

Medio de sedimentación

La procedencia de estas areniscas es claramente continental, pues, contienen restos de plantas (coníferas). Las estructuras de corriente, y las facies en general, las hacen relacionarse con un sistema fluvial efímero, que discurre por una llanura lutítica costera, plana y extensa. Su caudal es muy fluctuante, lo cual, provoca la avulsión de los canales o desbordamientos. Los canales suelen ser poco

definidos y poco profundos, pues, la pendiente es muy débil y el nivel de base está muy próximo: de la erosión se pasaba con facilidad a la sedimentación y formación de pequeños lóbulos de depósito.

Referencias

- Busnardo, R. (1975): *Docum. Lab. Geol. Fac. Scil.* Lyon, 65, 183.
López Chicano, M. y Fernández, J.

- (1988): *II Congreso Geológico de España SGE*, Granada, I, 103-106.
Ortí Cabo, F. (1974): *Estudios Geol.*, 30, 7-46.
Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980): *Depositional sedimentary environments*, 549 pp.
Sanz de Galdeano, C. (1973): Tesis doctoral. Univ. Granada, 273 pp.
Selley, R. C. (1976): *An Introduction to Sedimentology*, 408 pp.

Recibido el 7 de septiembre de 1989
Aceptado el 10 de octubre de 1989

Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)

J. Galindo Zaldívar (*), F. González Lodeiro (*)

(*) Dpto. de Geodinámica e IAGM, CSIC-Universidad de Granada, 18071 Granada.

ABSTRACT

Nevado-Filábride rocks have been strained by a NW-SE principal set of systematic tension joints. The orientation of the least principal stress derived from the Nevado-Filábride/Alpujárride contact fault gouge agree with the one obtained from joint analysis.

Key words: Joints, extensional tectonic, Betic Cordillera.

Geogaceta, 7 (1990), 9-11.

Introducción

En este trabajo se presentan los resultados del estudio del diaclasado en los materiales nevado-filábrides en Sierra Nevada (fig. 1a), situados tectónicamente bajo los materiales alpujárrides. Ambos pertenecen al dominio cortical de Alborán (García-Dueñas y Balanyá, 1986). Su contacto ha sido reinterpretado recientemente (Aldaya, *et al.*, 1984; García-Dueñas *et al.*, 1986; Platt y Vissers, 1989, y Galindo-Zaldívar *et al.*, en prensa) como una falla normal de bajo ángulo. A esta estructura se asocia el clivaje de crenulación extensional (Platt y Vissers, 1980) que indica un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el NW, W ó SW, según los sectores. En este trabajo se comprueba que la dirección de movimiento que se deduce de la mayor parte de las estructuras frágiles posteriores es semejante.

Las diaclasas en el Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride en Sierra Nevada está compuesto principalmente por esquistos grafitosos con fábricas planares o plano-lineales (González Lodeiro *et al.*, 1984). La deformación frágil más penetrativa son las diaclasas sistemáticas planas, es decir, aquellas que son, aproximadamente paralelas entre sí. Las diaclasas no sistemáticas son, en general, escasas. Localmente se han observado estructuras plumosas, propias de diaclasas de tensión (Bahat, 1986) con ejes de pluma subhorizontales. En muchos casos están rellenas por mineralizaciones de cuarzo euhédrico, siderita, albita y clorita (Puga, 1976). En ocasiones, la mineralogía puede ser más variada y de mayor temperatura (Yáñez Jerónimo *et al.*, 1984). La apertura oscila entre pocos milímetros y varios centímetros. El espacio está comprendido

entre el decímetro y el decámetro. Los diagramas de densidad (fig. 1B, fig. 2) muestran que está bien representado en todo el área un juego principal de diaclasas subverticales cuya dirección varía entre N en el diagrama 1 (fig. 1B) a NW en el resto de los diagramas.

