

Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad

Reactivation of the Alhama de Murcia fault (sector of Lorca-Totana): kinematics and stress-field from the Messinian to the present

J. J. Martínez Díaz, J. L. Hernández Enrile (1)

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense.

ABSTRACT

In this work we analyze the kinematics of the Alhama de Murcia fault and other fracturation systems in the area of Lorca-Totana. An alternance of NW-SE to NNE-SSW shortening directions can be identified from the Messinian to the present. This seems to be a consequence of intermittent activity along the Palomares fault (NNE-SSW), inducing changes in the trajectories of the NW-SE-directed regional stress field.

Key words: Alhama de Murcia Fault, kinematics.

Geogaceta, 9 (1991), 38-42.

Introducción

La falla de Alhama de Murcia (F.A.M.) es uno de los principales accidentes de dirección NE-SO que, debido a sus movimientos inverso y direccional ha condicionado de modo importante la distribución de los sedimentos neógeno-cuaternarios en el tercio oriental de la Cordillera Bética (Bousquet *et al.*, 1974). Esta falla se desdobra generando un corredor de hasta 2 km. de anchura en el sector comprendido entre Lorca y Totana (fig. 1), donde se aprecia una compleja tectónica sinsedimentaria afectando a materiales messinienses y pliocuaternarios. Dicha complejidad tectónica se debe al carácter polifásico de este accidente y a los diferentes movimientos que presenta, tanto de carácter inverso como de carácter direccional (Armijo, 1977; Gauyau, 1977). Estos movimientos observados también en áreas adyacentes, responden según diversos autores a rotaciones del esfuerzo principal (σ_1) desde tiempos messinienses hasta la actualidad (Bousquet *et al.*, 1976; Armijo, 1977; Ott d'Estevou *et al.*, 1985; Sanz de Galdeano, 1987). Sin embargo, no se han explicado hasta ahora las causas que pueden inducir esta variación del campo de esfuerzos regional de carácter comprensivo y en tan corto espacio de tiempo. Por otra parte, de algunos trabajos se desprende la coexistencia de estos campos de esfuerzo en un mismo período de tiempo.

Por ello, el presente trabajo trata en primer lugar de establecer el cuadro cinemático para la F.A.M. y para otros sistemas singulares de fracturación en

el tramo Lorca-Totana a partir del estudio de las rocas de falla y estructuras asociadas que afectan a los depósitos pliocuaternarios. En segundo lugar se pretende dar una explicación de la actividad de estos accidentes y de la variación de la orientación del campo de esfuerzos durante el período Messiniense Superior-Cuaternario.

Materiales pliocuaternarios

En el área objeto de estudio (sector Lorca-Totana) aparece un conjunto de materiales fundamentalmente detríticos, correspondientes a una sucesiva superposición de abanicos y glaciés que comprenden el Plioceno Superior y el Cuaternario (fig. 2). Tales depósitos que se disponen adosados al corredor según una dirección NE-SO, yacen en discordancia sobre el bético interno y sobre depósitos conglomeráticos y margoyesíferos del Tortoniense y Messiniense, respectivamente. Dentro de este conjunto Pliocuaternario, se han distinguido tres unidades sedimentarias caracterizadas por sus posiciones relativas y caracteres tectosinsedimentarios. La edad de las mismas se ha establecido mediante la correlación con depósitos de facies equiparables y datados en áreas adyacentes (Montenat, 1973; Ott d'Estevou, 1980; Goy *et al.*, 1983; G. R. N., 1977).

a) Unidad Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf. (U1 de la fig. 3). Está constituida por limos y arenas, con intercalaciones conglomeráticas procedentes de la erosión de la calcarenitas tortonien- ses fundamentalmente. Esta unidad es

el resultado de la superposición de abanicos aluviales, los cuales alcanzan una potencia de 20 a 30 metros.

b) Unidad Pleistoceno Medio (U2 de la fig. 3). Está constituida por una generación de abanicos encostrados, así como por costrones carbonatados, tobas y travertinos.

c) Unidad Pleistoceno Sup.-Holoceno (U3 de la fig. 3). Constituida por una sucesión de abanicos no encostrados de extensión más reducida y dispuestos a través de una dinámica de encajamiento progresivo que enlaza prácticamente con la sedimentación actual.

