



Significado de las estructuras tardías, «S-C», de la región de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español)

The significance of «S-C» structures found in the Berzosa-Honrubia region (Spanish Central System)

GONZALEZ CASADO, J. M.; CASQUET, C.

En el extremo oriental del Sistema Central Español, existen evidencias de un episodio tectónico fini-hercínico, que se manifiesta en el desarrollo de una banda de 1 a 2 Km de anchura, de dirección submeridiana y buzamiento al este en la que son frecuentes estructuras de tipo «S-C» dúctiles.

Esta banda probablemente extensional, se superpone a la estructura singular de segunda fase hercínica (D2), conocida como Zona de Cizalla de Berzosa (Z.C.B., CAPOTE, R. *et alers*, 1981; GONZALEZ CASADO, J. M., 1986), tradicionalmente interpretada como un cabalgamiento dúctil hacia el noroeste retrovertido por la fase de pliegues longitudinales D3.

La zona descrita coincide además espacialmente con una banda donde existen procesos hidrotermales tardíos, los cuales podrían relacionarse genéticamente con la estructura citada.

El probable episodio extensional descrito, puede relacionarse con la etapa de extensión regional generalizada que se desarrolla durante el final del ciclo hercínico en toda la cadena. Período este bien reflejado en muchos puntos del Sistema Central Español, en forma de importantes accidentes tectónicos extensionales, principalmente de dirección este-oeste y buzamiento norte o sur.

Palabras clave: Tectónica extensional, Sistema Central Español, Tardihercínico, metamorfismo, estructuras S-C.

In the east end of the Spanish Central System there are some evidence of a late-hercynian tectonic event. Field evidences includes the presence of «S» and «C» planes (composite planar fabrics), in a band of 1 or 2 Km of wide, with an east-west direction and dipping to the east.

This area has probable an extensional origin and has been superimposed to a structure related to the hercynian second phase (D2) know as the Berzosa Shear

Zone (B.S.Z., CAPOTE, R., *et alters*, 1981; GONZALEZ CASADO, J. M., 1986).

The B.S.Z. has been interpreted as a ductile thrust towards the north-west, backfolded by a phase of longitudinal folds D3.

The investigated region shows a spatial correlation with a band where there are some late hydrothermal processes, what could be genetically related with the studied structure.

Microstructural evidence are internally consistent with field observations. It appears that data are compatible with N-S oriented extensional detachment, dipping to the east, with an east-under-west sense of movement.

This event could be correlated with a period of regional extension found elsewhere in the Spanish Central System. Developed for all the belt during the end of the Hercynian cycle. This last event is well developed in several points of the Spanish Central System and can be seen as several E-W oriented detachment systems, dipping to the N and S (extensional tectonics).

Key words: Extensional tectonics, Spanish Central System, Late-Hercynian, metamorphism, S-C microstructures.

GONZALEZ CASADO, J. M.

(Universidad Autónoma de Madrid, Fac. de Ciencias, Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. C-VI. 28049 Madrid)

CASQUET, C.

(Universidad Complutense de Madrid. Fac. C. C. Geológicas. Dpto. de Petrología. 28040 Madrid)

INTRODUCCION

En el extremo oriental del Sistema Central Español (Región de Buitrago-Somosierra-Honrubia), se localiza un importante accidente tectónico dúctil, la Zona de Cizalla de Berzosa (ZCB) (GONZALEZ CASADO, J. M., 1986; CAPOTE, R. *et alters*, 1981; FERNANDEZ CASALS, M. J., 1979), cuyas características más notables son las siguientes:

— Discurre entre los macizos de Honrubia y la localidad de Berzosa del Lozoya, con un trazado norte-sur en la región de Buitrago-Somosierra y este-oeste en Honrubia (Fig. 1).

— Separa dos zonas del Macizo Hespérico; el Dominio del Olló de Sapo al este y la zona axial de la cadena (Zona Centro-Ibérica) (Fig. 1).