El estudio de las harinas de falla del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride permite determinar un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el W ó SW (Galindo Zaldívar *et al.*, en prensa). Los ejes de esfuerzos principales mínimos (σ_3) deducidos a partir del juego principal de diaclasas sistemáticas, las harinas de falla de contacto y una de las etapas regionales de fallamiento del Alpujárride (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988a), coinciden y tienen una dirección que varía desde E a NE.

En los diagramas 4 y 6 hay un juego de menor entidad de diaclasas

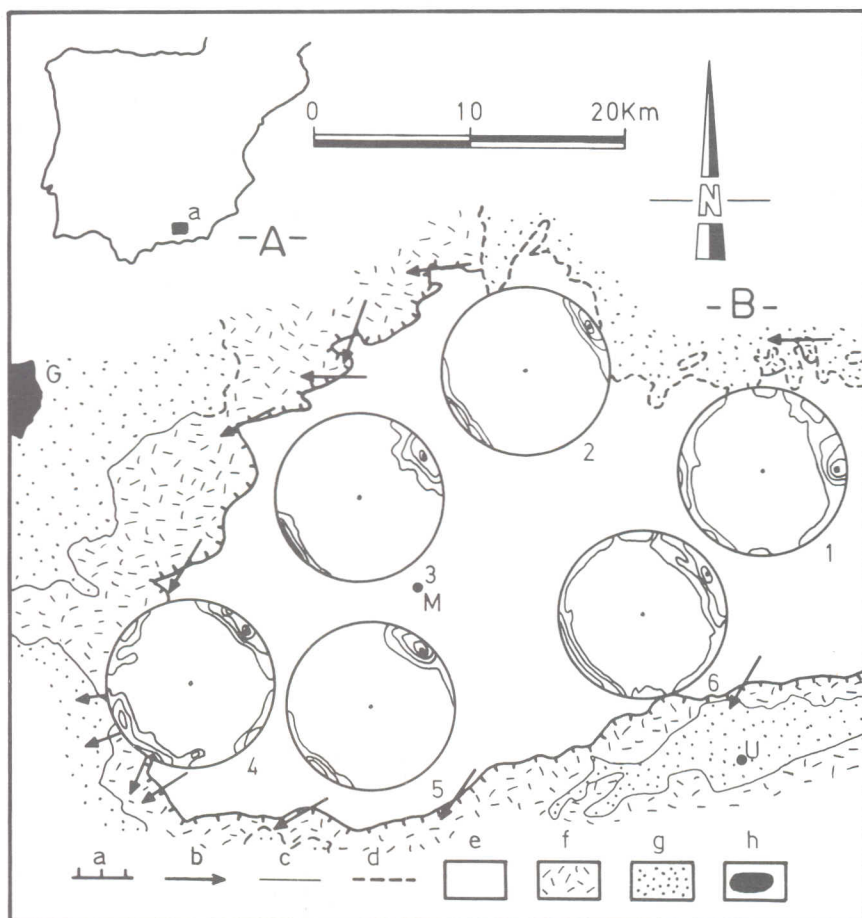


Fig. 1.—A: Situación geográfica, a=área de estudio. B: Diagramas de densidad de polos de diaclasas. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Contornos al 20%, 40%, 60%, 80% y 90% del máximo del diagrama. 1) Máximo (m)=10,5%, número de datos (n)=514; 2) m=16,7%, n=305; 3) m=12,2%, n=460%; 4) m=10,2%, n=167; 5) m=13,6%, n=391; 6) m=8,6%, n=905; a=falla normal de bajo ángulo; b=dirección y sentido de traslación para el bloque de techo de a; c=contacto tectónico; d=discordancia; e=materiales nevado-filábrides; f=materiales alpujárrides; g=materiales neógeno-cuaternarios; h=diagramas de densidad, intervalo de mayor densidad; G=Granada; M=Mulhacén; U=Ugijar.