Cinemática de la fracturación

Los criterios macro y mesoscópicos correspondientes a las diferentes estructuras de deformación resultantes de la actividad de la F.A.M. y de otros sistemas de fracturas: N 5-15 E; N 20-25 E, y N 140 E que afectan a las unidades sedimentarias pliocenocuaternarias descritas, así como al sustrato de yesos y margas messinienses nos conduce a establecer una sucesión de sus diferentes movimientos, así como el campo de esfuerzos que los origina.

En los materiales messinienses e incluso inferiores (tortonienenses), se observan estructuras de deformación que permiten ser utilizadas como criterios cinemáticos vinculados exclusivamente a dichos depósitos que yacen a lo largo del corredor de la F.A.M. Tales criterios son los siguientes: a) Pliegues de amplitud decamétrica a hectométrica de dirección NE-SO; pa-

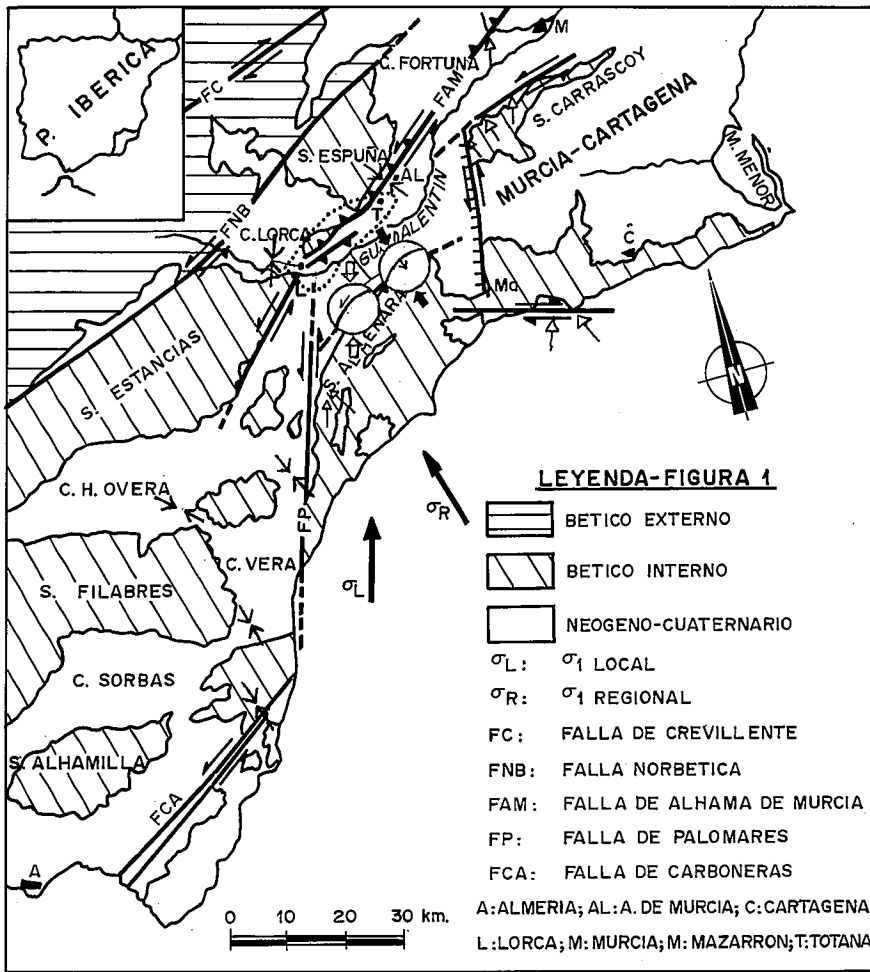


Fig. 1.—Mapa mostrando la disposición de las principales zonas de fracturación del SE de la Cordillera Bética (→): Dirección de acortamiento observada y según Bousquet *et al.*, 1976 para el Cuaternario. (⇨): Orientaciones del vector deslizamiento para fallas activas durante el Mioceno Superior y el Cuaternario según (Rutter *et al.*, 1986). En las proyecciones estereográficas se representa la dirección predominante del vector deslizamiento de la F.A.M. según los dos campos de esfuerzos.