— La ZCB funcionó como un cabalgamiento dúctil que superpuso los materiales del oeste sobre los del este (dirección de transporte tectónico SW-NE), siendo posteriormente retrovergado por una etapa de «back-folding» (D3). La anchura de la zona de falla varía de 2 a 3 Km.

— El cabalgamiento fue sincrónico con el metamorfismo regional hercínico, produciendo durante su funcionamiento una significativa inversión metamórfica (CAPOTE, R. *et alters*, 1981; GONZALEZ CASADO, J. M., 1986).

Es sobre esta estructura dúctil de D2 y sobre esta región metamórfica, donde se desarrollan las estructuras planares «C», de carácter tardío y que se analizan seguidamente.

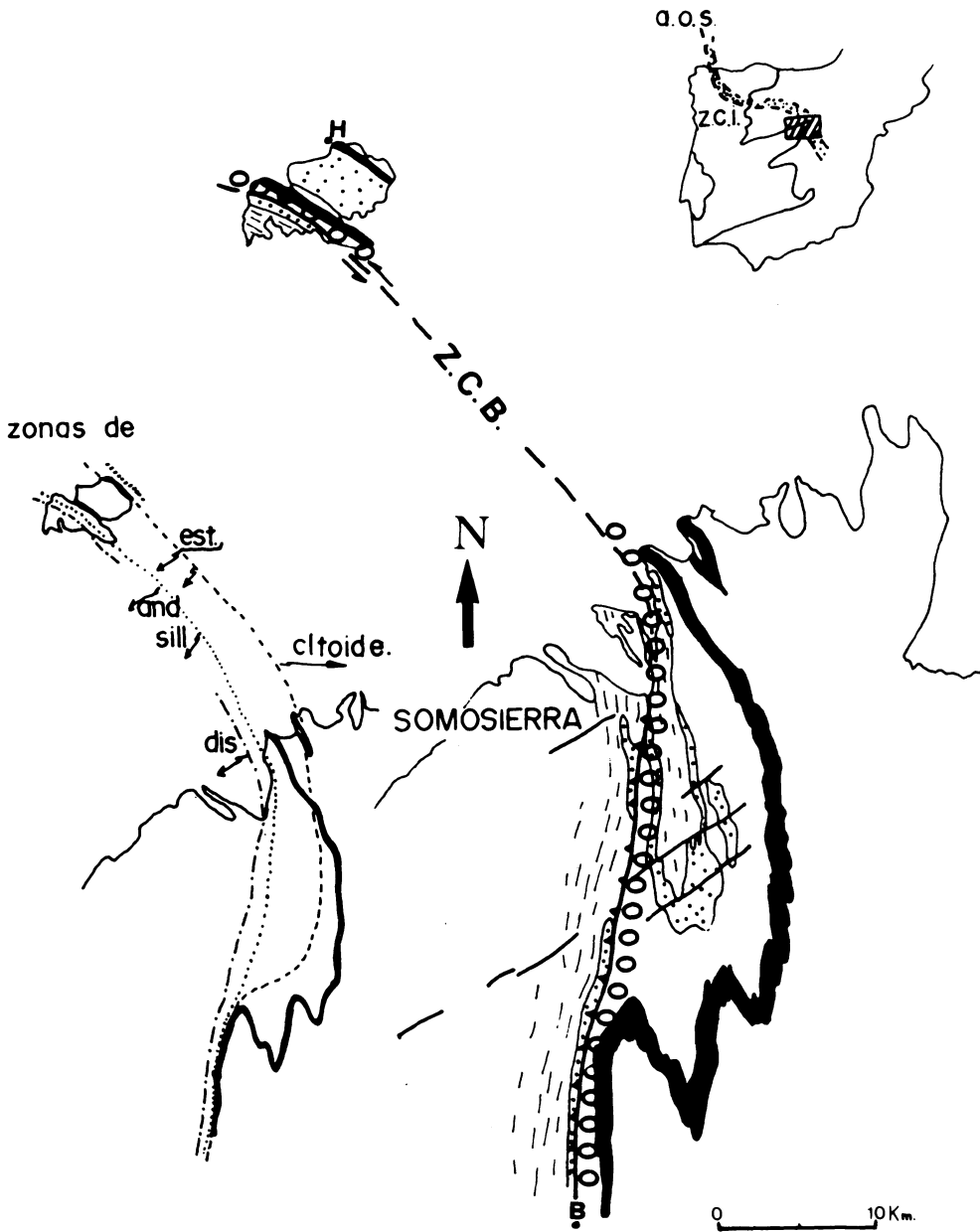


Fig. 1. A.O.S. = antiforma del Olo de Sapo. Z.C.I. = Zona Centro-Ibérica. Z.C.B. = Zona de Cizalla de Berzosa (sin-D2) = Honrubia. B = Berzosa. Los círculos abiertos marcan la zona de aparición de andalucita.

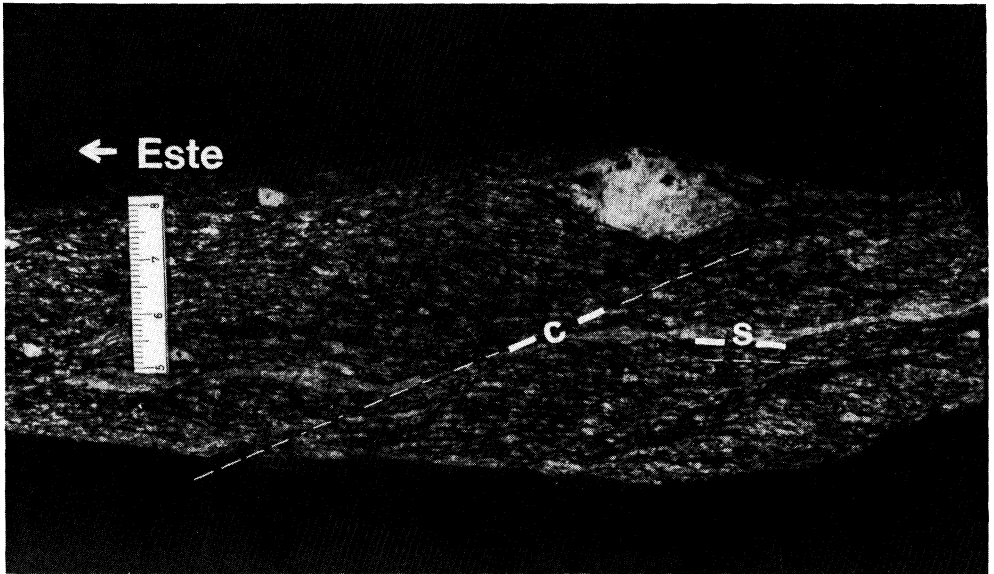


Foto 1. Estructuras S-C, en una muestra de gneis glandular (gneis Berzosa). S = esquistosidad S2. Se puede observar el desplazamiento de una vena de cuarzo por los planos C, de cizalla activa.

EVIDENCIAS MICROESTRUCTURALES

En la región citada (Fig. 1) se localiza una banda donde se observa un conjunto de estructuras menores, planos de cizalla activa («C»-planes) (Foto 1), más o menos penetrativos que definen con la esquistosidad de segunda fase S2 geometrías de tipo «S-C» (BERTHE, D. *et alters*, 1979) (Foto 1).

Si tomamos en consideración que el trazado cartográfico donde aparecen estructuras «S-C» discurre con dirección norte-sur en la región entre Somosierra y Berzosa (planos «C» con dirección aproximada N-S y buzamiento al este (Fig. 2), y con dirección Este-oeste en el macizo de Honrubia (planos «C», de dirección E-W, subverticales), se puede deducir de estas microestructuras que el movimiento es aparentemente normal en la región de Buitrago, es decir el bloque hundido relativo sería el situado al este (región de Hiendelaencina). Mientras que en Honrubia las estructuras «S-C» indican un

movimiento en dirección correspondiente a un desgarre.

