

oblicuas de tipo foliaciones S (afectando también a la roca de caja), que son indicativas del sentido de la intrusión filoniana (fig. 1C; Doblas *et al.*, 1987; 1988). Uno de los aspectos más interesantes es la presencia de lineaciones de flujo magmático en las paredes de los diques, en su contacto con el encajante. Se puede verificar, como señalan Baer y Reches (1987), que los fenómenos de inyección filoniana son a veces muy complejos. Así, los diques subverticales presentan tanto lineaciones tumbadas 40° al S, como verticales. Esto se debe probablemente, a que estamos en zonas apicables cercanas al techo de los filones, donde los fenómenos de flujo se hacen más complejos. Esta interpretación viene corroborada por la abundancia de sills subhorizontales, que partiendo de los diques principales subverticales, invaden al granito encajante. En un afloramiento de uno de estos sills, se observan lineaciones de flujo subhorizontales (fig. 1D), formando complejos diseños ramificados. De estas estructuras se puede deducir un nuevo criterio del sentido del flujo filoniano, a añadir a los que llevamos describiendo desde hace unos años (Doblas *et al.*, 1987; 1988): se observa como el flujo va en la dirección en que se ramifican las lineaciones (fig. 1D). En uno de los diques, se observaron numerosas fracturillas paralelas a los bordes, afectando a todo el dique en su anchura, y que no penetran en la roca encajante (fig. 1E). Estas fracturillas se interpretan aquí como grietas de retracción relacionadas con el enfriamiento rápido

del material filoniano. En esta misma foto, se observa un dique más pequeño ramificándose oblicuamente a partir del dique principal, e invadiendo el granito encajante. Finalmente, se observan una serie de fenómenos hidrotermales asociados con la intrusión de los diques, siguiendo directrices NS, como nidos de pegmatitas (fig. 1F), o bandas subverticales de granitos alterados, en zonas donde los diques no llegan a aflorar. Esta última observación, nos indica que estamos probablemente en la zona terminal de techo de los diques, donde las fracturas apicables no llegaron a rellenarse de material filoniano, sino únicamente de líquidos hidrotermales.

Discusión

Los diques de pórfido estudiados presentan numerosos fenómenos de flujo magmático, así como procesos hidrotermales asociados. Estos diques presentan directrices NS anómalas con respecto a las que se observan en filones similares en el resto de sierra (EW). Deben corresponder al último evento tardihercínico (transcurrente frágil; Ubanell, 1981; Doblas, en prensa), con dirección de compresión NS, al cual se asocian los diques de diabasa, lampróvido y cuarzo, así como los sistemas conjugados de fallas NE-SW (sinestrales) y NW-SE (dextrales). En este sentido, serían posteriores (y de directrices perpendiculares), a los clásicos enjambres de pórfidos EW de la sierra, que se asocian con el primer evento tectónico tardihercínico (exten-

sional; Ubanell y Doblas, 1987; Doblas, en prensa). Finalmente, la directriz NS que siguen los diques estudiados (la misma que domina en las diaclasas de la zona), está probablemente condicionada por una estructuración adquirida previamente durante el evento extensional tardihercínico, durante el cual se generó una zona de cizalla NS transcurrente dúctil de tipo «transfer», al E del afloramiento metamórfico de El Escorial, a unos pocos kilómetros al W de la zona estudiada (Doblas, en prensa).

Agradecimientos

Se agradecen los comentarios del Dr. Alfonso González Ubanell.

Referencias

- Baer, G. y Reches, Z. (1987): *Geology*, 15, 569-572.
 Doblas, M. (en prensa): *Tectonophysics*.
 Doblas, M.; Ubanell, A. G. y Gómez Mayor, J. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 12, 193-205.
 Doblas, M.; Ubanell, A. G. y Villaseca, C. (1988): *Rend. Soc. Ital. Min. Petro.*, 43 (2), 517-524.
 Huertas, M. J. (1985): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 10, 245-260.
 Ubanell, A. G. (1981): *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 607-622.
 Ubanell, A. G. y Doblas, M. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 12, 183-191.
 Villaseca, C. y Huertas, M. J. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 12, 231-245.