Fig. 1.—Map showing the attitude of the main fracture zones in the SE Betic Cordillera. (→): Quaternary shortening directions observed (modified from Bousquet *et al.*, 1976). (⇨): Orientation of the slip vector for active faults in the time-span Upper Miocene to Quaternary (Rutter *et al.*, 1986). In the stereographic projections the main slip vectors in the FAM is represented according to the two stress fields.

rales a la traza de la F.A.M. Dichos pliegues presentan una geometría simétrica con planos axiales verticales que implica una dirección fundamental de acortamiento, aproximadamente, N 150; b) fibras de yeso correspondiente, a venas, orientadas según la dirección N 50-60 E, y buzamientos 70-90 NO. Estas fibras se disponen según una dirección N 150 E y con una inmersión 60-90 NO (proyección estereográfica de la fig. 2). De estos criterios cinemáticos se deduce una dirección de acortamiento N 150 ó lo que es lo mismo, perpendicular a la dirección de la F.A.M. (figs. 1 y 2).

Por otra parte en estos mismos materiales de edad Tortoniense y Messiniense se observan otros criterios cinemáticos que se circunscriben a ellos sin que se manifiesten en formaciones superiores. Estos criterios son los siguientes:

a) Pliegues menores de arrastre de eje vertical, simétricos y asimétricos afectando a capas ya verticalizadas con dirección NE-SO como resultado de una actividad anterior de la F.A.M. (ver proyección estereográfica de la fig. 2); b) fibras de yeso contenidas en venas de dirección N 60 E y buzamiento 70-90 NO. Estas fibras presentan una dirección subparalela a dichas venas y con una inmersión 0-25 NE (fig. 2). Dentro de estas venas se observa una superposición de fibras con las dos orientaciones citadas (N 150 y N 60). De estos últimos criterios cinemáticos se deduce

un movimiento sinistral como consecuencia de una dirección de acortamiento NNE-SSO ya citado anteriormente en esta zona y para esta época Messiniense (Armijo, 1977). Adicio-

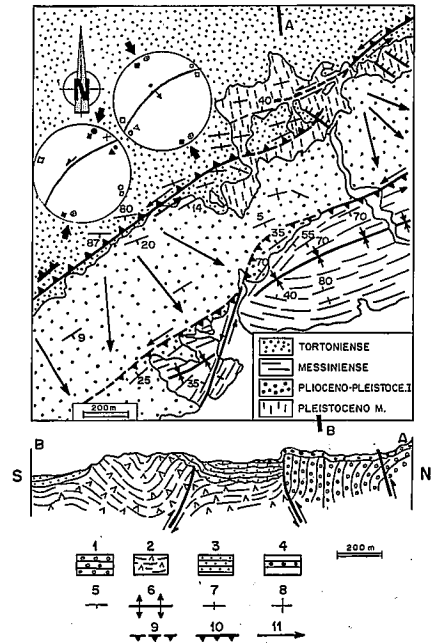


Fig. 2.—Cartografía de detalle de un sector de la F.A.M., 4 km. al NE de Lorca. 1: Conglomerados tortonienses; 2: Yesos y margas messinienses; 3: Unidad detrítica Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior (U₁); 4: Costas carbonatadas y tobas del Pleistoceno Medio (U₂); 5: Dirección y sentido de buzamiento; 6: Eje sinclinal; 7: Capas verticales; 8: Capas horizontales; 9: Falla inversa oculta por sedimentos; 10: Trazo de falla inversa; 11: Sentido de los aportes pliocuaternarios. Proyección estereográfica: (o): ejes de pliegues Messiniense Sup.-Plioceno Inf.; (+): Fibras de yeso Messiniense Sup.-Plioceno Inf.; (•): Estrías Messiniense Sup.-Plioceno Inf.; (□): Ejes de pliegues Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf.; (⊗): Fallas normales Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf.; (Δ): Ejes de pliegues Pleistoceno Medio-Holoceno; (■): Fallas tensionales Pleistoceno Medio-Holoceno; (▲): Estrías Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf.

