

FRACTURACION A DISTINTAS ESCALAS Y CAMPOS DE ESFUERZOS DURANTE LA TECTOGENESIS ALPINA EN EL AREA DE MOSQUERUELA (TERUEL)

C. L. Liesa Carrera * y J. L. Simón Gómez *

RESUMEN

El análisis de la deformación tectónica frágil a distintas escalas en un sector de la Cordillera Ibérica oriental ha permitido definir el patrón de fracturación, caracterizado por tres familias principales de fracturas (NNE a NE, ENE y E a ESE). Las estructuras frágiles (estilolitos, juntas de extensión, zonas de cizalla semifrágil y, fundamentalmente, fallas) registran una tectónica alpina polifásica. Del análisis poblacional de las microfallas se infieren dos campos de esfuerzos compresivos, principalmente en régimen de desgarre, de los cuales sólo el primero tiene reflejo a nivel macroestructural, y un estado distensivo en régimen de extensión radial o multidireccional. Las relaciones de corte observadas entre las distintas estructuras ha mostrado la evolución temporal siguiente: 1) compresión ENE; 2) compresión ESE y 3) distensión NNE tendente a radial.

El estudio de la fracturación mediante distintas metodologías adaptadas a la escala macro, meso y microestructural ha permitido establecer nexos de relación entre los resultados de todas ellas y poner de relieve la influencia que las estructuras mayores tienen en aquellas de menor rango. Así, la cartografía detallada de fracturas (fundamentalmente a escala mesoestructural) ha permitido observar variaciones en la distribución y orientación de las mismas. Tales variaciones han sido interpretadas como fenómenos de perturbación de esfuerzos por estructuras mayores que, en la mayoría de los casos, han podido ser identificadas. Se han estudiado ejemplos de estas perturbaciones en relación con familias de fallas tanto de desgarre como de componente normal.

Palabras clave: *falla, campo de esfuerzos, tectónica alpina, Cordillera Ibérica.*

ABSTRACT

The analysis of the brittle tectonic deformation on all scales in one area of the eastern Iberian Chain (Mosqueruela, Teruel) allows us to define a fracture pattern characterized by three main sets: NNE to NE, ENE and E to ESE. Brittle structures (stylolites, tension gashes, brittle-ductile shear zones and faults) show a poliphase Alpine tectonics. From the analysis of fault populations two compressive (wrench regime) phases and a multidirectional extension regime have been inferred. Their chronological evolution is the following: 1) ENE compression; 2) ESE compression; 3) nearly multidirectional NNE extension.

The study of fractures using a number of methodologies at macro-, meso- and microstructural scales allows us to suggest a model of stress distribution and relationships between different structures in some areas. The detailed fracture mapping on a hectometric scale shows the distribution and strike variations of fractures. These changes have been interpreted as stress deflection phenomena due to major structures which, in many cases, were identified. Examples of stress deflections have been analyzed both for strike-slip and normal fault sets.

Key words: *fault, stress field, Alpine tectonics, Iberian Chain.*

* Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco, s/n. 50009 Zaragoza.

Introducción. Localización y caracteres generales del área de estudio

El área de Mosqueruela está ubicada al E de la provincia de Teruel, en plena comarca del Maestrazgo (fig. 1.A, B) y dentro del ámbito de la Cadena Ibérica oriental. En ella afloran fundamentalmente materiales desde el Jurásico superior (Kimmeridgiense) hasta el Cretácico superior (Senoniense), con lagunas estratigráficas e incluso discordancias apreciables en el Cretácico inferior. Desde el Senoniense no existen depósitos hasta el Plioceno o Cuaternario antiguo, éstos ya de carácter fluvial (IGME, 1979). Los materiales mesozoicos se encuentran modelados en mesas en la parte occidental y en cuevas en la parte oriental, donde se hace más patente el plegamiento y arrasamiento de todas las estructuras por la denominada *superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica* (Peña *et al.*, 1984), deformada en el flanco oriental del domo de Gúdar (Simón, 1984) y situada aquí a una cota más o menos estable de 1.550 m.

