



Cuantificación de la deformación asociada a la falla de Berzosa (Sistema Central Español)

Strain quantification related to the Berzosa/fault (Spanish Central System)

GONZALEZ CASADO, J. M.; DE VICENTE MUÑOZ, G.

En relación con la zona de cizalla dúctil de Berzosa Honrubia que actúa durante la segunda fase de deformación Hercínica, se han calculado los elipsoides de deformación finita asociados a la misma.

Para el cálculo se usan los métodos de Ramsay (1967), Dunnet (1969), y Fry (1979). Los resultados muestran una variación en el tipo de elipsoide a lo largo de la traza de la zona de cizalla. En los extremos tienen valores $K > 1$, y en la parte central de $K < 1$.

Estos valores se interpretan en función de la variación de la orientación entre la traza cartográfica de la falla y la dirección de transporte tectónico, localizándose los elipsoides con valores de $K < 1$, en la región donde la dirección de movimiento y la traza son normales, y los elipsoides con $K > 1$ en la región donde son paralelos.

Palabras clave: (elipsoide de deformación, zona de cizalla, Sistema Central).

In the ductile shear zone of Berzosa Honrubia, active during the Hercynic second phase, finite strain ellipsoids have been calculated. Methods of Ramsay, Dunnet, and Fry have been used for this calculation. The results show a variation in the strain ellipsoid shape through the shear zone trace. The central part has strain ellipsoids with $K < 1$ and in the edges it has ellipsoids with $K > 1$.

Interpretation of those values is based on the variation in the orientation of the fault cartographic trace and tectonic transport direction.

Ellipsoids with $K < 1$ are dominant in areas where the trace fault and the tectonic transport direction are normal. The values of $K > 1$ are located where the trace and tectonic transport direction are parallel.

Key words: (strain ellipsoids, shear zones, Central System).

INTRODUCCION

En el sector oriental del Sistema Central Español (Zona de Somosierra), se localiza una importante estructura tectónica de gran envergadura, la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (FERNANDEZ CASALS, M. J. 1979, CAPOTE, R. et al. 1981, GONZALEZ CASADO, J. M. 1982 y 1986) (Fig. 1). Esta zona de cizalla actúa durante la segunda fase de deformación hercínica, como un cabalgamiento que superpone los materiales más profundos del Sistema Central (situados al Oeste de la zona de cizalla), sobre las series ordovícicas y preordovícicas de la región de Hiendelaencina.

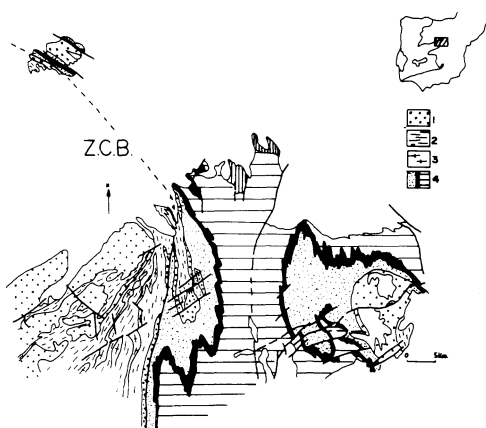


Fig. 1

Este cabalgamiento actúa durante la segunda fase hercínica, es sinmetamórfico y lleva asociada una importante banda de deformación. En esta banda dominan las estructuras de segunda fase, obliterando por completo a las originadas durante etapas anteriores (FERNANDEZ CASALS, M. J. 1979 y GONZALEZ CASADO, J. M. 1986). Es en esta zona donde se han escogido una serie de muestras rocosas, con el fin de determinar las características del elipsoide de deformación de segunda fase, ligado a la zona de cizalla de Berzosa.

METODOLOGIA

Para el cálculo del elipsoide de deformación finita, se han usado los métodos de RAMSAY, J. G. 1967, DUNNET, D. 1969 y FRY, N. 1979. Los dos primeros basados en la medida de ciertas partículas elípticas (marcadores) existentes en la roca deformada, y el tercero fundado en la distribución de un conjunto de marcadores repartidos en todo el volumen rocoso.

Los tipos litológicos escogidos para el cálculo, fueron gneises glandulares y microconglomerados. En todos los casos se estudiaron muestras en las cuales la composición de los granos y de la matriz fuese la misma, para que el contraste de ductilidades entre los marcadores y el resto de la roca sea mínimo.

Siempre se estudiaron secciones cortadas según dos planos normales entre sí, uno perpendicular a la esquistosidad y paralelo a la lineación de segunda fase (Plano ZX del elipsoide de deformación de segunda fase), y el otro normal a la lineación y esquistosidad de segunda fase (Plano ZY del elipsoide).

