

Análisis de la microfábrica del cuarzo en los *resister* cuarcíticos de la zona de cizalla dúctil de la Garganta de las Pozas, parte central del Macizo de Gredos

Microfabric analysis of quartz in quartzite resisters of the «Garganta de las Pozas» ductile shear zone central part of the Gredos Massif

J. Díaz Alvarado ⁽¹⁾, C. Fernández ⁽¹⁾, M. Díaz Azpiroz ⁽²⁾, J. Ramírez-Rico ⁽³⁾, I. Moreno-Ventas ⁽⁴⁾ y A. Castro ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, 21071-Huelva. juan.diaz@dgyu.uhu.es; fcarlos@uhu.es

⁽²⁾ Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide. Ctra. Utrera, Km. 1. 41013 Sevilla. mdiazp@upo.es

⁽³⁾ Dpto. Física de la Materia Condensada-ICMSE. Universidad de Sevilla-CSIC. Av. Reina Mercedes s/n 41012 Sevilla. jrr@uhu.es

⁽⁴⁾ Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, 21071-Huelva. bravo@uhu.es; dorado@uhu.es

ABSTRACT

The NE-SW «Garganta de las Pozas» ductile shear zone goes along the contact between one of the granodioritic sheets mapped and the «Refugio del Rey» anatectic complex. As well as the descriptive work, it has been determined the microfabric and the lattice preferred orientation (OCP) by EBSD in a cuarcitic sample, both studies confirm a lateral dextral movement in the shear zone. The dynamic recrystallization in quartz has been produced by three different mechanism: subgrain rotation, grain boundaries migration and dauphine twin, which correspond to a deformation temperature of 575°C.

Key words: Gredos Massif, shear zone, microfabric.

Geogaceta, 43 (2007), 31-34
ISSN: 0213683X

Introducción

El batolito del Sistema Central (BSC) constituye el afloramiento de rocas plutónicas más extenso de la Zona Centroibérica. El área de estudio (Sierra de Gredos), perteneciente al BSC, se extiende entre la Plataforma de Gredos y el Puerto de Candeleda, incluyendo la superficie drenada por los arroyos del Prado de las Pozas y el Prado de Barbellido (Fig. 1).

Los cuerpos ígneos presentes en esta zona se pueden asociar en dos grupos: 1) los granitoides con enclaves microgranulares (GEM) y rocas básicas asociadas (Moreno-Ventas, 1991; Moreno Ventas *et al.*, 1995), que constituyen el tipo más abundante, presentan una matriz de tamaño de grano medio (Qtz+Pl+Bt+Kfs±Crd) y grandes megacristales idiomorfos de feldespato potásico. Estas rocas contienen *schlieren* biotífticos, xenolitos, diques simplitónicos de aplitas y leucogranitos, y 2) los leucogranitos peraluminicos (LGP) son rocas con una matriz de grano fino a medio (Qtz+Kfs+Bt+Ms+Pl), presentando localmente facies porfídicas con megacristales de feldespato potásico idio a subidiomorfos y menores que los

