

3. *Marisma estéril*

Son los sectores más evolucionados, están situados por encima del nivel de mareas altas vivas medias. El contacto con la marisma salobre es gradual. Se encuentran bien desarrollada en el sector más interno del sistema. El material dominante es limo-arcilloso, aunque localmente aparecen acumulaciones de limos-arenosos, en forma de trampas de arena, formadas por el efecto de pantalla que ejerce la vegetación dispersa sobre el material procedente de la deflacción eólica del complejo dunar adyacente. Son también frecuentes las huellas de retracción y pequeñas ondulaciones, produ-

cidas por la acción del viento sobre una delgada lámina de agua. Abundan los restos vegetales y las acumulaciones de sal en forma de capas milimétricas procedentes de la evaporación del agua que alcanza estos sectores durante las mareas extremas. Carecen de red de drenaje.

Ordenamiento secuencial

Considerando el comportamiento del medio, con tendencia manifiesta hacia una colmatación progresiva, el ordenamiento secuencial teórico viene indicado en el gráfico de la figura 1D. Es decir, se produce una agradación

de los depósitos de marisma salobre sobre los de borde de canal; y sobre este conjunto se instala la secuencia de depósitos de marisma estéril.

Lo que responde, en otros términos, a una secuencia de naturaleza claramente regresiva.

Referencias

Borrego, J. y Pendón, J. G. (1989): *XII Congr. Español de Sedimentología*. Comunicaciones, 97-100.
 Rubio, J. C. (1985): Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 603 pp.

*Recibido el 29 de septiembre de 1989
 Aceptado el 10 de octubre de 1989*

Valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín (Manto de Bédar-Macael, Complejo Nevado-Filábride, Béticas)

J. I. Soto, V. García-Dueñas y J. M. Martínez Martínez (*)

(*) Dep. Geodinámica, Inst. And. Geología Mediterránea, CSIC-Universidad. 18071 Granada.

ABSTRACT

The strain in a orthogneissic body (Lubrín orthogneiss) of the Bédar-Macael Nappe deformed by a large shear zone with a mylonitic fabric associated has been studied. The asymmetric pattern in prophyroclast-σ systems, S-C structures and Quartz <C> fabrics indicates a WNW sense of movement (N280-290° E mean orientation of the stretching lineation). Using Fry and Angular Orientation of lines's methods several principal strain ellipse ratios has been measured. The ellipsoids obtained are plotted in the apparent constriction field (Flinn diagram).

Key words: *Mylonitic deformation, strain ellipsoid, shear zone, Lubrín Orthogneiss, Betic Chains.*

Geogaceta, 7 (1990), 92-94.

Introducción

El Complejo Nevado-Filábride es el conjunto inferior del Dominio Cortical de Alborán; aflora bajo el Complejo Alpujarride en ventanas (Sierra Nevada, Sierra Filabres, Sierra Alhambilla, etc.). Está constituido en orden ascendente, por la Unidad de Veleta y los Mantos de Calar Alto y Bédar-Macael (s. García-Dueñas *et al.*, 1988).

En la terminación oriental de la Sierra Filabres, el Manto de Bédar-Macael posee una potencia de 600 m., superior a la del resto de sus afloramientos. Independientemente de

repeticiones estructurales, la sucesión litológica del manto se compone (en orden ascendente) de: gneises y micasquistos oscuros en parte grafitosos (Fm. Montenegro); micasquistos claros anfibólicos (Fm. Thahal); afloramientos discontinuos de serpentinitas; mármoles con niveles de anfibolititas (Fm. Atalaya), (fig. 1) (García Dueñas *et al.*, 1988). Hay acuerdo general en atribuir al paleozoico los micasquistos grafitosos y al Trías y Pérmico los mármoles y micasquistos claros (Nijhuis, 1964; Helmers y Voet, 1967, etc.). Los gneises y ortogneises (Ortogneis de Lubrín) han dado edades de 269±6 M.a.

(Priem *et al.*, 1966), por lo que la deformación que poseen es de edad alpina.

La estructura del Manto de Bédar-Macael en las Sierras de Bédar y la Atalaya es un gran anticlinal recumbente con pliegues de orden menor asociados, cuyo núcleo es el Ortogneis de Lubrín. Las rocas que constituyen el manto, es decir, las que ahora se ven como parte de él, poseen una deformación, sin-a post-metamórfica, de carácter rotacional del tipo de cizalla simple. El rasgo estructural más penetrativo es una fábrica plano-lineal de carácter milonítico, dada a conocer