Canerot (1974) enmarca este sector en la *Zona Central Subtabular del Maestrazgo* y la caracteriza por pliegues amplios y simétricos esencialmente determinados por el gran espesor de la cobertera sedimentaria sometida a deformación. Este último hecho viene condicionado, a su vez, por la localización en posiciones centrales dentro de la cuenca cretácica del Maestrazgo. Para este autor, los elementos estructurales principales son pliegues laxos de dirección ibérica (NO-SE) y una densa red de fracturas con direcciones preferentes según N-S, NNE (la más importante), ENE y ESE, que serían bastante constantes en todo el ámbito del Maestrazgo aunque no siempre coexistan todas ellas en una misma zona. En nuestra área de estudio, en concreto, se encuentran representadas sólo las tres últimas familias.

En el S y SE del macizo de Gúdar algunos de los pliegues aparecen cortados por accidentes E-O subverticales (IGME, 1979) que crean algunas fosas tectónicas. Estos accidentes adoptan la orientación NE-SO conforme nos desplazamos hacia el E, siendo el labio hundido casi siempre el situado al SE. Este sistema de fallas más desarrollado hacia el litoral, produce un descenso en graderío del relieve, da lugar a repeticiones de las series de NO a SE y amortigua hacia el SE la deformación de los materiales aflorantes, ya que hace aparecer las charnelas externas de los pliegues, caracterizadas por un mayor radio de curvatura (IGME, 1972).

Objetivos y metodología

Los métodos de análisis poblacional de fallas permiten la determinación de estados de esfuerzo tectó-

nicos locales. A partir de ellos, muchos autores han reconstruido paleocampos de esfuerzos primarios en numerosas áreas de la Península Ibérica y de Europa (Combes, 1984; Simón, 1984; Bergerat, 1987; Guimerà, 1988; Casas, 1992). Por otra parte, modelos teóricos y experimentales muestran cómo las discontinuidades previas afectan a las trayectorias de los campos de esfuerzo, generando campos secundarios que pueden producir nuevas fracturas (Anderson, 1951; Chinnery, 1966; Ricou, 1978; Liu, 1983; Dresen, 1991). Basados en ellos, algunos investigadores explican las distintas direcciones de esfuerzo observadas en algunas regiones por la influencia de fallas de mayor escala sobre las trayectorias del campo primario de esfuerzos (Guiraud y Seguret, 1984; Guimerà, 1988; Casas, 1992).

En el momento actual, la proliferación de modelos y ejemplos de estructuras secundarias a diversas escalas mueve a muchos geólogos al escepticismo acerca del valor que pueden tener las micro y mesoestructuras frágiles como indicadores para la reconstrucción de paleocampos de esfuerzos primarios. Estos investigadores sospechan que, en el fondo, las deformaciones a pequeña escala sólo reflejan las perturbaciones secundarias de dichos campos causadas por el movimiento de fallas mayores (Guimerà, 1988). Ante esta problemática es necesario replantearse la relación entre los resultados del análisis de fallas a escala de afloramiento y los campos de esfuerzo regionales. El análisis de la fracturación integrando datos de todas las escalas puede permitir estudiar esta problemática.

En este trabajo se acomete un análisis de la deformación tectónica frágil a varias escalas (macro, meso y microestructural), adaptando a cada una de ellas una metodología específica. Cabe precisar que en lo sucesivo se entenderá por microestructuras frágiles aquellas fallas, estilolitos y juntas de extensión medidas en afloramiento y cuyas dimensiones alcanzan como máximo la escala métrica. Se hablará de estructuras de escala macro en los casos en que sus dimensiones permitan distinguirlas con claridad a partir de la fotografía aérea tradicional (escalas 1:18.000 y 1:33.000). En la mayoría de los casos se corresponden con fallas cartográficas de tamaños normalmente superiores a un kilómetro. Por último, se considerarán estructuras a escala meso aquellas de tamaño intermedio entre las anteriores, es decir, estructuras de orden deca a hectométrico. Normalmente, si las condiciones de observación son buenas, estas últimas aparecen en las fotografías aéreas como débiles entramados de líneas entre los espacios dejados por las fracturas cartográficas.