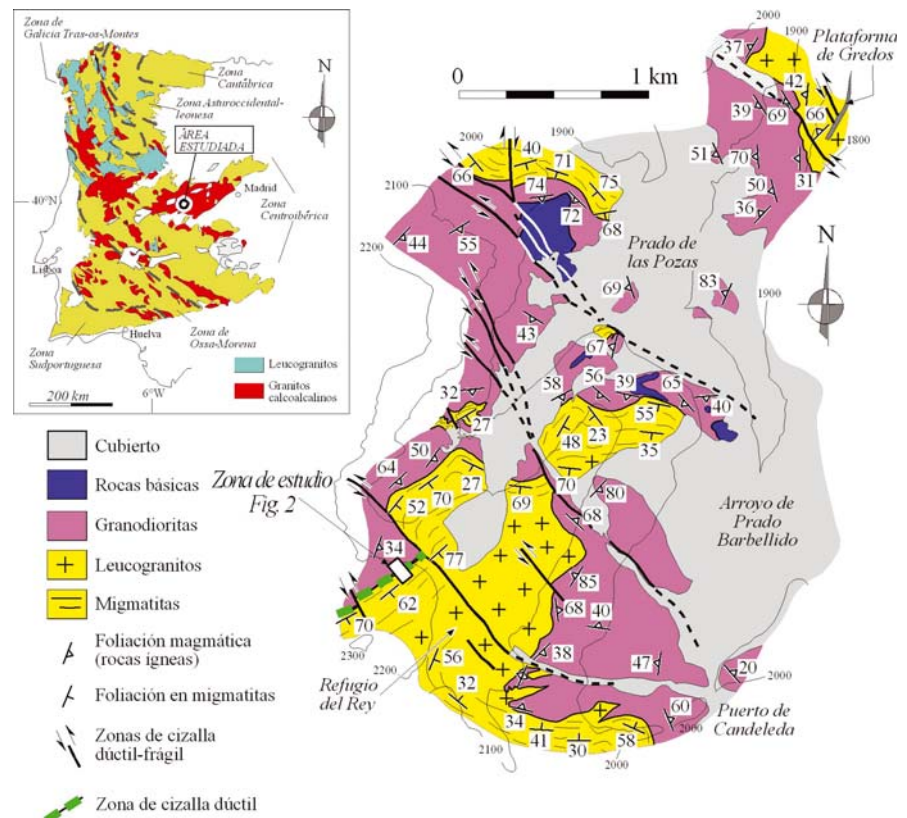


Fig. 1.- Mapa geológico de la zona, donde queda reflejada la estructuración de los cuerpos de rocas ígneas y metamórficas.

Fig. 1.- Geological map of the studied area, showing igneous and metamorphic body's structure.