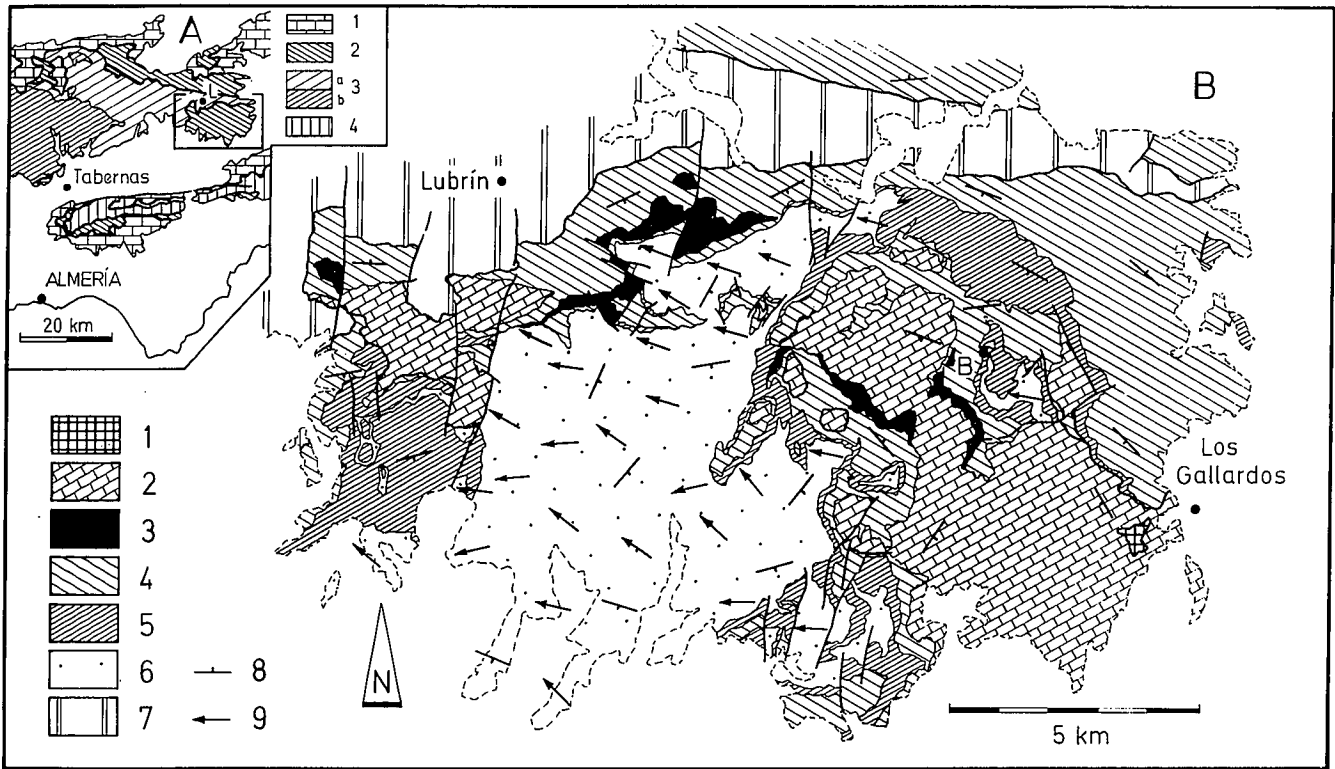


Fig. 1.—A) Encuadre regional. (1) Complejo Alpujárride. Complejo Nevado-Filábride: (2) Manto de Bédar-Macael; (3) Manto de Calar Alto (3a. Fm. Tahal, 3b. Fm. Montenegro); (4) Unidad de Veleta.—B) Mapa geológico simplificado del Manto de Bédar-Macael en las Sierras de Bédar y la Atalaya. (1) Complejo Alpujárride. Manto de Bédar-Macael; (2) Fm. Atalaya; (3) Serpentinitas; (4) Fm. Tahal y esquistos anfibólicos; (5) Fm. Montenegro; (6) Gneises y ortogneises; (7) Manto de Calar Alto; (8) Dirección y sentido de buzamiento de Sm; (9) Orientación de Lm con indicación de sentido de transporte en el Ortogneis de Lubrín. (B: Bédar).

por Borradaile (1976). En este trabajo se analiza y evalúa la deformación interna del Ortogneis de Lubrín.

Fábrica milonítica del Ortogneis de Lubrín

La foliación penetrativa (Sm), con una dirección media ENE y buzamiento al S, es paralela a los contactos inferior y superior entre los ortogneises y las rocas encajantes (fig. 1). Sobre la Sm existe una lineación de estiramiento (Lm) materializada por la rotación de la turmalina (TURM) y microclina (FK), así como por la elongación de cuarzo (Q) y FK en forma de ribbon. La orientación media de la Lm es N280-290°E. La Sm es plano axial de pliegues (Pm) paralelos a la Lm, que coexisten con pliegues en vaina y otros de charnela curva. Pliegues curvos que repliegan a Sm y pliegues rotados traspuestos atestiguan el carácter progresivo de la deformación rotacional, la cual también se registra en la acomodación asimétrica de la matriz (FK+Q+Mosc) alrededor de minerales rígidos (FK) con morfo-

logías de porfiroclastos-σ (Passchier y Simpson, 1986), a veces estructuras S-C (fig. 2). La fábrica es milonítica con disminución de tamaño de grano en FK y TURM, el Q con una orientación cristalográfica preferente posee texturas de recrystalización.