El análisis de las macro y mesoestructuras está basado en la elaboración, a partir del estudio de las fotografías aéreas del Servicio Geográfico del Ejército

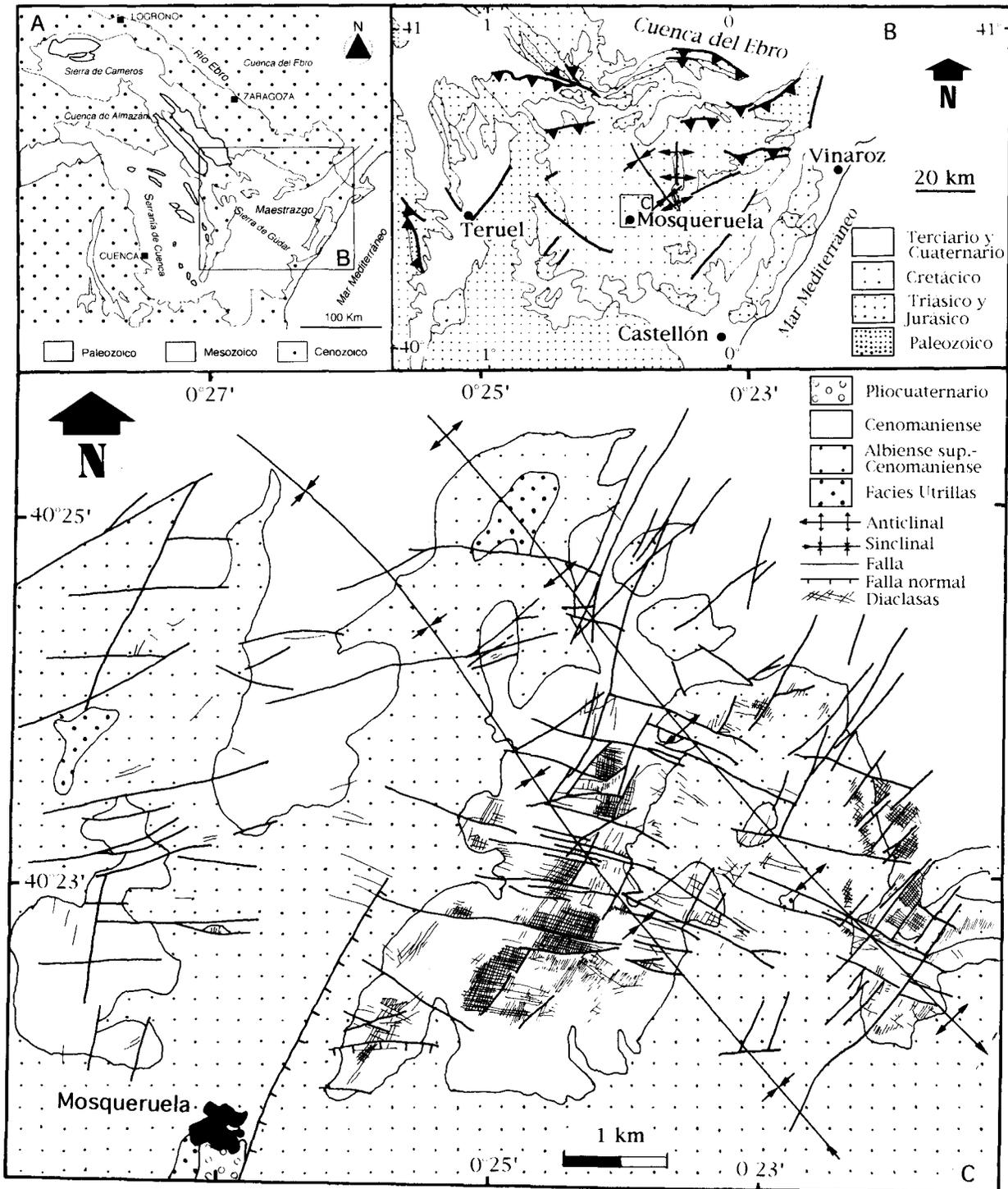


Fig. 1.—Situación y cartografía estructural del área de estudio. A, Localización dentro del ámbito de la Cordillera Ibérica. B, Situación geológica dentro de la Cordillera Ibérica Oriental. C, Cartografía estructural del área estudiada.