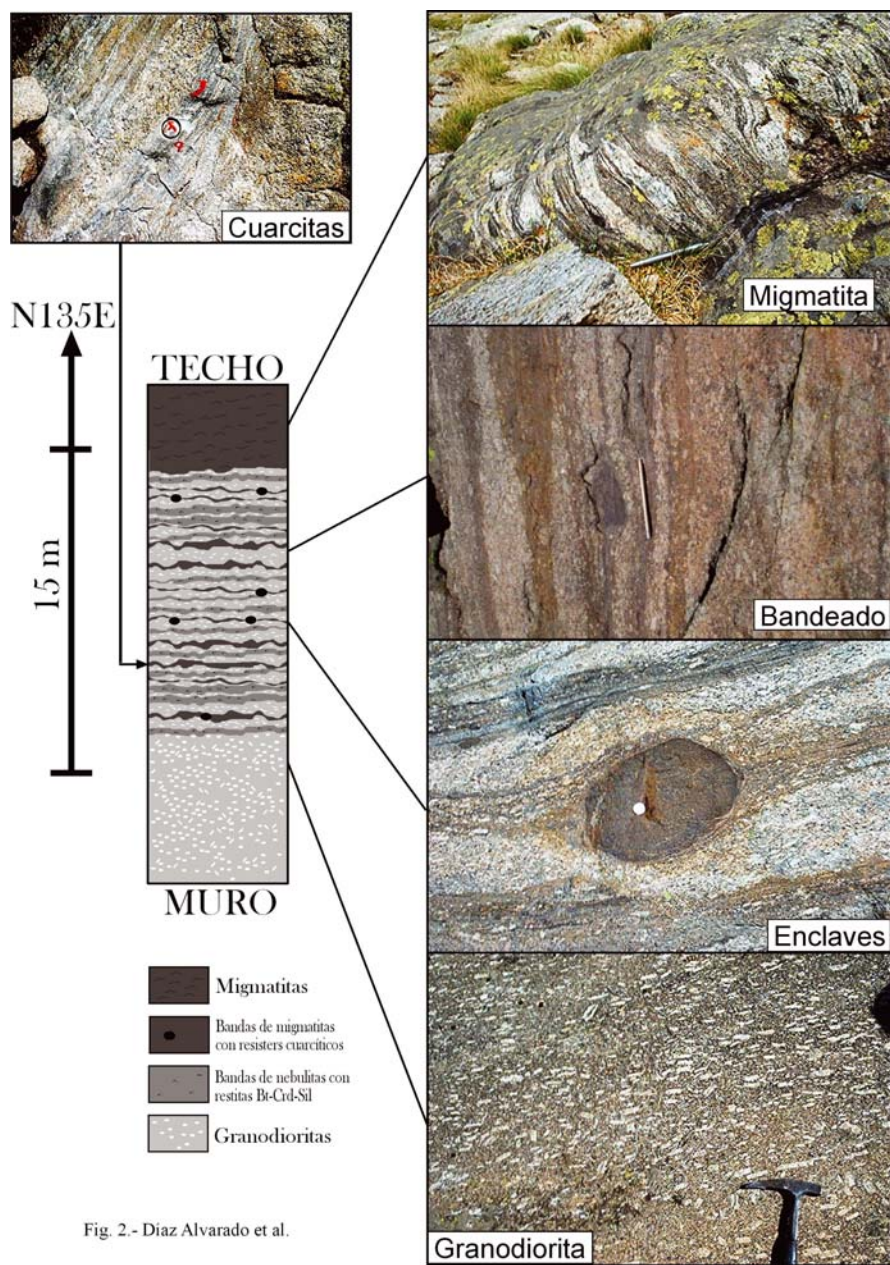


Fig. 2.- Díaz Alvarado et al.

Fig. 2.- Esquema de la cizalla y ejemplos de los afloramientos.

Fig. 2.- Diagram of the shear zone and examples of the outcrops.

de las granodioritas. Estas rocas muestran transiciones hacia tipos diatexiticos y migmatíticos, como en el área concreta de este estudio, con gran variedad de tipos migmatíticos cuyo protolito es de carácter fundamentalmente pelítico con niveles cuarcíticos y grauváquicos.

Estructuralmente, el rasgo más llamativo del batolito es el carácter laminar de los cuerpos de rocas plutónicas y metamórficas (p. ej., Bea y Moreno-Ventas, 1985) como queda reflejado en la cartografía presentada (Fig. 1), así como los grandes pliegues que afectan a estas láminas, cuya generación se habría pro-

ducido en estado magmático como demuestra la escasa deformación en estado sólido en estas rocas (Díaz Alvarado *et al.*, 2005).

Entre los trabajos que se están realizando en la zona para caracterizar la estructura, el metamorfismo y el emplazamiento de los diferentes cuerpos, esta contribución se adentra en el estudio estructural de las zonas de cizalla dúctil noroeste-suroeste que aparecen en algunos de los contactos entre cuerpos de granodioritas y migmatitas. Para ello se analizan mediante EBSD muestras de cuarcitas afectadas por la cizalla, siendo

éste un avance del estudio general de esta familia de cizallas.

Descripción de la zona de cizalla de la Garganta de las Pozas

La cizalla dúctil NE-SW que se describe en este trabajo discurre en la zona de estudio a lo largo del contacto entre una lámina de granodiorita con un espesor promedio de unos 700 m a muro y el complejo anatóctico del Refugio del Rey a techo (Fig. 2). En el contacto entre estas dos grandes unidades se produce una alternancia de bandas de entre 5 y 30 cm de tres litologías: 1) la granodiorita con todos los elementos descritos en la introducción, 2) la migmatita muy desmembrada, por lo que prácticamente estaríamos hablando de melanosoma con *resisters* de cuarzo, cuarcitas y restitas Bt+Crd+Sil±And, y 3) nebulitas cordieríticas compuestas de Qtz+Kfs+Crd+Pl+Bt+Ms+Sil±And, con glándulas xenomorfas de feldespato potásico y una gran cantidad de restitas Bt+Crd+Sil. El bandeado descrito se dispone paralelo a los bordes de la zona de cizalla.