En todos los afloramientos existe

una marcada fábrica plano-lineal. En puntos aislados no es visible la Lm o se conserva una textura ígnea relicta.

El sentido de cizallamiento es hacia el WNW deducido de la asimetría de profiroclastos-σ (fig. 2), peces de mica y de las fábricas de ejes <C> de Q.

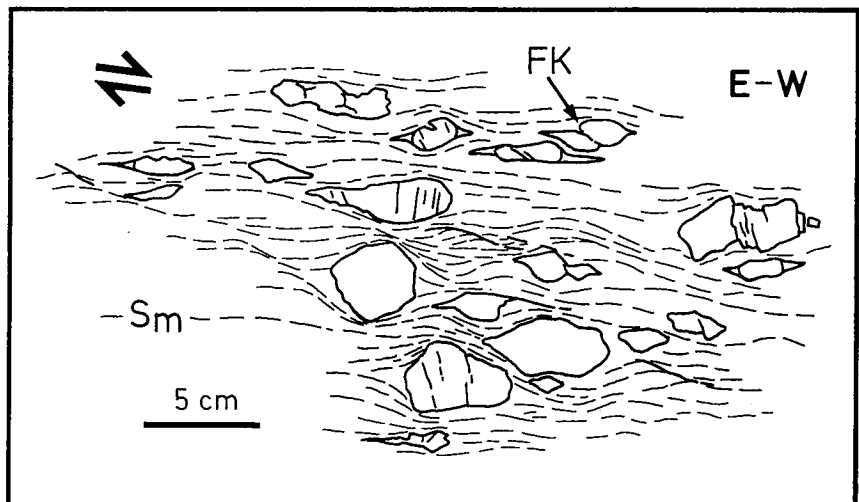


Fig. 2.—Ejemplo de microestructuras en gneises, plano XZ (Orientación N125°E): porfiroclastos-σ y S-C. Sentido de movimiento hacia el WNW. (Esquema tomado de fotografía).

Métodos para la cuantificación de la deformación interna

La cuantificación bidimensional de la deformación milonítica, en planos principales de la deformación (XY, XZ, YZ), se ha efectuado aplicando sobre fotografías los métodos de Fry y de la orientación angular de líneas a los cristales de FK y TURM.

El método de Fry (Fry, 1979) mide iterativamente en una distribución de objetos al azar las distancias entre sus centros. Los objetos en cualquier plano del estado deformado se aproximan en la dirección de acortamiento, distanciándose en la de estiramiento; el cociente entre ambas distancias es la razón áxica de la elipse de deformación (R) para ese plano. Este método se ha aplicado en planos principales a poblaciones de FK y TURM.

El método de la orientación angular de líneas (Sanderson, 1977; Panozzo, 1984) considera que la distribución angular de una población de líneas en un plano es función directa de la razón áxica de la deformación finita. Una distribución uniforme inicial de *n* datos tendrá una frecuencia *F* constante para cualquier sector de ángulo α ($F=n \alpha/2\pi$). Si se aplica una deformación homogénea de razón áxica *R* el valor angular nuevo (θ') es función del ángulo previo (θ) y de *R*:

$$\text{tag } \theta' = R^{-1} \text{ tag } \theta \quad (\text{Ec. de Wettstein})$$

La frecuencia en un intervalo (θ_1', θ_2'):

$$\partial F / \partial \theta' = n / 2\pi (R \text{ sen}^2 \theta_2' - R^{-1} \text{ cos}^2 \theta_1')^{-1}$$

es función del número total de datos (*n*), de la amplitud ($\theta_2' - \theta_1'$) y de la razón áxica *R*. Se han empleado las trazas (010) de FK y ejes <C> de TURM en el plano principal XY.

