

nifestaciones de una dinámica interna en el sistema granítico capaz de controlar o modificar su propia estructura interna y modificar la estructura del encajante en un cierto entorno o crear estructuras directamente relacionadas con el emplazamiento. La hipotética relación entre las crenulaciones y kink-bands subhorizontales y la intrusión no puede sostenerse considerando sólo la masa granítica aflorante, sino que en todo caso debe ser considerada a una escala regional mucho más amplia en relación con el ascenso de una importante masa granítica no aflorante.

Admitiendo un modo de emplazamiento pasivo, la estructura interna del granito hubo de ser impuesta por un evento deformativo posterior o tardío respecto a su emplazamiento. Todos los aspectos de la estructura interna del cuerpo granítico, así como ciertos aspectos controvertidos de las relaciones entre blastesis y deformación encajan con un modelo de evolución estructural post-emplazamiento, controlado por una cizalla dextra vertical de orientación NNE-SSO (paralela a la dirección de las principales estructuras hercínicas regionales) (figura 3). La orientación media de los elementos que definen la «fabric» interna del granito, coincide con el plano de aplastamiento del elipsoide asociado a la citada cizalla; la orien-

tación de los filones de cuarzo coincide con la dirección perpendicular al máximo estiramiento finito del elipsoide, y finalmente, las direcciones de los dos sistemas de diaclasas coinciden con estas dos orientaciones principales (fig. 2). Por otra parte, este modelo proporciona una hipótesis para explicar el acoplamiento de la S1 en torno a algunos metablastos y el hecho de que éstos puedan aparecer aplastados por dicha esquistosidad; al existir un paralelismo entre S1 y la cizalla, ésta produce una especie de «activación» de los planos de esquistosidad de manera que determinados blastos (aquellos que tienen una orientación favorable) son reorientados (ocasionalmente aplastados) por S1.

No existen pruebas contundentes que verifiquen la existencia de esta zona cizalla, inferida a partir del análisis de las estructuras a escala de macizo. No obstante existen datos que apoyan la hipótesis:

— La existencia de metablastos de andalucita con sombras de presión que indican un giro controlado por una cizalla dextra subvertical (aunque esto se observa sólo muy localmente).

— La diferente orientación media de feldspatos y plagioclasas (elementos marcadores de la «fabric») observada localmente en el granito, lo que de ser un rasgo generalizado (difícil

de comprobar dada la calidad pésima del afloramiento) indicaría (Fernández, 1988) la existencia de esfuerzos rotacionales durante la deformación.

Bibliografía

- Fernández, A. (1987): *Rev. Bras. Geocienc.*, 17, 4, 372-381.
 Hibbard, M. J. (1987): *Jour. Geol.*, 95, 543-561.
 Hutton, O. H. W. (1988): *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 79, 245-255.
 Klein, E.; Barrera, J. L. y Rodríguez, L. R. (1988): *Caracterización petrológica del macizo de Boal*. IGME.
 Llopis Lladó, N. (1961): *Brev. Geol. Asturica*, 5, 3-52.
 Marcos, A. (1973): *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 6, 1-113.
 Marcos, A.; Pulgar, J. y Martínez, F. J. (1980): *Mapa geológico de España. E:1-50.000 (Boal)*. IGME.
 Martínez, F. J. y Gil Ibarra, J. I. (1983): *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 1, 555-569.
 Suárez, O. (1970): Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 284 pp.
 Suárez, O. (1971): *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 2, 93-113.
 Uhlig, S. (1982): Diplomarbeit. Universität de Karlsruhe. 116 pp.
 Uhlig, S. (1984): *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, 345-371.

Trabajo financiado por la D.G.I.C.Y.T. Proyecto PB86-0158.

Recibido el 10 de febrero de 1989
 Aceptado el 15 de febrero de 1989

Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (complejo Alpujárride, Cordillera Bética)

J. Campos (*), J. F. Simancas (*).

(*) IAGM y Dpto. Geodinámica, CSIC-Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

ABSTRACT

The Alpujárride Complex results from a complicated structural evolution, partly synmetamorphic, with different kinematic vectors. In this note we focus on the postmetamorphic structure in the lower Alpujárride Nappe, which include recumbent folding and thrusting to the north. New geometric and kinematic aspects are pointed out.

Key words: structural evolution, Alpujárrides, Betic Cordillera.

Geogaceta, 6 (1989), 50-53.