Los niveles de las tres litologías descritas se alternan a lo largo de unos 15 metros, con una dirección aproximada N45°E y un buzamiento de unos 60° al Sureste. En esta zona bandeada la granodiorita muestra una fuerte alineación de los megacrystalos de feldespato potásico paralela a los límites entre las bandas, mientras que en la migmatita los diferentes niveles de leucosoma, mesosoma y melanosoma adquieren una geometría tabular, asimismo paralela a los límites de las bandas (Fig. 2). Esta foliación definida en las migmatitas abraza un gran número de enclaves y restitas (Fig. 2), que desarrollan estructuras análogas geométricamente a los sistemas de porfiroclastos de tipo *f*, *s* y *d* (p. ej., Passchier y Trouw, 1996). Los escasos criterios indicativos de la dirección de movimiento a lo largo de la zona de cizalla, como las lineaciones definidas por los megacrystalos de feldespato potásico, indican que el desplazamiento se habría producido esencialmente en dirección, tomando como referencia la disposición actual de la zona de cizalla. En este sentido, los criterios cinemáticos definidos por la asimetría de los cuerpos de enclaves y restitas sugieren un movimiento lateral derecho para la cizalla.

De acuerdo con las observaciones microestructurales, la mayor parte de la deformación se produjo en estado

magmático en las granodioritas, y es contemporánea con la migmatización de la unidad anatética. Sin embargo, es posible observar una débil deformación en estado sólido en los cuerpos de granodiorita situados en la base de la cizalla, marcada por un pequeño estiramiento de los cristales de cuarzo, que serían una de las últimas fases cristalizadas en la granodiorita. La oblicuidad entre la foliación definida por los cristales de cuarzo y el borde de la zona de cizalla indica también un movimiento lateral derecho, por lo que se sugiere que el desplazamiento asociado a esta cizalla prosiguió hasta después de la cristalización completa de las granodioritas.

Con objeto de confirmar la cinemática de esta zona de cizalla mediante indicadores distintos de los observados en el campo, así como para obtener información acerca de la temperatura de deformación basada en los mecanismos de deformación del cuarzo, se ha tomado una muestra orientada de un nivel cuarcítico intercalado dentro de las migmatitas de la zona bandeada. Las observaciones de campo y microestructurales indican que las granodioritas sufrieron una fuerte deformación en estado magmático junto a los productos de la fusión parcial y sus materiales, especialmente en zonas de cizalla como la descrita en este trabajo. Las fases posteriores de deformación no afectaron significativamente a estas rocas en el área objeto de estudio de este trabajo (Fig. 2). Es de esperar, por tanto, que los niveles cuarcíticos hayan adquirido una intensa orientación cristalográfica preferente durante esta fase de deformación.

Microfábrica del cuarzo

El tamaño de los cristales de cuarzo de la cuarcita estudiada es extremadamente variable (diámetros de entre 20 mm hasta 1 mm. aproximadamente). Los granos de mayor tamaño presentan extinción ondulante, normalmente en forma de tablero de ajedrez (Fig. 3). Esta microestructura se asocia al desarrollo de límites de subgranos paralelos a los planos basales $\langle c \rangle$ y prismáticos $\langle m \rangle$ en condiciones de alta temperatura (e.g., Mainprice *et al.*, 1986). Los límites de grano pueden ser irregulares y presentar formas lobuladas o aserradas, llegando incluso a formar los llamados «granos islas» (Fig. 3), equivalentes a las «microestructuras de disección» definidas por Urai *et al.*, (1986). Estas características son indicativas de la actividad de la migración de borde de grano (Grain