En la Fig. 2, se muestra el trazado de la banda donde aparecen esquistosidades superpuestas «S-C» en la ZCB así como el valor del ángulo (alfa) entre ambas, que como puede apreciarse es por lo general de unos 20 a 35 grados.

A escala microestructural las dos esquistosidades muestran las siguientes características:

Los planos S corresponden a la esquistosidad S2 hercínica y quedan definidos por la orientación preferencial de los cristales de biotita, moscovita y bandeo tectónico (asociado a la esquistosidad de crenulación) junto a una serie de porfidoblastos sin-D2 de granate, estaurólita, distena, etc., según la zona metamórfica en que nos encontramos (ver a este respecto, FERNANDEZ CASALS, M. J., 1979; CASQUET, C. y NAVI DAD, M., 1985; GONZALEZ CASADO J. M., 1986).

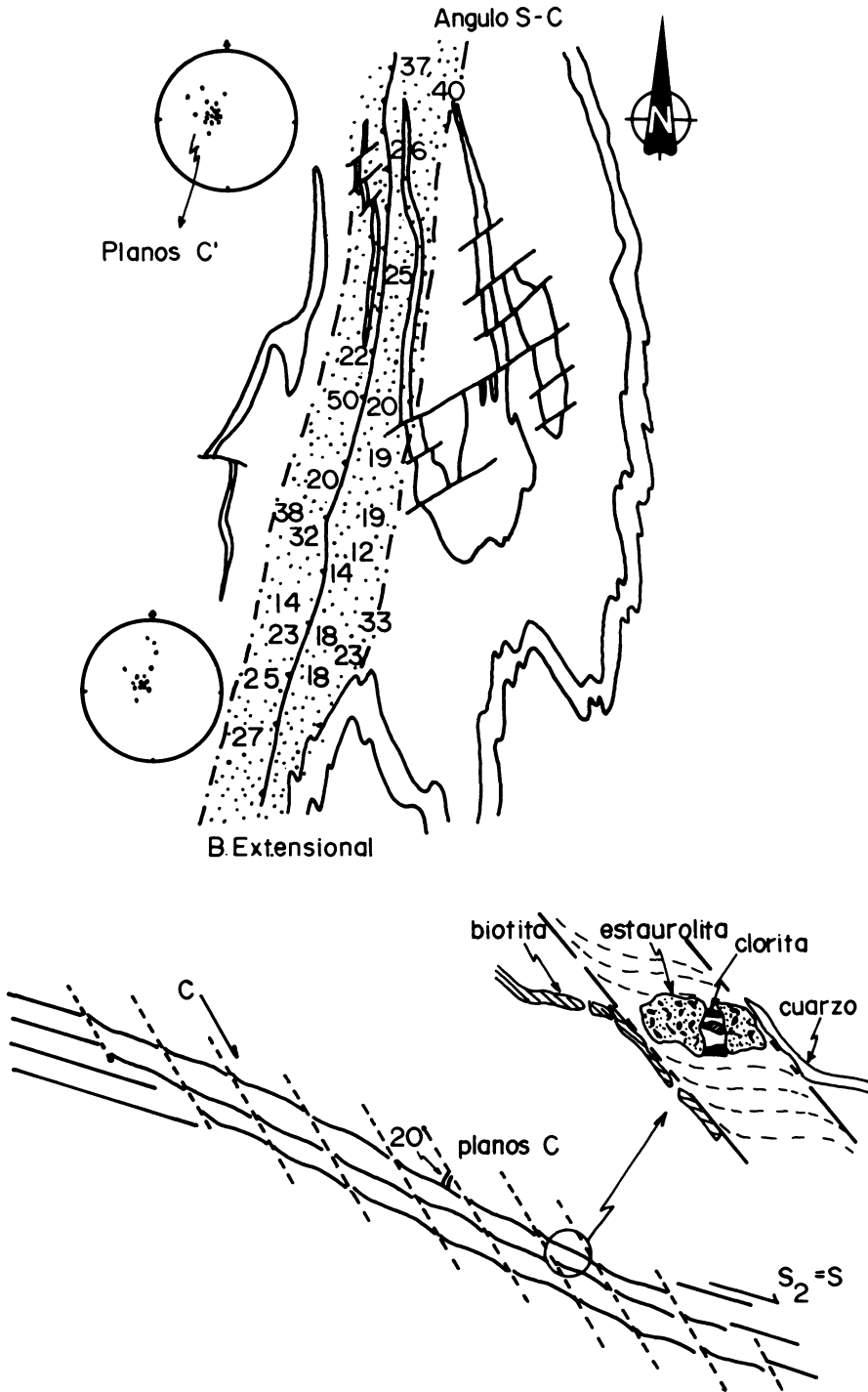


Fig. 2. Orientación de las estructuras C y relación con los planos S. En punteado la banda extensional, y la zona superpuesta a la misma con procesos hidrotermales.

Los planos S2 se desarrollan con una importante componente de cizalla simple, especialmente en las zonas más internas de la ZCB (GONZALEZ CASADO, J. M. y CASQUET, C., 1987).

En los planos «C» se observa por el contrario considerable reducción del tamaño de grano de algunos minerales, con recristalización dinámica asociada. Este es el caso principalmente del cuarzo, que se presenta en los planos «C» formando agregados microgranoblásticos más o menos orientados.

Este proceso de reducción del tamaño de grano afecta también a los filosilicatos: biotita, moscovita y clorita, que se reorientan en estos planos de cizalla activa reforzando esta esquistosidad.

También destacan microscópicamente las estructuras de arrastre o deflexiones de las micas que definen la S2 cuando estas se aproximan a los planos «C».

La biotita se cloritiza en estas zonas en mayor o menor grado. Algunos cristales de biotita reorientados en «C» llegan de hecho a estar totalmente cloritizados.