Etapas de estructuración del complejo Alpujárride

En los últimos años se ha interpretado cinemáticamente la fábrica prin-

cipal de las rocas alpujárrides (lineación de estiramiento, orientación preferente). En la región de Ronda, esta fábrica se relaciona con el gran cabalgamiento del Manto de Los Reales

(Tubía y Cuevas, 1986, 1987). Así, se ha establecido la existencia de una etapa de traslaciones en régimen dúctil, sinmetamórfica, de sentido ENE/NE (señalemos la orientación muy nor-

teada de la lineación de estiramiento en algunos sectores, cuyo significado estamos estudiando). Según Torres (1974), Navarro (1976), Elorza (1979), etcétera, el metamorfismo asociado varía desde facies de presión intermedia a facies de baja presión, pero recientemente se han detectado asociaciones precoces de alta presión y baja temperatura (Goffé *et al.*, en prensa). Todo ello establece una evolución tectonometamórfica relacionable verosimilmente con una colisión en dirección próxima a E-W.

La pila sinmetamórfica de mantos está aún mal definida, a causa de una fuerte reestructuración con vector N/NNW en condiciones poco o nada metamórficas. Aunque el sistema de cabalgamientos así formado se conoce relativamente bien (Aldaya *et al.*, 1979, 1981, 1983 a y b; Avidad y García Dueñas, 1981, etc.), la existencia de grandes pliegues tumbados se ha referido en pocas publicaciones (Avidad y García Dueñas, op. cit.; Estévez *et al.*, 1985; Balanyá *et al.*, 1987; Simancas y Campos, 1988) y es escasamente reconocida por algunos investigadores (e. g. Cuevas, 1988). Una notable extensión hacia el WSW y plegamientos suaves en varias direcciones (destaca la N80E) completan la estructuración alpujárride.

Deshacer la estructura post-pico me-

tamórfico es esencial para abordar el problema de la pila de mantos sinmetamórfica. Como se ha señalado, un rasgo destacable son grandes pliegues tumbados, de los que los mejor conservados se encuentran en el Manto de La Herradura (sincinales de Capellanía y Sierra Tejada) y especialmente en el manto más bajo, el M. Lújar, aunque su existencia es general. En esta nota nos referimos únicamente a los pliegues del M. Lújar y a su modificación por los cabalgamientos.

Estructura del Manto de Lújar

El manto más bajo del complejo Alpujárride, M. Lújar, aflora de W. a E en una serie de ventanas o semiventanas tectónicas (Sierra de Lújar, Albuñol, Huarea y Turón) hasta emerger en la Sierra de Gádor (fig. 1).

La parte meridional de la Sierra de Lújar corresponde al flanco inverso de un pliegue sinclinal (Estévez *et al.*, 1985). Su eje tiene dirección NE-SW, pero hacia el SW se tuerce hasta una posición próxima a E-W; se inclina suavemente (10°-30°) hacia el SW. El flanco normal se extiende por el N y E de la Sierra, prolongándose en lo que otros investigadores (Aldaya *et al.*, 1979) han considerado

Manto de Cástaras. La inversión se manifiesta no sólo mediante criterios estratigráficos sino también por la vergencia de pliegues y de una foliación de crenulación pobremente desarrollada. Al NE, en la Sierra de la Joya, la estructura se complica por su interferencia con un par anticlinal sinclinal de una fase anterior (Estévez *et al.*, op. cit.).

Al ESE, el M. Lújar reaparece en la ventana de Albuñol, donde hemos podido reconocer que casi todo el afloramiento es una secuencia invertida. En las proximidades del pueblo de Albuñol se inicia el cierre (en el paquete carbonático) del pliegue correspondiente; los buzamientos son mayores y aparecen filitas también en flanco inverso. No son abundantes las estructuras menores asociadas pero a unos 2-3 km. al NW de Albuñol se pueden observar excelentes ejemplos de pliegues de tamaño métrico de dirección N60/90E, poco buzantes, con desarrollo de una foliación de crenulación; ambas estructuras tienen relaciones geométricas de flanco inverso. La ventana queda delimitada por contactos de traslación frágil al NNW, salvo el del borde suroccidental (entre Albuñol y Alforfón), que corresponde a una falla de extensión que hunde el boque SW.