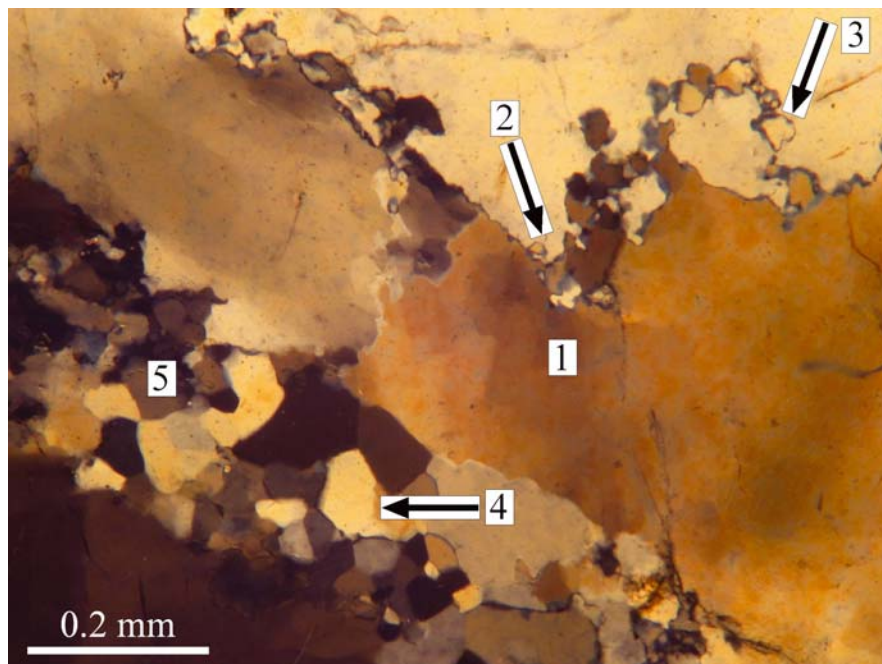


Fig. 3.- Microfotografía que muestra distintas microestructuras del cuarzo en el nivel cuarcítico de la zona de cizalla de la Garganta de las Pozas: (1) Extinción ondulante en forma de tablero de ajedrez; (2) bordes de grano lobulados y aserrados; (3) «granos islas»; (4) bordes de subgranos y (5) agregados poligonales con bordes grano rectos.

Fig. 3.- Microphotograph showing quartz microstructures from a quartzite layer from the Garganta de las Pozas shear zone: (1) chessboard extinction; (2) lobulate and serrated grain boundaries; (3) «island grains»; (4) subgrain boundaries and (5) polygonal aggregates with straight grain boundaries.

Boundary Migration, GBM) como uno de los mecanismos de recrystalización dinámica del cuarzo en esta muestra. No obstante, también se ha observado el desarrollo de bordes de subgrano y algunos agregados poligonales con límites de grano rectos (Fig. 3), lo que sugiere la contribución de la rotación de subgranos (Subgrain Rotation, SR) como otro posible mecanismo de recrystalización dinámica. La microfábrica descrita se asemeja, por tanto, a la zona de recrystalización dinámica transicional SR-GBM definida por Stipp *et al.* (2002), que correspondería, según estos autores, a una temperatura de deformación de unos 575 °C.

La orientación cristalográfica preferente (OCP) de la muestra de cuarcita fue obtenida mediante difracción de electrones retrodispersados (EBSD) en un microscopio electrónico de barrido (SEM) Philips XL-30 del Centro de Investigación, Tecnología e Innovación de la Universidad de Sevilla (CITIUS). Las condiciones operativas consistieron en un voltaje de aceleración de 20 kV y una distancia de trabajo de unos 10 mm, con la muestra inclinada 75°. La muestra fue pulida mecánicamente y químicamente, y posteriormente cubierta con una película de carbono. Los patrones de EBSD fueron

indexados y procesados para la obtención de figuras de polos convencionales mediante el software OIM-analysis v.3.5 de TSL. (Fig. 4).

Los resultados obtenidos (Fig. 4) muestran una fábrica de cuarzo con un máximo prominente de ejes c situado a alto ángulo con respecto al borde de la zona de cizalla y al bandeado, y rotado unos 30° en sentido horario con respecto al polo de dicho bandeado. Por su parte, los ejes $\langle a \rangle$ y los polos de los planos $\{m\}$ se disponen según un círculo mayor cuyo polo es paralelo a la orientación de los ejes $\langle c \rangle$. Dentro de este círculo mayor, los ejes $\langle a \rangle$ definen tres máximos, dos de los cuales se aproximan a la orientación de la dirección de movimiento de la zona de cizalla. Finalmente, los polos de los planos $\{r\}$ y $\{z\}$ describen una textura muy similar, definiendo dos círculos menores en torno a la orientación de los ejes $\langle c \rangle$.