Fig. 3.—Detailed cartography of a sector of the FAM, 4 km to the NE of Lorca. 1: Tortonian conglomerates. 2: Messinian gypsums and marls. 3: Upper Pliocene-Lower Pleistocene (U₁) detrital unit. 4: Carbonated hard-grounds and Middle Pleistocene tuffs (U₂). 5: Direction and dip. 6: Synclinal axis. 7: Vertical layers. 8: Horizontal layers. 9: Inverse fault hidden by sediments. 10: Inverse fault outcrop. 11: Direction of the plioquaternary outflows. Stereographic projection: (o): Upper Messinian to lower Pliocene fold axis; (+): Upper Messinian to lower Pliocene gypsum fibers; (•): Upper Messinian to lower Pliocene slickensides; (□): Upper Pliocene to lower Pleistocene fold axis; (⊗): Upper Pliocene to lower Pleistocene normal faults; (Δ): Middle Pleistocene to Holocene fold axis; (■): Middle Pleistocene to Holocene tensional faults; (▲): Upper Pliocene to lower Pleistocene slickenside.

nalmente criterios cinemáticos (planos P, Y y R) observados en rocas de falla correspondientes al bético interno indican un mismo movimiento de carácter sinistral para la F.A.M. (Rutter *et al.*, 1986, y Oliveros, 1987).

Las estructuras de deformación generadas por la orientación N 150 E del esfuerzo principal (σ_1) se ven afectadas por las estructuras derivadas de una dirección principal de acortamiento NNE-SSO. El hecho de que todas estas estructuras aparezcan fosilizadas por la discordancia situada en la base del Plioceno Superior, implica un cambio de la dirección de σ_1 desde N 150 a NNE-SSO durante el período Messiniense-Plioceno Inferior.

Por otra parte, desde el inicio de la sedimentación de los depósitos atribuidos al Plioceno Superior se observa cómo éstos fueron deformados por la actividad sinsedimentaria de la F.A.M. Ello se pone de manifiesto a través del desplazamiento en la vertical de la discordancia situada a base del Plioceno Superior (figs. 2 y 3), así como por la propia reactivación sedimentaria (abanicos aluviales) ocasionada por la elevación del bloque situado al NO de la F.A.M. Asimismo, en estos materiales del Plioceno Superior se aprecian estructuras de arrastre de carácter sinsedimentario indicando una actividad de falla inversa (fig. 2), cuya componente principal de acortamiento sería N 150 E.

En el techo de la unidad U_1 (Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf.) (fig. 3) se observan —en las zonas de influencia de F.A.M.— los siguientes criterios cinemáticos: a) planos menores de cizallamiento de dirección NE-SO en los que se aprecian rotación y rotura de clastos indicando un desplazamiento sinistral; b) un sistema de fracturación de dirección N 15-20 y buzamiento 60-80. Se trata de fallas normales con saltos métricos a decamétricos y cuyos planos se disponen con una orientación oblicua al corredor tectónico de la F.A.M. Asimismo, con igual dirección N 15-20 E aparecen asociadas a estas fallas, venas de carácter tensional. Esta fracturación responde a una tectónica extensional vinculada a un elipsoide de deformación generado por una componente de esfuerzo principal σ_1 de dirección NNE-SSO que está de acuerdo a su vez con el movimiento sinistral de la F.A.M. En orden a esta cinemática se ponen igualmente de manifiesto siste-

