/T para la deformación milonítica de estos granitoides. Respecto a las estructuras S y C_1 no se tienen todavía datos que permitan acotar más las condiciones dentro del ancho margen que va desde el comienzo de la deformación plástica del cuarzo a 250-350°C (WATTS & WILLIAMS, 1980) y el solidus de la adamellita (675°C). Tampoco se ha estimado el valor de la presión de fluidos, si bien cabe pensar que haya habido variaciones en la misma tanto en el tiempo como en el espacio, tal como indican varias observaciones (cloritización de biotita en los C_2 y grietas de las plagioclasas, etc.).

VII. INTERPRETACION DE LAS ESTRUCTURAS OBSERVADAS

El origen de las estructuras S y C en rocas granitoides ha sido discutido por diversos autores, planteándose la duda de si su génesis es tectónica o magmática (VERNON et. al., 1983). Estructuras de este tipo son interpretadas unas veces como magmáticas o tardimagmáticas y desarrolladas en los bordes de los plutones asimétricos y tendidos (BOUCHEZ et. al., 1981; LOPEZ PLAZA y CORRETGE, 1981; LOPEZ PLAZA, 1980), y en otras ocasiones como de origen tectónico en relación con bandas verticales de desgarre (BERTHE et. al, 1979; IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1980; LAGARDE y CHOUKROUNE, 1982; JEGOUZO, 1980).

Los granitos más próximos al área estudiada en los que se describen estructuras de este tipo son los de la región de Salamanca (LOPEZ PLAZA, 1980; LOPEZ PLAZA y CORRETGE, 1981) y en ellos los planos C se han interpretado como debidos a cizalla dúctil desarrollada en las fases finales del emplazamiento de los plutones como consecuencia de la inyección forzada. En la región por nosotros estudiada cada familia de estructuras presenta una problemática diferente.

a) *Origen de los planos S.*

El paralelismo entre los contactos con el macizo metamórfico y el trazado elíptico de los planos S (Figura 1) sugieren una deformación debida a empuje ascensional del plutón granítico desde el Norte actuando sobre su propio borde, ya cristalizado pero a alta temperatura. Corresponderían así los planos S a una cizalla o un aplastamiento que podría relacionarse con una fase de deformación tardía (Fase 3) responsable de estructuras de plano axial vertical. En este sentido CASQUET (1975) describe apófisis de granito, plegadas por dicha fase en el sur de la zona.

b) *Origen de los planos C₁.*

Son posibles aquí dos orígenes, uno ligado al emplazamiento del granito y otro puramente tectónico. Ambos determinarían un régimen distensivo en la dirección NNE-SSW con hundimiento del lado Norte. A diferencia de la que ocurre en los granitos salmantinos, en el área estudiada los plano de cizalla C₁ no se orientan paralelos al borde del plutón, sino que lo cortan y penetran en el metamórfico como una crenulación tardía. Por otra parte, los planos C₁ muestran una cierta independencia de los planos S sobre los que se superponen, con una etapa intermedia de inyección de diques pegmatíticos. Ello nos hace considerar

como más probable para esta región un origen por cizalla simple asociada a una etapa tectónica de importante distensión regional NNE-SSW iniciada al terminar el emplazamiento de los granitoides, si bien no descartamos que a la vista de nuevos datos en un área mayor pueda apoyarse ligado al propio emplazamiento. Esta importante distensión regional es en nuestra opinión la misma que dio lugar a la Banda Milonítica de Toledo (APARICIO, 1973), la cual se muestra como un accidente distensivo con bloque hundido al Sur y buzamiento del plano disminuyendo en profundidad (SANTA TERESA et. al., 1983). Todo parece indicar que en la zona actualmente ocupada por la Cuenca del Tajo existía un bloque elevado cuyos límites serían ambas zonas de cizalla dúctil.

c) *Origen de los Planos C₂.*

La distribución espacial de esta estructura y su orientación indican un cambio drástico en el plan de movimiento, consistente en un desgarre dúctil de dirección NW-SE y sentido sinistral. Este sentido de desplazamiento es compatible con la primera etapa de desgarres descrita por UBANELL (1976) y, por lo tanto, anterior a los desgarres tardihercínicos de ARTHAUD y MATTE (1975), en los que las fallas NW-SE dan sentidos dextrales. Es de notar que el eje X de la deformación coincide con el de la anterior etapa C₁.