Estos métodos han sido usados recientemente para la determinación de elipsoides de deformación finita en rocas gneisicas por otros autores, el de DUNNET por JENSEN, L. N. 1984 y ODLING, N. E. 1984. El de FRY por LA CASSIN P. y DRIESCHE, J. 1983. Por todo ello pensamos que son aplicables a este tipo de rocas, los gneises glandulares. También han sido usados para el cálculo de elipsoides en rocas graníticas deformadas por cizalla simple, DAVISON, D. M. 1980.

RESULTADOS

En todas las secciones de rocas analizadas se midieron para la aplicación de los métodos de RAMSAY y DUNNET, los ejes mayores y menores de cada uno de los marcadores elípticos, así como el ángulo entre el

eje mayor y el plano de esquistosidad. Para la aplicación del método de FRY, medimos las coordenadas del centro de cada marcador, con respecto a dos ejes arbitrarios X e Y, pero correspondiendo siempre uno de ellos con el plano de esquistosidad de segunda fase.

En la figura dos, están representados los diagramas tipo obtenidos para cada muestra, según las secciones XZ e YZ, y para cada uno de los métodos propuestos. En cada sección se midieron de 20 a 60 puntos sobre un total de 20 muestras distribuidas uniformemente a lo largo de toda la traza cartográfica de la falla de Berzosa-Honrubia.

De cada uno de los métodos obtenemos unos valores, para la relación entre los ejes de la elipse de deformación finita en esa sección, (Fig. 2). Estos valores son por tanto los

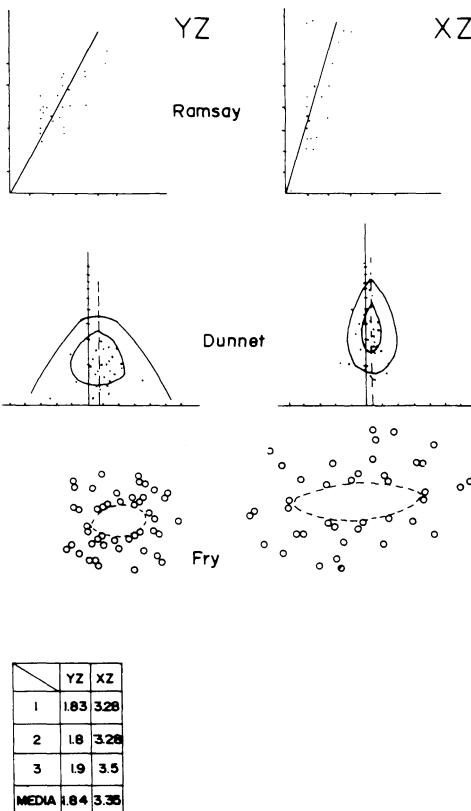


Fig. 2

de los ejes XZ e YZ respectivamente. El valor con que se ha trabajado es el obtenido como media de los calculados por los tres métodos propuestos, siempre y cuando los datos de cada método en particular fuesen próximos entre ellos. En el caso de que los valores obtenidos fuesen dispares, hemos considerado como valor más representativo el obtenido por el método FRY, N. 1979, pues pensamos que con él se determina la deformación de todo el volumen rocoso, y es más válido que los otros métodos. No obstante que en general los resultados obtenidos muestran un alto grado de similitud entre los valores calculados por cada uno de los métodos citados.

Para la determinación del tipo de elipsoide usamos el método propuesto por PECHER, A. 1978, considerando en cada sección el valor de «Z» del elipsoide arbitrariamente igual a uno, de forma que podemos obtener el valor de X/Y directamente dividiendo X/Z entre Y/Z. Los resultados obtenidos se proyectaron directamente en un diagrama de FLINN, D. (1962) (representación del valor X/Y contra Y/Z), para poder determinar en este diagrama si los elipsoides son de tipo estirado ($K > 1$) o aplastado ($K < 1$).

INTERPRETACION

Los datos obtenidos sobre el tipo de elipsoide de deformación del diagrama de FLINN (Fig. 3) para cada muestra, se representaron en un mapa según su posición espacial. A partir de ellos se trazó un mapa de isóneas para los valores de K, o lo que es lo mismo para los diferentes tipos de elipsoides (Fig. 3).