El pequeño afloramiento de calizas

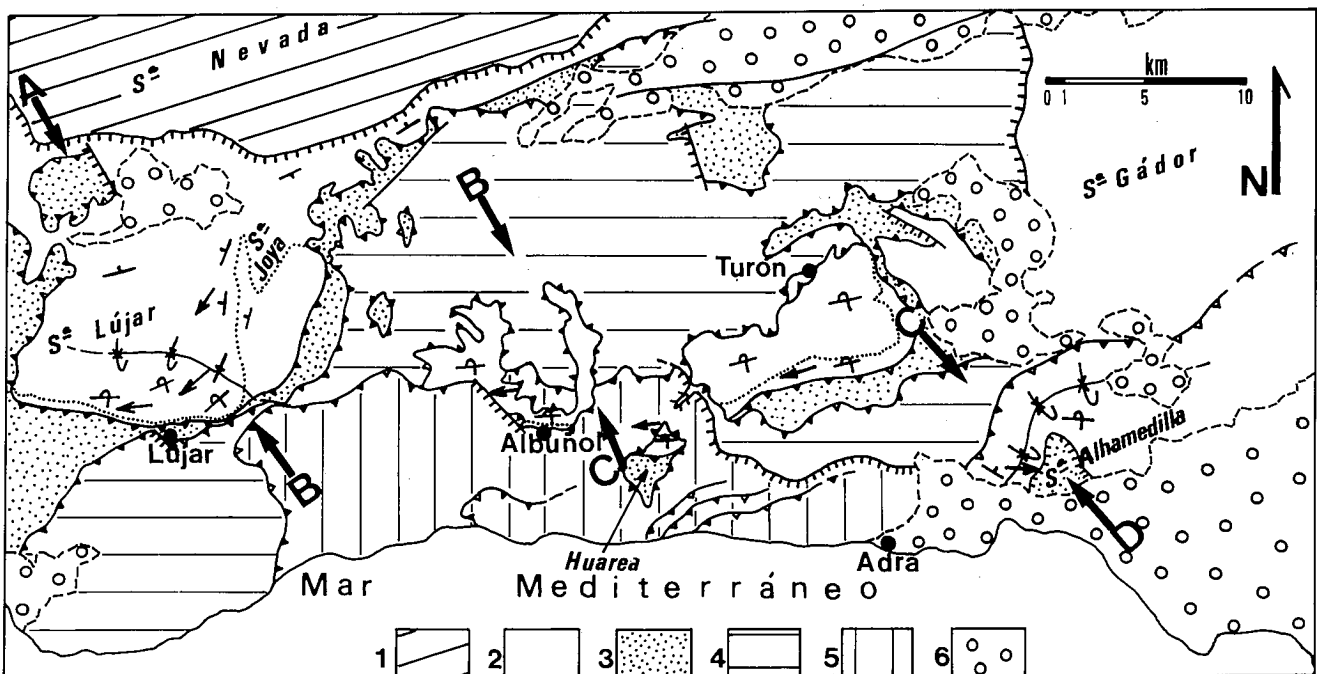


Fig. 1.—Los Alpujárrides entre Motril y Almería (Sur de Sierra Nevada). 1: Complejo Nevadofilábride. 2, 3, 4 y 5: Complejo Alpujárride. 2: Manto de Lújar (la línea de puntos es el contacto filitas/carbonatos). 3: Materiales del denominado Manto de Alcázar (véase interpretación en el texto). 4: Manto de Murtas. 5: Manto de Adra. 6: Materiales post-manto.

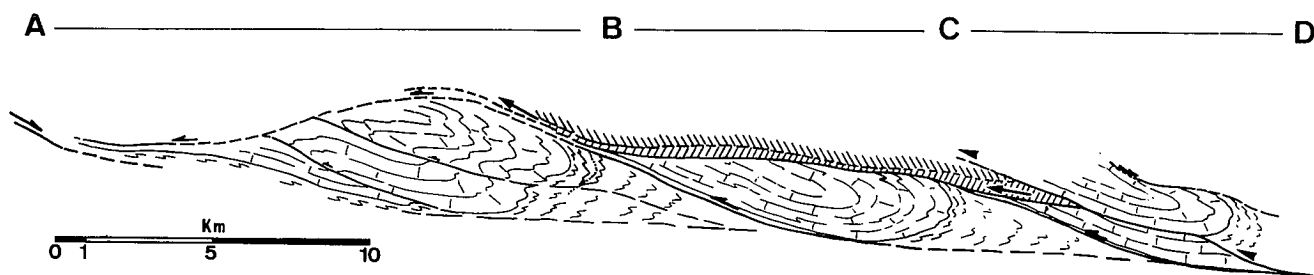


Fig. 2.—Corte geológico sintético formado a partir de los tres cortes parciales señalados en figura 1. Se muestra en él la estructura del Alpujarride inferior (conjunto Lújar+Alcázar); por encima, con rayado, los mantos de Murtas y Adra. La estructura de la Sierra de Lújar es la de Estévez *et al.* (1985), con modificaciones. Nótese el diferente símbolo para cabalgamientos de distinta «secuencia». La orientación de los cortes es ligeramente oblicua a la dirección de transporte tectónico dominante (NNW).

en la Rambla de Huarea se dispone como un flanco inverso muy próximo a charnela. Una parte, al menos, de las filitas y cuarcitas atribuidas al M. Alcázar (Aldaya *et al.*, 1981; Cuevas, 1988) están adosadas en inversión a las calizas. Esta pequeña ventana casi conecta con la parte occidental de la ventana de Turón. Gervilla *et al.* (1985) señalaron una inversión en el borde S de la Sierra de Turón, y nosotros hemos establecido con criterios estructurales el carácter general de esta inversión en toda la extensión de la ventana. Pliegues menores y crenulación asociada son suficientemente abundantes para permitir una reconstrucción segura.