Recibido el 1 de febrero de 1990
 Aceptado el 23 de febrero de 1990

Estudio de la variación del grado de desorientación de subgranos en cuarcitas de la zona Este del Sistema Central y Macizos Paleozoicos de la Cordillera Ibérica

R. Tejero López (*), C. Fernández Rodríguez (*)

(*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The spatial variation of the geometric mean of intracrystalline extinction angle (GMA) demonstrates the reliability of the structural subdivisions previously established for the Central-East Iberian Massif and constitutes a new insight into the recovery-dynamic recrystallization cyclic evolution of quartz.

Key words: GMA, subgrains, quartz, Iberian Massif.

Geogaceta, 8 (1990), 23-25.

Introducción

El ángulo intracrystalino de extinción, A, se define, según Blenkinsop (1987) como el «ángulo agudo medido entre dos posiciones de extinción dentro de un mismo grano», y ha sido utilizado por dicho autor para la medida del grado de desorientación de subgranos de cuarzo en el Ordovícico de las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica. Sus resultados muestran una estrecha relación entre el valor de la media geométrica de A (GMA) y la actuación de los diferentes mecanismos de deformación plástica intracrystalina en el cuarzo, reflejando asimismo la correspondencia entre la variación del estadístico GMA y la estructuración en dominios de ese área del Macizo Ibérico.

El objetivo de este trabajo es presentar los resultados de la medida de este índice según una transversal de dirección aproximada E-W entre el sector oriental del Sistema Central español y el macizo paleozoico de Calatayud, en la Cordillera Ibérica (fig. 1). Se ha utilizado la cuarcita del Arenig como nivel fundamental de medida, aunque también se han estudiado muestras de niveles suprayacentes (hasta la cuarcita de la parte inferior del Silúrico, inclusive), no habiéndose encontrado diferencias destacables

entre sucesivos niveles cuarcíticos de un mismo macizo.

Resultados

Se han realizado unas 300 medidas de A (en grados) para cada muestra, repartidas en dos secciones perpendiculares: XZ e YZ, siendo X paralelo a la lineación de estiramiento (o de intersección allí donde el estiramiento es poco perceptible) y Z perpendicular a la esquistosidad. Los resultados obtenidos muestran un sesgo positivo para las distribuciones de A de todas las muestras, así como la independencia del GMA con respecto a la orientación de la sección. Ambos aspectos coinciden con las premisas de Blenkinsop (1987), quien se apoya en la primera de ellas para justificar la utilización de la media geométrica y, por lo tanto, de la media aritmética del logaritmo de los valores originales de A (Davis, 1986). La representación de los histogramas de estos valores logarítmicos (Figs. 1a, 1b y 1c) acredita la aplicación del estadístico GMA para los macizos paleozoicos de la Cordillera Ibérica (figs. 1b y 1c), cuyas distribuciones de valores de A resultan ser aproximadamente log-normales. Sin embargo, en el borde oriental del Sistema Central

(ESC) esta distribución es claramente bimodal (fig. 1a). La obtención de los valores medios y desviaciones típicas para esta zona se ha realizado según los procedimientos habituales de separación de subpoblaciones. En la fig. 2 se muestra la variación zonal del estadístico GMA, observándose una diferencia entre el ESC y el resto de los macizos.

Por otra parte, los datos del grado de metamorfismo publicados (Aparicio y Galán, 1980; Fernández-Nieto *et al.*, 1985; Aparicio *et al.*, 1988, entre otros) y los obtenidos hasta ahora por nosotros, reflejan un aumento hacia el oeste, que se corresponde con un mayor desarrollo de los mecanismos de plasticidad intracrystalina y concuerdan con la diferencia antes descrita.