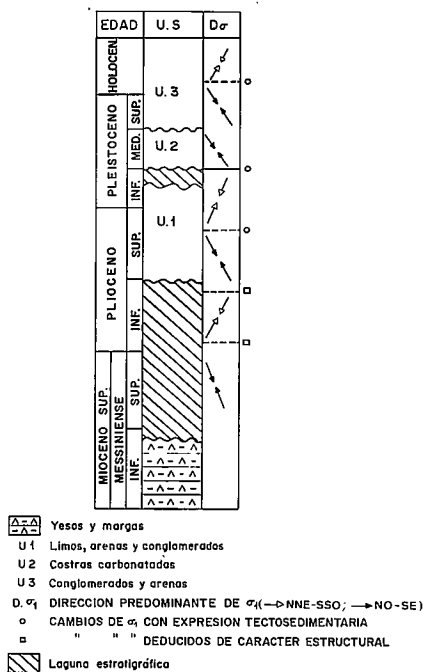


Fig. 3.—Unidades sedimentarias y direcciones de la componente principal de esfuerzo (σ_1) para el período Messiniense-Cuaternario.

Fig. 2.—Sedimentary units and orientations of the main stress component for the time-span Messinian-Quaternary.

mas de fracturación con dirección N 5-15 E, de estructuras preexistentes (fig. 2). De todo ello se deduce que para los tiempos Plioceno Sup. y Pleistoceno Inf. y en un área próxima a la zona de dislocación de la falla de Palomares, el campo de esfuerzos está definido por una dirección de acortamiento NNE-SSO (figs. 1 y 2).

En el límite Pleistoceno Inf.-Pleistoceno Med. se evidencia una reactivación de la F.A.M. con un movimiento inverso. En efecto, los depósitos de la unidad Plioceno Sup.-Pleistoceno Inf. (U_1) son intersectados por la F.A.M. como consecuencia del levantamiento del bloque situado al NO de la citada falla, lo cual motivó la erosión de dichos depósitos (fig. 2). Asimismo se observan fracturas menores e inversas afectando a estos materiales (U_1) con la misma dirección y buzamiento en el plano principal de la F.A.M. En estos planos de falla se aprecian estriaciones en los cantos indicando una dirección de desplazamiento N 150 E. En función de estos criterios identificamos de nuevo un movimiento de componente inverso en el que la dirección principal de acortamiento (σ_1) es N 150 E.

En los materiales que constituyen

la unidad Pleistoceno Medio (U_2) representados por costras carbonatadas se identifican estructuras dentro de la zona de influencia de la F.A.M. que han sido utilizadas igualmente como criterios cinemáticos: a) Pliegues menores asimétricos con ejes paralelos a la dirección de la F.A.M., cuyos flancos subverticales se sitúan en el bloque hundido (fig. 2); b) fracturas de dirección N 140-180 E verticales rellenas de calcita con estructuras que reflejan el carácter tensional de las mismas. Estos criterios ponen de manifiesto la continuidad del movimiento de la F.A.M. a través de una dirección de acortamiento N 150 E (fig. 2) para los tiempos Pleistoceno Medio y Superior. Por otra parte el hecho de que los depósitos del Pleistoceno Superior (abanicos aluviales) se dispongan en una dinámica de encajamiento hacia el SE indica una elevación relativa del bloque situado al NO de la F.A.M. deduciéndose así la continuidad del movimiento de componente vertical de dicho accidente.

En estos mismos materiales del Pleistoceno Medio se han reconocido otras estructuras utilizadas como criterios cinemáticos: a) fracturas de direcciones N 190-195 verticales rellenas de calcita cuya textura marca un mecanismo tensional de apertura; b) fracturas menores de direcciones N 50-65 E y movimiento sinistral; c) fracturas N 140 E de carácter tensional dispuestas en las zonas de solapamiento de distintos tramos de la F.A.M. Complementando estos criterios se observan elementos geomorfológicos, tales como drenaje en «Z» y canales desviados levógiramente, entre otros, que al igual que los citados anteriormente indican un movimiento sinistral de componente horizontal predominante en la F.A.M. Podemos concluir, por tanto, que durante el período Pleistoceno Superior-Holoceno vuelve a producirse una modificación de la componente principal de compresión (σ_1) que cambia de N 150 a NNE-SSO.