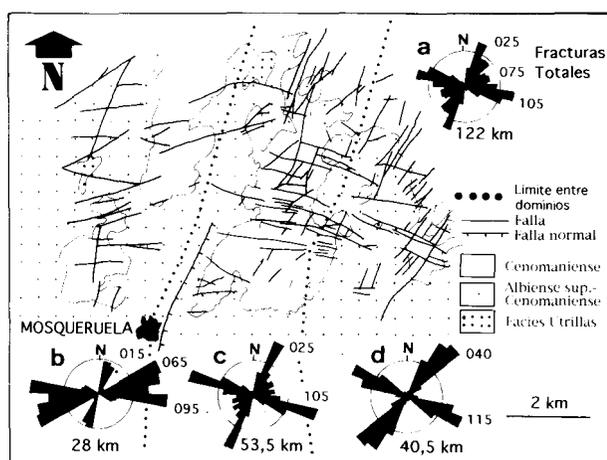


Fig. 2.—Direcciones de fracturación a escala macroestructural. Los diagramas en rosa de direcciones de fracturas se han realizado ponderando la orientación de las mismas según su longitud cartográfica. Al lado de cada rosa de direcciones aparece la longitud total de fracturas considerada (en kilómetros). Se ha confeccionado una rosa para cada sector o dominio, delimitados éstos por las líneas de puntos (b: Sector I, c: Sector II y d: Sector III), y otra del total de fracturas (a). El radio de la circunferencia equivale al 10 %.

a escala 1:33.000, de una cartografía estructural detallada. La confección de rosas de direcciones de fracturas, ponderadas según el tamaño de éstas en la cartografía, permite definir con relativa facilidad familias de fracturas y localizar y analizar las variaciones en las direcciones de las mismas.

El estudio microestructural se ha realizado según la metodología ya clásica basada en el análisis de estilolitos, juntas de extensión y poblaciones de fallas. Ocasionalmente se han analizado también zonas de cizalla semifrágil simples y conjugadas (*brittle-ductile shear zones* de tipo c en la clasificación de Ramsay, 1980). Las primeras estructuras se han representado en estereogramas (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior), realizando en algunos casos diagramas de densidad. En el análisis poblacional de fallas se han utilizado los métodos de Diedros Rectos (Arthaud y Choukroune, 1972), Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981) y Diagrama y-R (Simón, 1986). El empleo combinado de estos tres métodos ha sido descrito y discutido por Casas *et al.* (1990). Los indicadores cinemáticos observados sobre los planos de falla, dado que éstos se encuentran siempre en rocas calcáreas, son mayoritariamente escalones de recristalización de calcita y escalones de disolución (estirilolitos).

Hemos hecho hincapié en las relaciones geométricas entre las microestructuras, atendiendo a sus relaciones de corte como indicadores de su secuencia temporal. Se han observado en especial las relaciones entre juntas estilolíticas de picos subhorizontales

con direcciones diferentes, para así establecer la cronología relativa de episodios compresivos locales. Asimismo se ha establecido una clara distinción entre estrías de desgarre y normales sobre un mismo plano de falla, observándose siempre estas últimas superpuestas a las primeras.

Para evitar problemas de inhomogeneidades del estado de esfuerzos a la escala del afloramiento se ha seguido la norma general de medir y anotar el máximo número de datos en zonas lo más reducidas posibles. En este mismo sentido, se ha analizado el paralelismo entre las estrías observadas en fallas de orientación semejante y distinta escala, para atestiguar si los esfuerzos son homogéneos en un rango de escalas suficiente para establecer ulteriormente correlaciones en macro, meso y microestructuras.

Análisis de macro y mesoestructuras

En esta zona es característica la existencia de pliegues laxos de orientación ibérica *s.l.*, de amplia longitud de onda (varios kilómetros), suavemente vergentes hacia el NE y cuyos ejes presentan una pequeña inmersión hacia el SE, el anticlinal, y hacia el NO, el sinclinal (fig. 1.C). Salvando éstos, el aire estructural del área es de tipo tabular.