Los valores de la deformación interna, cuantificados mediante el método de Fry (1979) son ligeramente mayores en el ESC (fig. 3). En esta zona se observa además la aparición de una lineación de estiramiento bien marcada, la presencia generalizada de

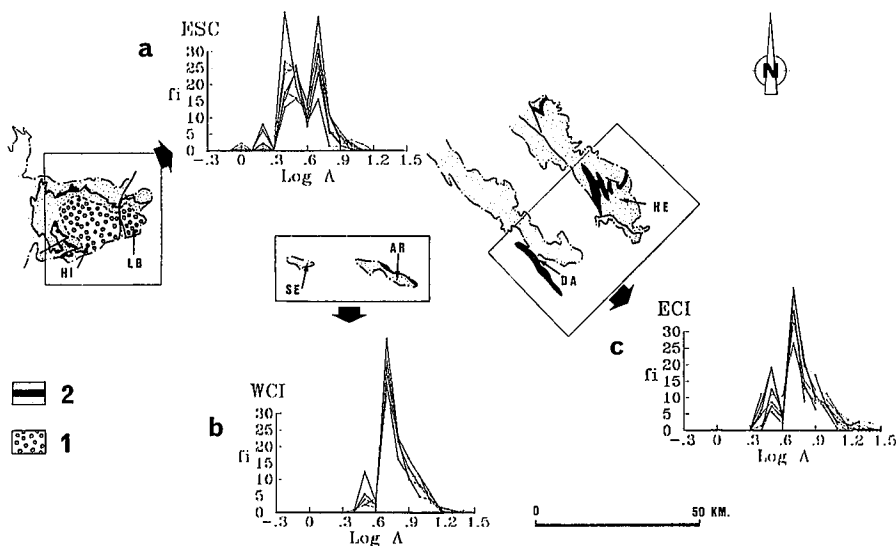


Fig. 1.—Esquema de situación e histogramas de valores de A para cada zona. 1: Preordovícico de la zona oriental del Sistema Central. 2: Paleozoico. En negro la cuarcita del Arenig. HI: Macizo de Hiendelaencina. LB: Macizo de La Bodera. SE: Macizo de Santa María del Espino. AR: Macizo de Aragoncillo. DA: Macizo de Ateca (zona situada al suroeste de Daroca). HE: Macizo de Calatayud (Unidad de Herrera). a: Histograma de valores logarítmicos de A para los macizos del este del Sistema Central (ESC); fi: Frecuencias relativas en tantos por cien. b: Idem para los macizos de la parte occidental de la Cordillera Ibérica (WCI). c: Idem para los macizos de la parte oriental de la Cordillera Ibérica (ECI).

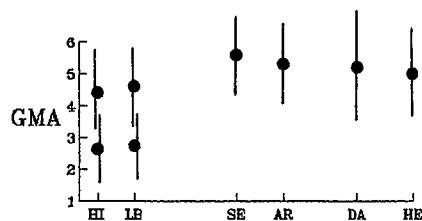


Fig. 2.—Variación del estadístico GMA (en grados) y de su desviación típica (barras verticales) a lo largo del área de estudio (en ambos casos se trata de valores promedios para cada zona). Para la explicación de las siglas empleadas, ver la Fig. 1.

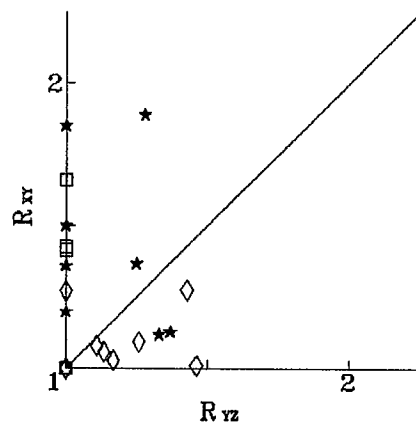


Fig. 3.—Diagrama de la deformación. *—Este del Sistema Central. □—Oeste de la Cordillera Ibérica. —Este de la Cordillera Ibérica.

lamelas basales de deformación y una mayor abundancia de subgranos con respecto a los otros macizos estudiados.