Discusión y conclusiones

En relación con los sistemas principales de fracturación del SE de la C. Bética existe una coincidencia general entre los distintos autores de fijar una dirección principal de compresión (σ_1) aproximadamente NO-SE,

en respuesta al acercamiento entre la placa ibérica y la placa africana para tiempos cuaternarios. Esta dirección de σ_1 induciría en la F.A.M., tal y como se manifiestan para ciertos períodos de tiempo en el sector estudiado (Lorca-Totana), movimientos de carácter inverso. Sin embargo, es difícil de explicar bajo un acortamiento NO-SE la creación de las estructuras descritas que están generadas en un régimen de cizalla simple (con cierto componente transpresivo), a raíz del movimiento sinistral de la F.A.M. Por otra parte, a partir del estudio de la fracturación del sector Lorca-Totana se ha podido deducir una alternancia de las direcciones de acortamiento desde el Messiniense hasta la actualidad entre N 150 E y NNE-SSO que ha motivado una sucesión de movimientos inversos y direccionales. Tal alternancia del estado de esfuerzos generadores de la reactivación de la F.A.M. se deduce de los criterios cinemáticos descritos y por los datos de algunos autores acerca de las direcciones de acortamiento y vectores de deslizamiento en el SE de la Cordillera Bética (fig. 1).

La causa de esta dualidad en la dirección de acortamiento principal podría estar relacionada con una tectónica de bloques de grandes dimensiones en la que el bloque situado al E de la zona de dislocación de Palomares presentaría un movimiento controlado por ésta que le hace presionar según una dirección NNE-SSO contra la zona de dislocación de la F.A.M. Un funcionamiento intermitente de este mecanismo, reflejado en la intermitencia que presenta la zona de dislocación de Palomares descrita por Weijermars 1987, explicaría la sucesión en el tiempo de direcciones de acortamiento N 150 E y NNE-SSO (fig. 3).

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo mediante la financiación de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (D.G.I.C.Y.T.; Proyecto nº PB 87-0544).

Referencias

- Armijo, L. (1977): *Thèse, 3^{er} Cycle Paris VII*.
 Bousquet, J. C. y Montenat, C. (1974): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2671-2620.

- Bousquet, J. C. y Philip, M. (1976): *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 711-724.
 Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J. C.; Lachaud, J. C. y Montenat, C. (1977): *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 623-629.
 Goy, J. L.; Zazo, C. (1983): *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 5, 449-459.
 Groupe de Recherche Neotectonique (1977): *Bull. Soc. Geol. France*, 3, 591-594.
 Montenat, C. (1973): *THESIS, Sc. Univ. Orsay* 1170 p.
 Oliveros, M. A. (1987): *Tesis de Licenciatura*, Depart. Geodinámica, U.C.M.
 Ott d'Estevou, P. (1980): *Doc. et trav. IGAL*, París, 264 p.
 Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, 363-368.
 Rutter, E. H.; Maddock, R. H.; Hall, S. H. y White, S. H. (1985): *Pageoph*, 124, Nos 1/2.
 Sanz de Galdeano, C. (1987): *Estudios Geol.*, 43, 534-443.
 Weijermars, R. (1987): *Journ. Str. Geol.*, 9, 139-157.

Recibido el 29 de septiembre de 1990

Aceptado el 26 de octubre de 1990

Pregunta de V. García-Dueñas:

Este trabajo concluye, entre otras cosas, que la «dirección principal de compresión (σ_1)» varía reiteradamente de N150E a NNE-SSO en el intervalo de tiempo señalado.