Los planos de cizalla activa, afectan de forma indirecta a los minerales metamórficos desarrollados durante la D2, como es el caso de las estauroлитas y más raramente del granate. Se generan en los mismos microestructuras de estiramiento tales como grietas de tensión que muestran rellenos de cuarzo y clorita poco o nada orientados (Fig. 2).

También son visibles porfidoblastos sin-D2, en los que se desarrollan pequeñas microfallas antitéticas con el movimiento de los planos «C».

Todas las microestructuras descritas confirman el sentido de movimiento relativo normal en la región de Berzosa-Somosierra y de desgarre en Honrubia, citados al comienzo de este apartado.

INTERPRETACION MICROESTRUCTURAL

Las relaciones geométricas entre los planos S y C permite dos interpretaciones cine-

máticas distintas, tema que ha sido ampliamente debatido por LISTER, G. y SNOKE, A., 1984 y DOBLAS, M., 1988, entre otros.

Una primera interpretación es la de considerar la esquistosidad «C» como la culminación cinemática de la deformación dúctil ligada al desarrollo de la S2 en la ZCB. Los planos S y los C se formarían en un mismo episodio tectónico, siendo los segundos estructuras de acortamiento transversal a la S2 en un estado avanzado de funcionamiento de la falla. Se trataría en esta posibilidad de verdaderos «Shear Bands» (SIMPSON, C. y SCHMID, S., 1983; SIMPSON, C., 1984). El sentido de movimiento que definen las estructuras «S-C» interpretadas de esta manera es de hecho compatible con el cabalgamiento si se elimina la retrovergencia de la ZCB producida por la D3.

En el segundo supuesto los planos S y C se habrían formado en dos episodios tectónicos distintos. La interpretación cinemática de los planos C así formados, indica en este caso un movimiento de falla normal, con bloque hundido al este, tratándose así de una banda de cizalla dúctil posterior e independiente a la ZCB, posterior también a la etapa de «back folding» D3.