Al S de la Sierra de Gádor (Sierra Alhamedilla) el M. Lújar tiene, otra vez, estructura de sinclinal tumbado (Balanyá *et al.*, 1987). El pliegue, de dirección E-W, se puede seguir hacia el E en más de 20 km. Por el W y el N queda limitado por un cabalgamiento posterior a los cabalgamientos principales, a los que corta.

Estos afloramientos del M. Lújar, aunque discontinuos, permiten interpretar razonablemente la estructura (fig. 2). Esta consiste, entre Sierra Nevada y el mar, en tres pliegues tumbados que son, de NW a SE, el sinclinal de Sierra de Lújar, el sinclinal de Albuñol-Huarea-Turón y el sinclinal de la Sierra Alhamedilla. Salvo en la parte oriental de la Sierra de Lújar, en donde la dirección principal es NE-SW, los pliegues se orientan entre N65-95E, direcciones también dominantes en pliegues relacionables con éstos de los mantos de Herradura, Salobreña y Guájares. Las inversiones originadas por estos pliegues son de magnitud kilométrica, con valores de unos 4 km. en Sierra de Lújar y unos 5-6 km. en los otros dos pliegues. La entidad de los flancos inver-

sos y su actual proximidad implican un solapamiento de los pliegues, que se realizó mediante cizallas frágiles dirigidas al NNW. Se desconoce la secuencia de formación de estos cabalgamientos (¿secuencia de bloque inferior?); en todo caso, lo que la geometría observable permite establecer es que la cizalla de techo, base del paquete de mantos Murtas+Adra, corta a las anteriores al modo de un cabalgamiento fuera de secuencia que lamina los flancos normales cabalgantes. Posterior aún es el cabalgamiento de la Sierra Alhamedilla. Así (fig. 2), el M. Lújar queda configurado, al S de Sierra Nevada, como un dúplex con tres horses principales (cada uno de ellos es un sinclinal tumbado), limitado al N por el accidente extensional localizado en el contacto Alpujarrides/Nevadofilábrides (Aldaya *et al.*, 1984). Hemos descrito estructuras similares, pero de menor escala, en los mantos de Salobreña y Herradura, al W de Motril (Simancas y Campos, 1988).

Conclusiones

El M. Lújar presenta una estructura interna relativamente compleja que implica un fuerte acortamiento: dúplex conformado por un sistema imbricado de pliegues, con cizalla de techo fuera de secuencia y un último cabalgamiento que corta a los demás. En el sector al que se refiere este trabajo (fig. 1) la sucesión de pliegues origina por sí sola un acortamiento de, al menos, 15 km. A ello debe sumarse el acortamiento debido al sistema de cabalgamientos, difícil de evaluar aunque sin duda superior. El dominio de las charnelas sinclinales (en M. Lújar y en otros mantos) debe de estar controlado por el contraste reológico

entre la sucesión carbonática y las metapelitas.

Con esta interpretación, el M. Alcázar (fig. 1) pierde su individualidad. Por un lado, parte de los materiales atribuidos a él pertenecen sin duda, a los flancos inversos de los pliegues descritos. Por otro, cuando sus materiales se presentan en sucesión normal y cabalgantes (punteado en fig. 1) deben de ser flancos normales de esta serie de pliegues, y no una sola hoja de manto.

Financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, nº SEUI PB046101.