Discusión

Las variaciones del estadístico GMA entre el ESC y los macizos paleozoicos de la Cordillera Ibérica pueden ser debidas a una distinta evolución en los procesos de deformación intracristalina del cuarzo. En efecto, una de las principales diferencias microestructurales entre las muestras del ESC y las de la Cordillera Ibérica radica en la observación para las primeras de un proceso cíclico de recuperación-recristalización dinámica, contemporáneo y ligeramente posterior a la

primera gran etapa deformativa (pliegues tumbados y cabalgamientos), circunstancias bajo las cuales la recuperación se muestra como un fenómeno discreto y pulsante (fig. 1a). En la Cordillera Ibérica, por su parte, la recristalización dinámica está prácticamente ausente.

Los datos aquí expuestos coinciden con las ideas presentadas por González Lodeiro (1980) al situar el límite de la Zona Asturoccidental-Leonesa al este del Anticlinorio de Hiendelaencina, sin que se hayan encontrado diferencias microestructurales entre los macizos paleozoicos de la Cordillera Ibérica.

Referencias

Aparicio, A.; Brell, J. M. y Doval, M.

(1988): *Boletín Geológico y Minero*, 99-6, 847-854.

Aparicio, A. y Galán E. (1980): *Estudios Geol.*, 36, 75-84.

Blenkinsop, T. G. (1987): *Proc. Conf. Def. and Plate Tectonics*, Gijón.

Davis, J. C. (1986): *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley and Sons, 646 pp.

Fernández-Nieto, C.; González López, J. M. y González Martínez, J. (1985): *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 347-358.

Fry, N. (1979): *Tectonophysics*, 60, 89-105.

González Lodeiro, F. (1980): *Tesis doctoral*, Univ. de Salamanca, 334 pp.

Recibido el 1 de febrero de 1990
Aceptado el 23 de febrero de 1990

Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental)

A. Pocoví Juan**, J. Besteiro Ráfales*, M. C. Osácar Soriano*, J. González Martínez* y M. Lago San José***

* Area de Cristalografía y Mineralogía. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

** Area de Geodinámica. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

*** Area de Petrología y Geoquímica. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

Structural analysis of brittle deformation related to barite veins in Unidad de Herrera (Eastern Iberian Chain) shows the deposit occurred under an extension regime, almost uniaxial, with iberic direction, probably corresponding to early alpine cycle, and major vertical stress, probably linked to lithostatic pressure.

Key words: barite veins, brittle deformation, Unidad de Herrera, Iberian Chain, Spain.

Geogaceta, 8 (1990), 25-27.

Introducción

La Unidad de Herrera constituye la franja de afloramientos del zócalo hercínico más oriental de la Cordillera Ibérica. Estructuralmente corresponde al bloque inferior del cabalgamiento que recorre la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica en dirección NO-SE. Está formada por materiales, predominantemente detríticos, que abarcan desde el Cámbrico hasta el Devónico, en los que encajan numerosos filones compuestos fundamentalmente por baritina y cuarzo con goethita y hematites. Se trata de mineralizaciones de pequeño tamaño localizadas en áreas de hasta 5 km² en las que se en-

cuentran desde filones milimétricos hasta los mayores, los que han sido explotados, que pueden alcanzar 5 metros de potencia, con corridas de algunas decenas de metros.

Al estudiar los rasgos principales de estos filones se observó la existencia, a distintas escalas, de una clara influencia de los mecanismos de deformación sobre estos filones: agrupación de filones dispuestos en relevo, baritina como relleno de brechas o grietas sigmoidales, espejos de falla y estrías con escalones de precipitación de baritina, brechificaciones y maclados lamelares de origen tectónico. Algunos de estos rasgos demuestran que las deformaciones fueron, al menos

parcialmente, simultáneas con el depósito. En este sentido, los filones, considerados independientemente de su contenido, como un tipo de estructura de deformación discontinua, son susceptibles de suministrar información acerca del sistema de esfuerzos a que estuvo sometida el área mineralizada durante el proceso de mineralización.

Orientación de los filones

Del conjunto de mineralizaciones de la Unidad de Herrera se han eliminado las que encajaban en carbonatos, cuya morfología presentaba mezcla de rasgos filonianos y de cavidades de disolución.