Aunque el problema no está definitivamente resuelto nos inclinamos por la segunda posibilidad. Nos basamos para ello, en el hecho mencionado de que en los planos «C» se observa una retrogradación metamórfica significativa. En la parte de la falla donde se observa la superposición de esquistosidad: la S2 se ha desarrollado en condiciones metamórficas de grado medio (estauroлитa, granate, distena, sillimanita) que persisten incluso después del desarrollo de esta estructura (CASQUET, C. y NAVIDAD, M. 1985; GONZALEZ CASADO, J. M. 1986). la retrogradación de las micas en los planos «C» así como la fracción y retrogradación de porfidoblastos sin-S2, como la estauroлитa, sugiere un discontinuidad temporal entre el desarrollo de ambas estructuras lo que es más compatible con la segunda interpretación.

EVIDENCIAS METAMORFICAS

El metamorfismo en la región considerada está muy relacionado con los accidentes de tipo dúctil por lo que proporciona una información colateral valiosa sobre el funcionamiento de los mismos. En este sentido y coincidiendo espacialmente con la probable banda extensional dúctil se observan los siguientes indicadores metamórficos:

A) Presencia de grandes cristales idioblásticos de andalucitas post-S2, que definen una estrecha banda de dirección Norte-Sur, en Buitrago, Somosierra y Este-Oeste en Honrubia (GONZALEZ CASADO, J. M., 1982; GONZALEZ CASADO, J. M., 1987), que jalona por el Este a la banda extensional.

Las andalucitas son claramente post-S2 ya que los datos microscópicos muestran como engloban a los porfidoblastos generados y orientados durante D2, como por ejemplo, la sillimanita o estauroilita, englobando incluso a las propias micas que definen la S2 (CASQUET, C. y NAVIDAD, M., 1985; GONZALEZ CASADO, J. M., 1987).

Las andalucitas forman grandes cristales (hasta 10 cm), no orientados con respecto a la lineación de D2 (L2). Suelen formar parte de agregados pegmatíticos de probable origen hidrotermal, junto con cuarzo, albita y micas blancas. Estos reemplazamientos hidrotermales aparecen asociados a estructuras extensivas como pueden ser cuellos de «boudins» en venas de cuarzo más antiguas.

B) Paralelamente a la banda extensional, se observa un importante estrechamiento de las isogradas metamórficas desarrolladas durante las etapas de deformación hercínicas principales, alcanzándose los valores de estrechamiento máximos, en Berzosa y Honrubia, donde se pasa de la zona del cloritoide a la de la sillimanita en menos de 2 y 4 Km respectivamente, adelgazándose considerablemente las zonas minerales sin que en ningún punto se lleguen a producir

d discontinuidades o saltos metamórficos aparentes (GARCIA CACHO, L., 1973; GONZALEZ CASADO, J. M., 1986; GONZALEZ CASADO, J. M., 1987).

Este proceso de estrechamiento de las zonas minerales y condensación de isogradas sólo puede llevarse a cabo mediante deformaciones dúctiles, bien a través de un cabalgamiento sinmetamórfico seguido de un rápido levantamiento de la región (DUEBENDORFER, E., 1988) o por medio de una banda extensional dúctil (THOMPSON, A. y RIDLEY, J., 1987).

La primera interpretación fue propuesta por CAPOTE, R. *et alters* (1981) y GONZALEZ CASADO, J. M. (1988). La inversión metamórfica provocada por el cabalgamiento habría sido la responsable del desarrollo de la zona con andalucita idioblástica post-cinemática en el labio inferior de la falla. Esta explicación resulta sin embargo insatisfactoria ya que en cualquier modelo de cabalgamientos sin discontinuidades térmicas debería formarse igualmente andalucita en el labio superior de la falla.