Resultados. Discusión

Los elipsoides de la deformación milonítica en los ortogneises ocupan mayoritariamente el campo del estiramiento ($k > 1$) en el diagrama de Flinn (1965) (fig. 3). El valor de *R*_{yz} se agrupa alrededor de 3, mientras que *R*_{xy} oscila entre 3 y 8. Pocos elipsoides entran en el campo del aplastamiento ($k < 1$). Datos puntuales de Borradaile (1976) coinciden con el rango de variación de los elipsoides obtenidos en este trabajo. Los elipsoides obtenidos por Jabaloy y González-Lodeiro (1988) en conglomerados de la zona de cizalla del Manto de

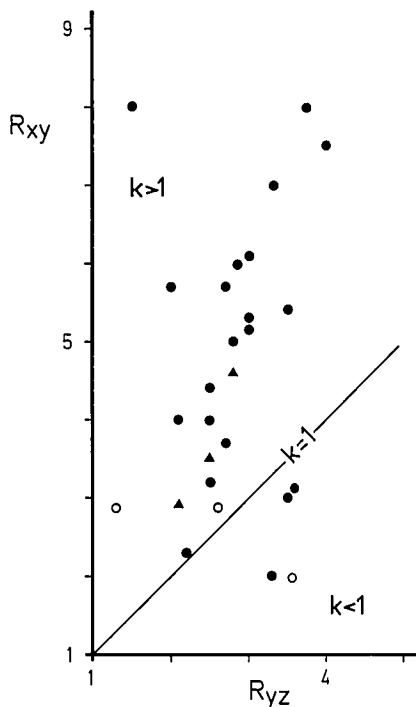


Fig. 3.—Valores de elipticidad en el Ortogneis de Lubrín (Diagrama de Flinn). Este trabajo: puntos rellenos; Borradaile (1976): puntos blancos. Los triángulos representan medidas en conglomerados de la zona de cizalla del Manto de Calar Alto (Jabaloy y González-Lodeiro, 1988).

Calar Alto también son prolotos (cf. fig. 3).

La aplicabilidad de ambos métodos es función del tipo de distribución inicial de granos y de las diferencias en el comportamiento reológico de porfiroclastos vs. matriz. La presencia de distribuciones próximas a la de Poisson (estrictamente al azar) afecta sólo al método de Fry, donde las *R* deducidas en zonas con empaquetamiento selectivo de granos son inutilizables. El método de la orientación de líneas requiere distribuciones angulares iniciales al azar y obvia los efectos del empaquetamiento. La existencia de porfiroclastos- σ de FK, junto con cristales rotos, estirados y pabudinos indica una rotación no pasiva variable de los porfiroclastos, por lo que los valores de *R* tienen un valor inferior al de la deformación finita total.

Las *R* obtenidas con el método de la orientación angular de líneas en distribuciones de FK y TURM son semejantes. No ocurre así con el método de Fry, los valores de *R* para la TURM son inferiores a los del FK. En ambos casos existe una gran diferencia entre las *R*_{xz} obtenidas y las

deducidas a partir de *R*_{xy} y *R*_{yz}, por lo que se han utilizado preferentemente los planos YZ y XY para cuantificar la deformación.

La diferencia de orientación entre los ejes X, Y, Z deducidos de la fábrica y los obtenidos con ambos métodos no supera 10°. Se confirma así la inexistencia en todo el Ortogneis de Lubrín de una fábrica previa a la milonítica; aunque podría haber sido coaxial con algún estadio de la deformación progresiva por cizalla.

La deformación finita en la zona de cizalla del Manto de Bédar-Macael es por estiramiento, con un elipsoide de deformación variable entre la deformación plana ($k=1$) hasta prolato ($k=3$). La deformación progresiva posee un carácter rotacional con movimiento hacia el WNW, y una tendencia de deformación desde condiciones próximas a la deformación plana hacia el campo del estiramiento ($k > 1$). En solo una estación se han podido cuantificar los parámetros λ_x (2,76) y λ_y (0,64) con un +180% de alargamiento según X y un -60-80% de acortamiento en el eje Y.

Trabajo financiado por CICYT, proyecto PB 87-0461-01.

Referencias

Borradaile, G. J. (1976): *Jour. Geol. Soc. (London)*, 132, 417-428.
 Flinn, D. (1965): *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
 Fry, N. (1979): *Tectonophysics*, 60, 89-105.
 García-Dueñas, V.; Martínez Martínez, J. M. y Soto J. I. (1988): *Símpoio Cinturones orogénicos. II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 17-26.
 Helmers, H. y Voet, H. W. (1967): *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, s. B 70, 239-253.
 Jabaloy, A. y González-Lodeiro, F. (1988): *Estudios Geol.*, 44, 253-261.
 Nijhuis, H. J. (1964): *Thesis Univ. Amsterdam*, 1-151.
 Panozzo, R. (1984): *J. Struct. Geol.*, 6, 215-221.
 Passchier, C. W. y Simpson, C. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8, 831-843.
 Priem, H. N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H. y Verschure, R. H. (1966): *Geol. Mijnbouw*, 45, 184-187.
 Sanderson, D. J. (1977): *Tectonophysics*, 43, 199-211.

Recibido el 27 de septiembre de 1989
 Aceptado el 10 de octubre de 1989