Esta disposición se encuentra modificada por numerosas fallas cartográficas, en general con salto pequeño, de orientaciones preferentes NNE-SSO y E-O a ESE-ONO (fig. 2.a), que han dado lugar a leves basculamientos de los bloques llegando a enmascarar la estructura general del área, como ocurre en el SE de la zona estudiada. Una falla normal NNE-SSO de salto mayor, cuyo bloque hundido es el oriental y que podría relacionarse con el sistema que desciende en graderío hasta el litoral, permite que al SO de Mosqueruela aflore la Formación Arenas de Utrillas.

Además de las dos direcciones preferentes de fracturación antes mencionadas predominan las orientaciones intermedias, comprendidas en el diedro agudo que forman ambos máximos, es decir, toda la gama de orientaciones desde 030 hasta 100 (fig. 2.a). No obstante, de O a E, se observa cómo los máximos van girando ligeramente en sentido horario (fig. 2, rosas b, c y d). La familia NNE va pasando de 015 a 025 y 040; la familia ESE gira de 095 a 105 y 115. Observaciones de campo han permitido determinar el movimiento transcurrente con sentido sinistral de las fracturas E a ESE, mientras que ello no fue posible para las orientadas NNE a ENE. No obstante, tanto para unas como para las otras, han sido observadas estriaciones de movimiento normal posteriores a estriaciones horizontales (fig. 5.A y 5.B). Si consideramos la bisectriz del ángulo agudo como