La existencia de estructuras extensionales permite una explicación más verosímil de la subzona de andalucitas idioblásticas. Las zonas extensionales se caracterizan por una importante presencia de fluidos, hecho comprobado en zonas de «detachment» (REYNOLDS, S. y LISTER, G., 1987), y que se evidencia en la región estudiada por los reemplazamientos hidrotermales post-D2 mencionados anteriormente. La zona de andalucitas idioblásticas sería el resultado de esta actividad llevada a cabo por fluidos acuosos hiposalinos presentes en la zona a temperaturas comprendidas entre 300 y 600 grados y Pf entre 1 y 5 Kb (CASQUET, C., 1986). La acción de los fluidos sería más intensa en el labio superior de la falla normal. Esto es la zona de andalucitas idioblásticas post-D2 no se formará como resultado del cabalgamiento, sino de la propia tectónica extensional tardía.

CONCLUSIONES

Superpuesta en parte al trazado de la ZCB, sin-D2, existe una ancha banda con estructuras planares «C», que indican movimiento normal, y que probablemente corresponde a un importante accidente tectónico dúctil extensional, desarrollado con posterioridad a la D2 hercínica y seguramente a la D3. Esta zona actuaría como una falla normal (bloque hundido el del Este) en Buitrago-Somosierra y como un desgarre en Honrubia.

Esta banda extensional alberga durante

su funcionamiento fluidos acuosos hiposalinohidrotermales, que producen una zona de andalucitas idioblásticas post-D2 sobre y al Este de dicha banda, así como moscovitizaciones y otros procesos hidrotermales en toda la región adyacente.

La zona de cizalla dúctil extensional descrita, es probablemente responsable en buena parte del gran adelgazamiento que sufren las zonas metamórficas en esta región (condensación de isogradas).

Recibido, 30-III-88

Admitido, 20-VI-88

BIBLIOGRAFIA

- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. (1979). Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: the example of the South Armorian Shear Zone. *Jour. Struc. Geol.* 1, 31-42.
- GARCIA CACHO, L. (1973). «Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español». *Tesis*, U. C. M., 319 págs.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica hercínica de cabalgamiento en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 455-469.
- CASQUET, C., (1986). C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: the Berzosa Fault, Spanish Central System. *Jour. Meta.* 4, 117-130.
- CASQUET, C. y NAVIDAD, M., (1985). El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparado entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. *Rev. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.* 74-4, 523-548.
- DUEBENDORFER, E. M. (1988). Evidence for an inverted metamorphic gradient associated with a Precambrian suture, Southern Wyoming. *Jour. Meta. Geol.* 4, 41-63.
- DOBLAS, M. (1988). Rocas deformadas SC: El problema de las esquistosidades de crenulación y los granitos cizallados. *Rev. Mat., Proc. Geol.* Vol. V, 71-86.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979). Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra Guadarrama (Sistema Central). *Estud. Geol.* 35, 169-191.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1982). Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal de Honrubia. *Tesis de Licenciatura* U. C. M.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia. Cole. Pub. *Tesis* UCM, 87-2, 295 págs.
- GONZALEZ CASADO, J. M. y CASQUET, C. (1987). Relaciones blastesis deformación del granate en la zona de cizalla de Berzosa. *Geogaceta*, 2, 36-38.
- GONZALEZ CASADO, J. M., (1987). Revisión de la zonación metamórfica y procesos de blastesis deformación en la región de Somosierra (S. C. E.). *Estudios Geol.* 43, 209-216.
- LISTER, G. S., SNOKE, A. W. (1984). S-C mylonites. *Jour. Struc. Geol.* 6, 617-638.
- REYNOLDS, S. y LISTER, G., (1987). Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, 15, 362-366.
- SIMPSON, C. (1984). Borrego-Spings-Santa rosa mylonite zone: a late cretaceous west-directed thrust in southern California. *Geology*, 12, 8-11.
- SIMPSON, C. y SCHMID, S. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amc. Bull.* 94, 1281-1288.
- THOMPSON, A. y RIDLEY, J. (1987). Pressure-Temperature-time historie of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 321, 27-45.