de dirección NE-SW, subperpendicular al principal, que puede interpretarse como consecuencia de la alternancia en la dirección de σ_3 (Hancock, 1987). Aunque es posible que se produzcan permutaciones de los esfuerzos principales, no es probable que hayan ocurrido, pues no hay ninguna otra estructura en Sierra Nevada que indique una dirección de σ_3 NW-SE. Caputo y Caputo (1988) proponen que los juegos perpendiculares de diaclasas de tensión se forman en condiciones de esfuerzo en las que el elipsoide de esfuerzos es de revolución ($\sigma_2=\sigma_3$). Sin embargo, creemos que tal afirmación no explica ni la orientación ni la importancia relativa de los dos juegos de diaclasas. En nuestra opinión, la distribución de las diaclasas de tensión obedece a una secuencia

de formación que comienza con un juego principal que es el perpendicular a σ_3 . Dichas diaclasas no pueden compensar las tensiones que se producen ni en la dirección del eje principal de esfuerzo intermedio (σ_2) ni en la de esfuerzo mayor (σ_1), ya que ambos ejes están contenidos en el plano de la diaclasa. Si la deformación es coaxial y σ_2 alcanza valores suficientes, se formará el segundo juego perpendicular de diaclasas de tensión. Del mismo modo podría desarrollarse un tercer juego, que no se observa en los materiales estudiados, que sería perpendicular a σ_1 . De esta forma es posible integrar el juego secundario de diaclasas NE-SW en el mismo sistema de esfuerzos. El estudio de las diaclasas de tensión creadas en deformaciones coaxiales permite calcular

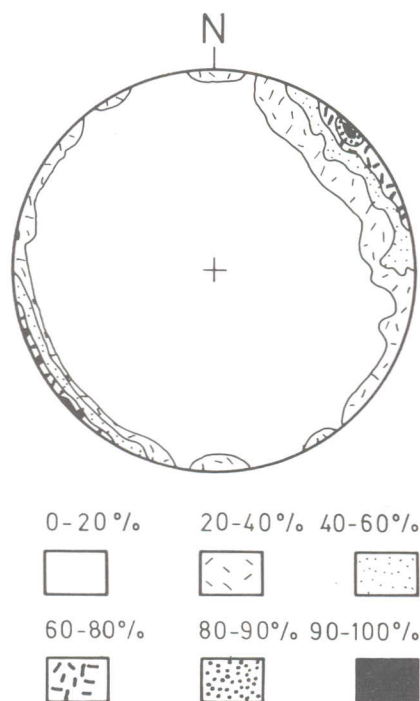


Fig. 2.—A: Diagrama de densidad de polos de diaclasas de todo el área de estudio. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Contornos al 20%, 40%, 60%, 80% y 90% del máximo del diagrama. Número de datos=2.742. Máximo, 9,4%.

la posición de σ_1 , σ_2 y σ_3 , aunque a diferencia de las fallas (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988b) no puede determinarse la razón áxica del elipsoide de esfuerzos. Esto es consecuencia del paralelismo de las diaclasas con los planos principales del elipsoide de esfuerzos.

Trabajo financiado por C.I.C.Y.T., proyecto PB-87-0737-CO3-01.

Referencias

- Aldaya, F.; Campos, J.; García-Dueñas, V.; González-Lodeiro, F. y Orozco, M. (1984): En: *El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, 18-20.
- Bahat, D. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8, 181-190.
- Caputo, R. y Caputo, M. (1988): *4 Congr. Geol. Soc. of Greece. Athens*, 35.
- Galindo Zaldívar, J.; González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (en prensa): *Geodin. Acta*.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1988a): *II Cong. Geol. Esp. SGE*, Granada, 2, 145-148.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro,

F. (1988b): *Annales Tectonicae*, 2, 90-97.
 García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1986): *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2/13, 23.
 García-Dueñas, V.; Martínez-Martínez, J. M. y Navarro-Vila, F. (1986): *Geogaceta*, 1, 17-19.
 González-Lodéiro, R.; Orozco, M.; Cam-

pos, J. y García-Dueñas, V. (1984): En: *El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, 5-8.
 Hancock, P. L. (1987): *Abstract. Conf. Paleostresses and fault systems. Swansea*.
 Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1980): *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.

Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1989): *Geology*, 17, 540-543.
 Puga, E. (1976): Tesis Univ. Granada.
 Yáñez Jerónimo, J. D.; Soria Mingorance, J. y Rodríguez Gordillo, J. (1984): *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 23-28.

Recibido el 30 de septiembre de 1989
 Aceptado el 10 de octubre de 1989

Ciclos de compensación en las fosforitas de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)

J. Santamaría (*)

(*) Minas de Almadén. Paseo de la Castellana, 18, 5.ª planta. 28046 Madrid.

ABSTRACT

The phosphorites of Horcajo de los Montes constitute channelled bodies which fill an erosive scar located in the platform (gully). The filling of this scar is polycyclinal by means of small encasements of channels about 500 m wide which amalgamate and overlap successively. The phosphatic layers display great continuity, although they undergo changes in thickness owing to compensations in relief, both between layers and groups of these, similar to the compensation cycles in turbidites.

Key words: *Phosphorites, compensating cycles, Infracambrien, Centroiberica.*

Geogaceta, 7 (1990), 11-12.

Introducción

Las fosforitas de Horcajo de los Montes (Ciudad Real), se encuentran situadas en la terminación periclinal sur del Anticlinal de Valdelacasa (Z. Centro Ibérica, fig. 1). Pertenecen a la formación «Limolitas del Pusa» (Alvarez-Nava *et al.*, 1988) y son de edad Infracámbrica.

Características del yacimiento

Las fosforitas están formadas por capas de espesor métrico, frecuentemente amalgamadas, de bases netas, localmente erosivas y con estructuras de carga. Los techos son, generalmente, planos o ligeramente ondulados a gran escala. Su laminación interna no es muy apreciable debido a la casi ausencia de matriz, aunque los clastos más alargados tienden a orientarse mostrando laminaciones cruzadas a gran escala y de bajo ángulo.

La granoclasificación es muy pobre y escasa, en parte debida a la homogeneidad en el tamaño de los clastos.

Estos varían entre 30 y 70 mm., aunque excepcionalmente se encuentran clastos de varios centímetros; se

trata de formas subesféricas con estructura concéntrica, nódulos. En proporciones variables se encuentran mezclados con granos de cuarzo y material pelítico; es frecuente encontrar cantos blandos y de otras litologías cerca de la base. La matriz es arenosa dolomitizada, con cuarzo, plagioclasas, opacos y materia orgánica. Generalmente se encuentra fosfatizada y recrystalizada.

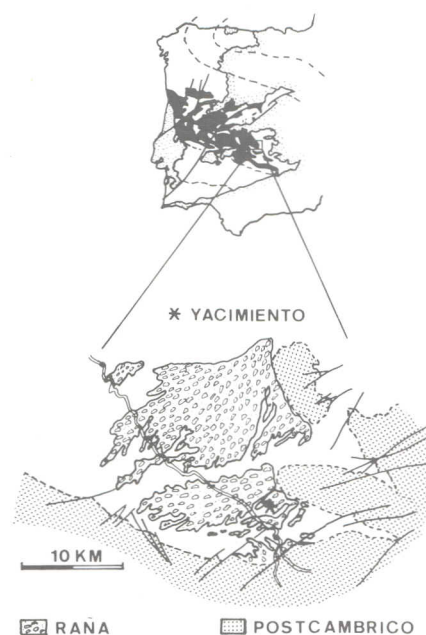


Fig. 1.—Localización del yacimiento de Horcajo de los Montes. Zona Sur Meridional del Anticlinal de Valdelacasa.

Ciclos de compensación

Sondeos en abanico han permitido correlacionar las diversas capas de los sondeos a pequeña distancia. Un ejemplo simplificado del mismo se observa en la fig. 2.

Las capas presentan una clara tendencia a las compensaciones de relieve, tanto entre capas como entre grupos de ellas, algo similar a los ciclos de compensación de las turbiditas (Mutti & Sonnino, 1981). Presentan morfología lenticular, tabular a escala de afloramiento; al tratarse de un relleno policíclico (Santamaría *et al.*, 1987 b) las morfologías preexistentes confinan