Sin embargo, tal variación del campo de esfuerzos, seis veces en los últimos 5 M.a. (cf. fig. 3), puede resultar de una situación dinámica dando lugar a fallas de salto en dirección a las que se asocian diversas estructuras relacionadas con desviaciones en las trayectorias de σ_1 . De hecho, la dirección N-S de « σ_1 local» (cf. fig. 1) es compatible con el régimen sinistral de las fallas señaladas como FNB, FCA, FAM y otras, mientras que la « σ_R regional» desarrollaría fallas de salto en dirección de segundo orden. Por otra parte, son muy frecuentes, en la parte occidental del área de la fig. 1 (Sierra de las Estancias, por ejemplo), las fallas dextrales con dirección variable en torno a NO-SE, conjugada de las fallas mencionadas.

Cuestión no discutida en la nota es la posible rotación de algunos pliegues cerrados recientes, cuyas trazas axiales aparecen desplazadas (fig. 2); este mecanismo explicaría su paralelización, únicamente local, con las fallas maestras. En consecuencia, lo esencial del movimiento de las fallas de salto en dirección consideradas, se-

ría posterior a la edad de los pliegues (aprox. 4-5 M.a.), ya que las superficies de falla no se hallan plegadas.

Respuesta de Martínez Díaz y Hernández Enrile:

La dirección del campo de esfuerzos (σ_1) inducido por el desplazamiento de bloques bajo el control de la fracturación NNE-SSO derivada del campo de esfuerzos regional (σ_R) tendría una componente N 20 E y no N-S como se señala en la pregunta. Así σ_R (regional) sería el campo de esfuerzos que desarrollaría por un lado; desplazamientos de bloques controlados por fallas sinestrales de dirección N 20 E (fallas de Palomares, Terreros, etc.) y por otro, desplazamientos de componente fundamentalmente inversa —con una ligera componente direccional— de las fallas principales NE-SO (falla de Alhama de Murcia).

Con respecto a las fallas NO-SE que se mencionan en la introducción de la pregunta, corresponderían a un sistema conjugado de las fallas de dirección N 20 E (Sanz de Galdeano 1983; Ott d'Estevou *et al.*, 1985).

Ya en relación con la pregunta, ciertamente existen en el corredor tectónico Lorca-Totana varios ejemplos de pliegues «en echelon» de dimensiones mesoscópicas hasta dimensiones hectométricas, que sufren paralelizaciones derivadas de una deformación progresiva e intermitente bajo el control de la actividad de deformaciones discontinuas (FAM). Sin embargo, los pliegues de mayores dimensiones de dirección NE-SO (como el representado parcialmente en la figura 2 o como la antifforma que configura la sierra de La Tercia al NO del sector estudiado) superan los 4 km de longitud y presentan una estructura homogénea en todo su recorrido, sin mostrar ningún carácter significativo de haber sufrido rotaciones. Por otra parte, existen numerosas estructuras menores (venas rellenas de yeso fibroso, pliegues de arrastre, estrías, etcétera) contemporáneas con los pliegues citados que marcan en su conjunto movimientos de carácter inverso de las principales fallas NE-SO (FAM), o dicho de otra forma, una dirección de acortamiento N 150 E compatible con la génesis de los pliegues de dirección NE-SO.

Subsecuentemente, es también evidente la presencia de pliegues NE-SO

generados por una dirección de acortamiento, próxima también a N 150 E, para tiempos pliocuaternarios. Dichos pliegues están igualmente asociados a saltos inversos de las fallas NE-SO (ver fig. 2).

Los desplazamientos sinestrales e intermitentes, deducidos de criterios cinemáticos en rocas de falla asociadas al accidente tectónico (FAM), no tienen porqué ser siempre posteriores

a la edad de los pliegues (aprox. 4-5 m.a) en virtud de que las superficies de falla no estén plegadas.

Estructuras discontinuas mayores preexistentes a través de un campo de esfuerzos regional (σ_R) responden generalmente con un tipo de deformación homogénea traslacional, como es el caso que nos ocupa. La reactivación de estos accidentes mayores conlleva, con este tipo de desplazamientos,

variaciones de los ejes principales del elipsoide de deformación en los materiales de cobertera adyacentes al plano de cizalla sin que ello implique el que se pliegue el plano de falla.