Este mapa muestra como los elipsoides son de tipo estirado ($K > 1$) en los extremos Noroeste y Sur de la zona de cizalla de Berzosa. Mientras que en la zona central son elipsoides aplastados ($K < 1$), mostrando una clara tendencia hacia deformaciones planas, en la zona al Oeste de la banda de

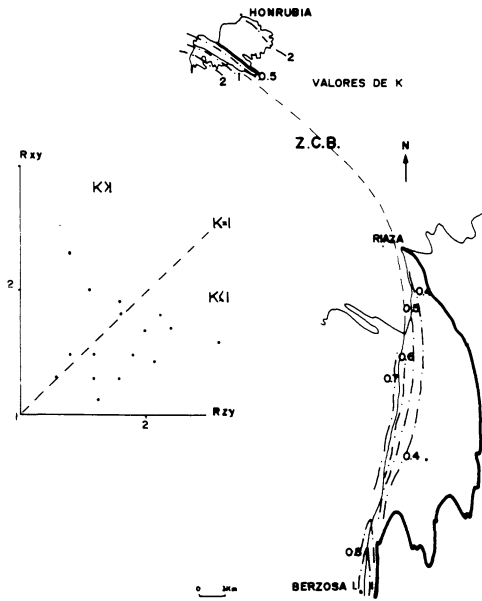


Fig. 3

cizalla, mientras que hacia la zona cabalgada se observan tendencias hacia elipsoides aplastados.

La interpretación cualitativa de la fábrica de las rocas de la región muestra que son tectonitas de tipo «L-S» (TURNER, F. J. y WEIS, L. E. 1964) en general, aunque en sectores específicos como los extremos NW. y S. de la falla de Berzosa las fábricas son

más próximas al tipo «L», y en la región central estas tienden al tipo «S». Es decir coinciden las observaciones de tipo cualitativo con las cuantitativas.

Como se deduce de los datos expuestos, la banda de cizalla estudiada pertenece siempre a los tipos P-S (COBBOLD, P. R. 1977 a y b), en los cuales la dirección de transporte tectónico es oblicua a la traza de la falla. No obstante la banda de cizalla es más próxima al tipo «S», es decir la traza de la cizalla y la dirección de transporte tectónico son paralelas, en los extremos, mientras que en el centro estas dos direcciones son perpendiculares entre sí y la zona es más próxima al tipo «P».

La interpretación cinemática que explique estos resultados ha sido propuesta por GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). En ella se indica que la zona de cizalla tiene una traza en forma de cuña, encontrándose la dirección de movimiento normal a la traza en la parte más curvada (Zona P), mientras que en los extremos de la cuña la dirección de movimientos y la traza coinciden de una forma aproximada (Zona S).

Recibido 5-XII-86

Admitido 2-IV-87

BIBLIOGRAFIA

- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iberi.* 7, 455-469.
- COBBOLD, P. R. (1977). Description and origin of banded deformation structures. I Regional strain, local perturbations and deformations. *Canad. Jour. Sci.* 14, 1721-1731.
- COBBOLD, P. R. (1977). Description and origin of banded deformation structures. II Rheology and the growth of banded perturbations. *Canad. Jour. Sci.* 14, 2510-2523.
- DAVIDSON, D. M. (1983). Strain analysis of deformed granite rocks (Helikian), Muskoka District, Ontario. *Jour. Struc. Geol.* 5-2, 181-195.
- DUNNET, D. (1969). A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* 7, 117-136.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979). Las deformaciones Hercínicas del límite Somosierra Guadarrama (Sistema Central). *Estud. Geol.* 35, 169-191.
- FRY, N. (1979). Random point distributions and strain measurement in rocks *Tectonophysics* 60, 89-105.
- FLINN, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation, *Q. J. L., Geol. Soc. London.* 118, 385-428.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1982). Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal mesozoico de Honrubia. *Tesis Licen. U. C. M.* 195 pg.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa Honrubia (S. C. E.). *Tesis U. C. M.* en prensa.
- JENSEN, L. N. (1984). Quartz microfabric of the Laxfordian Canisp shear zone, N. W. Scotland. *Jour. Struc. Geol.* 6, 293-303.
- LA CASSIN, R., DRIESSCHE, J. (1983). Finite strain determination of gneises: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). *Jour. Struc. Geol.* 5, 245-253.
- ODLING, N. E. (1984). Strain analysis of strain path modelling in the Loch Tollie gneisses, Gairloch, N. W. Scotland. *Jour. Struc. Geol.* 6, 543-563.
- PECHER, A. (1978). Deformation et metamorphisme associes a une Zone de Cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M. C. T.). Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. *Tesis u. Grenoble*, 354 pg.
- RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing rocks. *Mac. Graw Hill. New York.* 568 pg.
- TURNER, F. J., WEISS, L. E. (1964). Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mac Graw Hill. New York.* 545 pg.