Referencias

- Aldaya, F.; Martínez-García, E.; Avidad, J.; García Dueñas, V.; Navarro, F.; Gallegos, J.; Díaz de Federico, A.; Puga, E. (1979): Lanjarón, 1042, *Mapa Geol. Esp. 1:50000 (2.ª serie)*, IGME.
- Aldaya, F. (1981): Albuñol, 1056, *Mapa Geol. Esp. 1:50000 (2.ª serie)*, IGME.
- Aldaya, F.; Baena, J. y Ewert, K. (1983 a): Berja, 1043, *Mapa Geol. Esp. 1:50000 (2.ª serie)*, IGME.
- Aldaya, F.; Baena, J. y Ewert, K. (1983 B): Adra, 1057, *Mapa Geol. Esp. 1:50000 (2.ª serie)*, IGME.
- 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.
- Avidad, J. y García Dueñas, V. (1981): Motril, 1055, *Mapa Geol. Esp. 1:50000 (2.ª serie)*, IGME.
- Balanyá, J. C.; Campos, J.; García Dueñas, V.; Orozco, M. y Simancas, J. F. (1987): *Geogaceta*, 2, 51-53.
- Cuevas, J. (1988): Tesis Univ. País Vasco.
- Elorza, J. J. (1979): Tesis Univ. País Vasco.
- Estévez, A.; Delgado, F.; Sanz de Galdea-

- no, C. y Martín-Algarra, A. (1985): *Mediterránea* (Ser. Geol), 4, 5-31.
- Gervilla, F.; Torres, J.; Martín, J. y Fenoll, P. (1985): *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8, 219-228.
- Goffé, B.; Michard, A.; García Dueñas, V.; González Lodeiro, F.; Monié, P.; Campos, J.; Galindo, J.; Jabaloy, A.; Martínez Martínez, J. M. y Simancas, J. F. (en prensa): *The European Jour. of Mineralogy*.
- Navarro, F. (1976): Tesis Univ. Bilbao.
- Simancas, J. F. y Campos, J. (1988): Simposio Cinturones Orogénicos, 27-33, *II Congr. Geol. España*.
- Torres, R. 1974): *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, 21-77.
- Tubía, J. M. y Cuevas, J. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8, 473-482.
- Tubía, J. M. y Cuevas, J. (1987): *Geodin. Acta*, 1, 59-69.

Recibido el 23 de enero de 1989
 Aceptado el 15 de febrero de 1989

Asociaciones de facies en los fan deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas Orientales

C. J. Dabrio González (*).

(*) Dpto. de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

Fan deltas occur in a wide range of tectonic and sedimentary settings which are likely to generate a varied mosaic of facies associations. Fan delta deposits provide a good geodynamic record of basins as illustrated by examples in some Late Neogene basins of the Betic Cordillera (S.E. Spain) which are described in ascending order of subsidence.

Key words: fan deltas, facies associations, Neogene, Quaternary, Betic Cordillera, S. E. Spain.

Geogaceta, 6 (1989), 53-55.

Introducción

Holmes (1965) definió un fan delta como un abanico aluvial que progresa en un cuerpo de agua en reposo a partir de un relieve elevado adyacente. Las sucesiones de fan delta y de los ambientes que se asocian con ellos registran con bastante precisión los acontecimientos ocurridos en el margen de las cuencas y en especial el efecto recíproco y mutuo de la tectónica, el clima, el nivel del mar, las variaciones en el aporte de sedimento aluvial y los procesos lacustres o marinos. Como los fan deltas aparecen en contextos tectónicos y sedimentarios muy diversos, cabe esperar que den lugar a un amplio mosaico de facies sedimentarias de las que todavía se tiene un conocimiento relativamente pobre. El propósito de este trabajo es profundizar en ese conocimiento a partir del estudio de varios fan deltas de las

Cuencas Neógenas Béticas, que se describen en orden creciente de la subsidencia.

Resultados

En la **cuenca de Cope** (Murcia) las bajas tasas de subsidencia asociadas a grandes diferencias topográficas generaron secuencias progradantes de escala métrica de materiales costeros que forman unidades solapantes, con tendencia a formar *toplaps*. Estos depósitos eran muy sensibles a los cambios eustáticos de nivel del mar del Pleistoceno Superior. En las épocas de nivel del mar alto los fan deltas quedaban restringidos a las zonas proximales, pues la extensión de los abanicos subaéreos era muy limitada. La mayor parte del aporte sedimentario grueso quedó retenido en playas del tipo reflectivo. Las épocas de nivel

del mar bajo suponían la exposición subaérea y la alteración de una extensa zona del borde de la cuenca, pues la mayor parte del aporte se concentraba en fan deltas telescópicos situados al pie de los que se formaron durante los períodos de nivel alto y nutridos por canales encajados en aquellos.

En la **cuenca del Almanzora** los canales y los flujos en masa de los fan deltas del Mioceno Superior, desarrollados a favor de las fallas que limitan la depresión suministraron grandes cantidades de conglomerados y de areniscas micáceas. A pesar de ello, los corales y las algas colonizaron repetidamente las zonas marinas someras de los frentes de los fan deltas y formaron parches arrecifales de baja diversidad específica. El desplazamiento lateral de los lóbulos activos de los deltas bajo un control que se supone