Referencias

- Sanz de Galdeano, C. (1983): *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, 366-368.

Estudio preliminar de la fracturación a escala microestructural en las sierras marginales aragonesas*

Preliminary study of brittle microstructures in the «sierras marginales aragonesas»

H. Millan*, A. M. Casas* y J. J. Navarro*

* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. 50009 Zaragoza.

* Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CB-5/87 del CONAI (Diputación General de Aragón), PB88-0389-CO2-01 de la DGICYT, así como por el Instituto de Estudios Altoaragoneses.

ABSTRACT

Brittle microstructure in the «Sierras marginales aragonesas» have been analysed by means of the Right Dihedra, γ -R diagrams and Etchecopar's methods. The existence of several compression directions can be interpreted as the results of a NNE regional compression and others (mainly ENE and E-W) linked to compressive macrostructures striking N-S. Some of the extensive stress tensors obtained can be associated to extension in the footwall of the main thrust of the sierras.

Key words: sierras marginales aragonesas, fracturing, stress tensor.

Geogaceta, 9 (1991), 42-44.

Introducción

Las sierras exteriores aragonesas (Prepirineo meridional) limitada al N por el sinclinatorio de Jaca, y al S por los materiales miocenos de la cuenca del Ebro, representan el extremo meridional de las unidades alóctonas.

Los materiales más antiguos aflorantes pertenecen al Trías superior (Fm. Pont de Suert). A partir de ellos, la serie, predominantemente marina, está constituida por las calizas arenosas, calizas con rudistas y miliólidos de las Fms. Areny y Bona (Cretácico superior), a continuación los materiales de transición y continentales de la Fm. Tremo (Cretácico-Paleoceno), las calizas con Alveolinas y Nummúlites de la Fm. Guara (Ilerdiense-Luteciense), las margas de Arguis, las calizas arenosas y margas de la Fm. Belsué-Atarés (Canudo *et al.*, 1990), para terminar con los potentes depósitos fluviales de la Fm. Campodarbe (Eoceno superior-Oligoceno).

Una de las características más notables de este frente cabalgante es la presencia de una serie de anticlinales

de orientación N-S que, formando parte del bloque superior del cabalgamiento basal de la cuenca de Jaca, se superponen bien sobre la propia cobertera mesozoica-terciaria o bien sobre parte de los depósitos molásicos asociados al frente de sierras. Ya Almela y Ríos (1950) y posteriormente Puigdefábregas (1975) ponen de manifiesto la edad cada vez más moderna hacia el W de estos anticlinales de orientación meridiana. De los estudios realizados por Barbed *et al.* (1988) y Pocoví *et al.* (1990) se desprende que a partir del Oligoceno superior, y desde el extremo occidental de las Sierras (Sierra de Salinas y Santo Domingo) se produce una inversión del sentido de progresión de la deformación. De una secuencia de bloque inferior que progresa hacia el W pasaríamos a una serie de cabalgamientos que entroncándose en el cabalgamiento basal antes mencionado, y en secuencia de bloque superior, son cada vez más modernos hacia el E.

Aparte de la extinción de los pliegues y estructuras cabalgantes que acabamos de describir, es notoria la

presencia, en una gran parte del ámbito de las sierras, de una importante fracturación a todas las escalas, sin que hasta la fecha se haya realizado ningún análisis de este tipo de estructuras. Con este trabajo hemos pretendido iniciar en esta zona el estudio de la deformación frágil a escala microestructural, del cual presentaremos unos resultados previos. Si bien los métodos de análisis de poblaciones de fallas se han utilizado generalmente en áreas con un menor grado de deformación (por ejemplo, en la Cordillera Ibérica), pensamos que podrá resultar una herramienta auxiliar válida a la hora de interpretar la génesis y evolución de la macroestructura en nuestra zona de trabajo.

Métodos utilizados

Los métodos que hemos usado para inferir los tensores de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas son los de Diecros Rectos (Angelier y Mechler, 1977), diagramas γ -R (Simón Gómez, 1986) y método de Etchecopar (Et-