La OCP descrita se asemeja a la de otras milonitas desarrolladas en condiciones de la parte baja de la facies de las anfibolitas (Stipp *et al.*, 2002; Lloyd, 2004), y sugiere la actividad de sistemas de deslizamiento en los que el movimiento se produce principalmente en la dirección del eje $\langle a \rangle$. Dada la distribución de

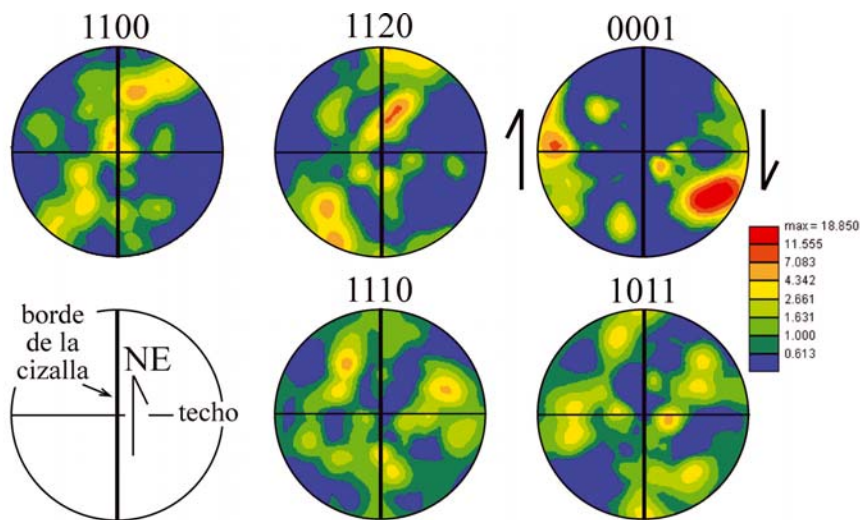


Fig. 4.- Proyección equiareal (hemisferio inferior) de la orientación cristalográfica preferente del cuarzo obtenidas mediante SEM/EBSD en una muestra orientada de un nivel cuarcítico de la zona de cizalla de la Garganta de las Pozas.

Fig. 4.- Equal-area lower-hemisphere projection of the quartz lattice preferred orientation determined by SEM/EBSD in a quartzite layer from the Garganta de las Pozas shear zone.

los ejes $\langle c \rangle$, el sistema $(c) \langle a \rangle$ parece el más importante. No obstante, el sistema $\{m\} \langle a \rangle$ ha podido estar también activo, como sugieren (1) la dispersión observada en la distribución de polos para las direcciones cristalográficas $\{m\}$, $\{r\}$ y $\{z\}$ (e.g., Lloyd y Freeman, 1994); la presencia de un pequeño máximo de los ejes $\langle c \rangle$ cercano a la dirección Y, y (3) la extinción ondulante en forma de tablero de ajedrez que muestran los granos de mayor tamaño (e.g., Mainprice *et al.*, 1986). En cualquier caso, la aparición de un máximo de ejes c en lugar de las típicas coronas cruzadas asimétricas, puede ser consecuencia de la recrystalización dinámica (Jessell, 1988) o de la presencia de un componente no rotacional de la deformación (Lister y Hobbs, 1980; Schmid y Casey, 1986), correspondiente en este caso a un aplastamiento con eje de máximo acortamiento normal al bandeado. Por último, la similitud mostrada por las fábricas de los polos de los planos $\{r\}$ y $\{z\}$ ha sido interpretada por Lloyd (2004) como una prueba de la aportación de la macla de dauphiné a la recrystalización dinámica del cuarzo.