d) *Origen de las bandas negras.*

Las bandas negras representan áreas de geometría variable en las que la deformación, intensa, puede ser casi enteramente frágil en ocasiones. Se desarrollan en un vasto periodo de tiempo, unas veces como exageración de la deformación en planos C y muy escasamente en planos S, activados durante las cizallas posteriores, y en otras ocasiones desarrollados por cizalla alrededor de macroenclaves o en ramificaciones de fallas. La geometría irregular y la fábrica caótica de la roca sugieren, para algunos casos, un origen por recristalización de antiguas pseudo-taquilitas (SIBSON, 1980).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las sugerencias y ayuda prestada por J.L. Hernández Enrile, A.G. Ubanell, I. Santateresa, J. Rubio y M.J. Fernández Casals, así como la ayuda en campo de V. Mahecha y A. Pieren. De igual modo agradecen la labor fotográfica y de preparación de muestras de J. Sánchez Corral y la delineación de J.M. Angulo.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGUE, A. (1971). Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. *Est. Geol.*, XXVII; 369-414.
- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du S/W de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. et JÉGOUZO, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone. *Jour. Struc. Geol.*, 1(1): 31-42.
- BOUCHEZ, J.L.; GUILLET, P. et CHEVALIER, F. (1981). Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique; France). *Bull. Soc. Geol. Fran.*, 7, XXIII(4): 387-399.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectono-metamórfica. *Rev. R. Acad. Cien. Ex. Fis. Nat.*, LXXVI(2): 313-331.
- CASQUET, C. (1975). Metamorfismo plurifacial hercínico de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). *Est. Geol.*, XXXI: 217-239.
- CORRETGE, L.G. y MARTINEZ, F.J. (1978). Problemas sobre estructuras y emplazamiento de los granitoides: Aplicación a los batolitos hercínicos del centro/W de la Meseta Ibérica. *Geol. del N del Macizo Ibérico*, 27: 113-136.
- IGLESIAS, M.P. et CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian arc. *Jour. Struc. Geol.*, 2 (1/2): 63-67.
- JÉGOUZO, P. (1980). The south Armorican shear-zone. *Jour. Struc. Geol.*, 2, (1/2): 39-47.
- I AGARDE, J.L. et CHOUKROUNE, P. (1982). Cisaillement ductile et granitoides syntectoniques: L'exemple du massif hercynien des Jébilets. (Maroc). *Bul. Soc. Geol. Franc.*, 7, XXIV(2): 299-307.
- LOPEZ PLAZA, M. (1980). Comportamiento reológico, fuerza ascensional y deformación en el material granítico: Aplicación al plutón de Ledesma (Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, XCI-V: 649-660.
- LOPEZ PLAZA, M. y CORRETGE, L.G. (1981). Cizallas en relación con movimientos ascensionales en el domo de Tormes (Salamanca-España). *Mus. Lab. Mine. Geol. Fac. Cien. Porto*, CXI: 111-118.
- RAMSAY, J.G. (1980). Shear zones geometry: A review. *Jour. Struc. Geol.*, 2(1/2): 83-99.
- SANTA TERESA, I.; CAPOTE, R.; CARBO, A. y CASQUET, C. (1982). Avance de la geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. *Materiales y procesos geológicos*, 1, En Prensa.
- SIBSON, R.H. (1980). Transient discontinuities in ductile shear zones. *Jour. Struc. Geol.*, 2,(1/2): 165-173.
- UBANELL, A.G. (1976). Los diques aplíticos de Almorox (Navamorcuende - Sistema Central Español) en relación con los décrochements dextrales tardi-hercínicos. *Com. Serv. Geol. Por.*, 60: 53-68.
- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A. and D'ARCY, W.F. (1983). Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92: 123-145.
- WATTS, M.J. and WILLIAMS, G.D. (1980). Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Jour. Struc. Geol.*, 1, (4): 323-331.

COLOQUIO

MARTINEZ CATALAN: Las superficies S ¿Se encuentran en todo el macizo granítico o se limitan a zonas, bandas o facies?

M. DOBLAS: Se encuentran generalizadas en toda la zona, a diferencia de las superficies C que son menos penetrativas tanto a nivel regional como local.

MARTINEZ CATALAN: ¿Hay lineación mineral en las superficies S?

M. DOBLAS: Existe efectivamente una lineación mineral en los planos y tiene normalmente una dirección de N a NE en la zona de granito C₁/S aunque esta lineación es más constante que en los planos C. El aspecto de esta lineación es mucho más dúctil que el de los planos C.

M. NAVIDAD: Dado que existe una deformación progresiva en el Macizo definida por planos S, C y bandas negras; ¿Habeis podido determinar las condiciones de P-T de esa deformación progresiva?.

M. DOBLAS: La deformación que origina los planos S, los planos C y las bandas negras representan una evolución de dúctil a frágil. Para los granitos C₁/S la temperatura durante la deformación debe estar comprendida entre los 350°C y los 675°C.