La disposición asimétrica de la fábrica de ejes c del cuarzo con respecto a los marcadores de la deformación finita sugiere la intervención de un componente rotacional de la deformación (p. ej., Lister *et al.*, 1978) que, en este caso, correspondería a un cizallamiento lateral derecho (Fig. 4). Las fábricas de cuarzo corroboran, por tanto, la información obtenida a partir de las observaciones estructurales de campo.

Conclusiones

La coincidencia del contacto entre el cuerpo granodiorítico y el complejo anatóctico del Refugio del Rey puede inducir al error de pensar en la cizalla NE-SW como fruto de un contacto mecánico (provocado por la intrusión granodiorítica), quedando esta hipótesis descartada al encontrarse este mismo contacto magmático sin cizallar más al norte.

También llama la atención la presencia de las nebulitas descritas con anterioridad intercaladas en la cizalla, ya que no existe ningún cuerpo de estas características a lo largo del contacto. La presencia de este tipo de rocas ha sido descubierta recientemente con el transcurso de los trabajos en esta zona, apareciendo un cuerpo de nebulitas a muro de la lámina granodiorítica. Esto parece indicar que esta familia de cizallas está favoreciendo la movilización de fundidos de diferentes niveles corticales a través de zonas muy concretas y confirma la tesis de que se producen en un contexto magmático.

Tanto los apilamientos de megacrístales, como las geometrías descritas para los enclaves atrapados en la cizalla, así como la rotación de la deformación en estado sólido del cuarzo con respecto a la dirección de la cizalla, responden a un movimiento lateral dextro con un desplazamiento fundamentalmente en dirección. Esto se ha podido confirmar gracias al estudio de la microfábrica del cuarzo. Este ha sufrido recrystalización dinámica en la que han intervenido hasta tres mecanismos de

deformación: rotación de subgranos, migración de bordes de grano (estos dos deducidos a partir de la microestructura) y macla de dauphiné (deducida de la OCP). Los sistemas de deslizamiento activos en el cuarzo durante su deformación han sido $(c) \langle a \rangle$ y, en menor medida $\{m\} \langle a \rangle$. Tanto la microestructura como la OCP indican que la temperatura de deformación corresponde a la parte baja de la facies de las anfibolitas, por lo tanto la deformación en la cuarcita puede estar registrando un último evento del mismo proceso de deformación en la cizalla puesto que los dominios magmáticos habrían sufrido la mayor parte del flujo en la banda en condiciones de mayor temperatura.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2004-06808-CO4-01 y CGL2004-06808-CO4-02.

Referencias

- Bea, F. y Moreno Ventas, I. (1985). *Studia Geologica Salmanticensis*, 20, 175-203.
- Díaz Alvarado, J., Fernández, C., Moreno-Ventas, I. y Castro, A. (2005). *Geogaceta*, 39, 27-30.
- Jessell, M.W. (1988). *Journal of Structural Geology*, 10, 779-793.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. (1980). *Journal of Structural Geology*, 2, 355-371.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. y Hobbs, B.E. (1978). *Tectonophysics*, 45, 107-158.
- Lloyd, G.E. (2004). *Geological Society Special Publication*, 224, 39-61.
- Lloyd, G.E. y Freeman, B. (1994). *Journal of Structural Geology*, 16, 867-881.
- Mainprice, D.H., Bouchez, J.L., Blumfeld, P. y Tubía, J.M. (1986). *Geology*, 14, 819-822.
- Moreno-Ventas, I. (1991). *Petrología de los granitoides y rocas básicas de la Sierra de Gredos*. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 431 p.
- Moreno-Ventas, I., Rogers, G. y Castro, A. (1995). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 137-149.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer, 289 p.
- Schmid, S.M. y Casey, M. (1986). *Geophysical Monographs*, 36, 263-286.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. Schmid, S.M. (2002). *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.
- Urai, J.L., Means, W.D., Lister, G.S. (1986). *Geophysical Monographs*, 36, 161-199.