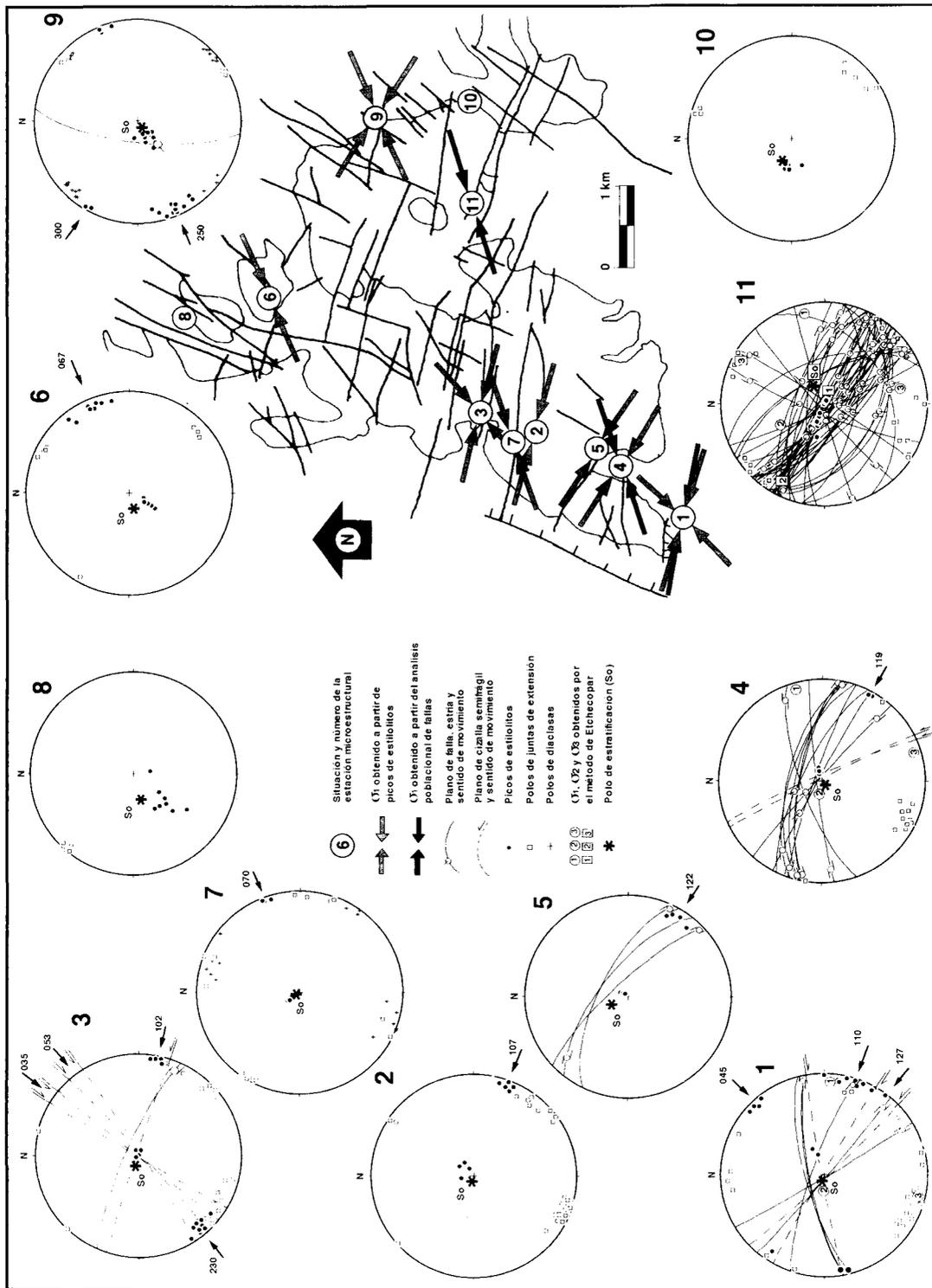


Fig. 3.—Representación de los datos microestructurales obtenidos en las 11 estaciones analizadas y direcciones de esfuerzos compresivos interpretados a partir del análisis de cada una de ellas.

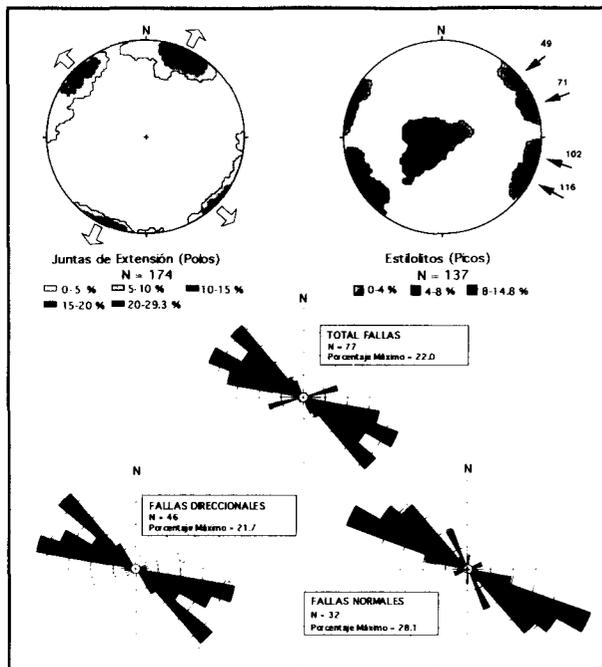


Fig. 4.—Síntesis de datos microestructurales. En el caso de los picos estilolíticos y juntas de extensión se indican, además, las direcciones medias de compresión y extensión que se infieren directamente de ellos.

la localización más probable del eje de esfuerzo principal máximo σ_1 (coherente, además, con el sentido sinistral de la familia E a ESE), éste se situaría en 050, 065 y 075 en los sectores I, II y III, respectivamente, diferenciados en la figura 2.

Existen asimismo una serie de mesofracturas de escala deca a hectométrica (ver mapa de la fig. 1.C) con orientaciones similares a las estructuras mayores antes descritas (direcciones 020-050 y 100-120, principalmente). Se trata de dos familias de diaclasas (sin signos de movimiento) subperpendiculares entre sí, cuyas relaciones de corte observadas a escala de afloramiento resultan ser, en algunos casos, aparentemente contradictorias. Así, en diaclasas que muestran un modelo arquitectónico claro en H (Hancock, 1985), la familia principal es en algunos casos la orientada NE-SO (contra ella se corta la familia subperpendicular), mientras que en otros sucede lo contrario.

Análisis microestructural

El conjunto de datos de orientaciones de estilolitos, juntas de extensión, zonas de cizalla semifrágil simples y conjugadas y fallas a escala de afloramiento

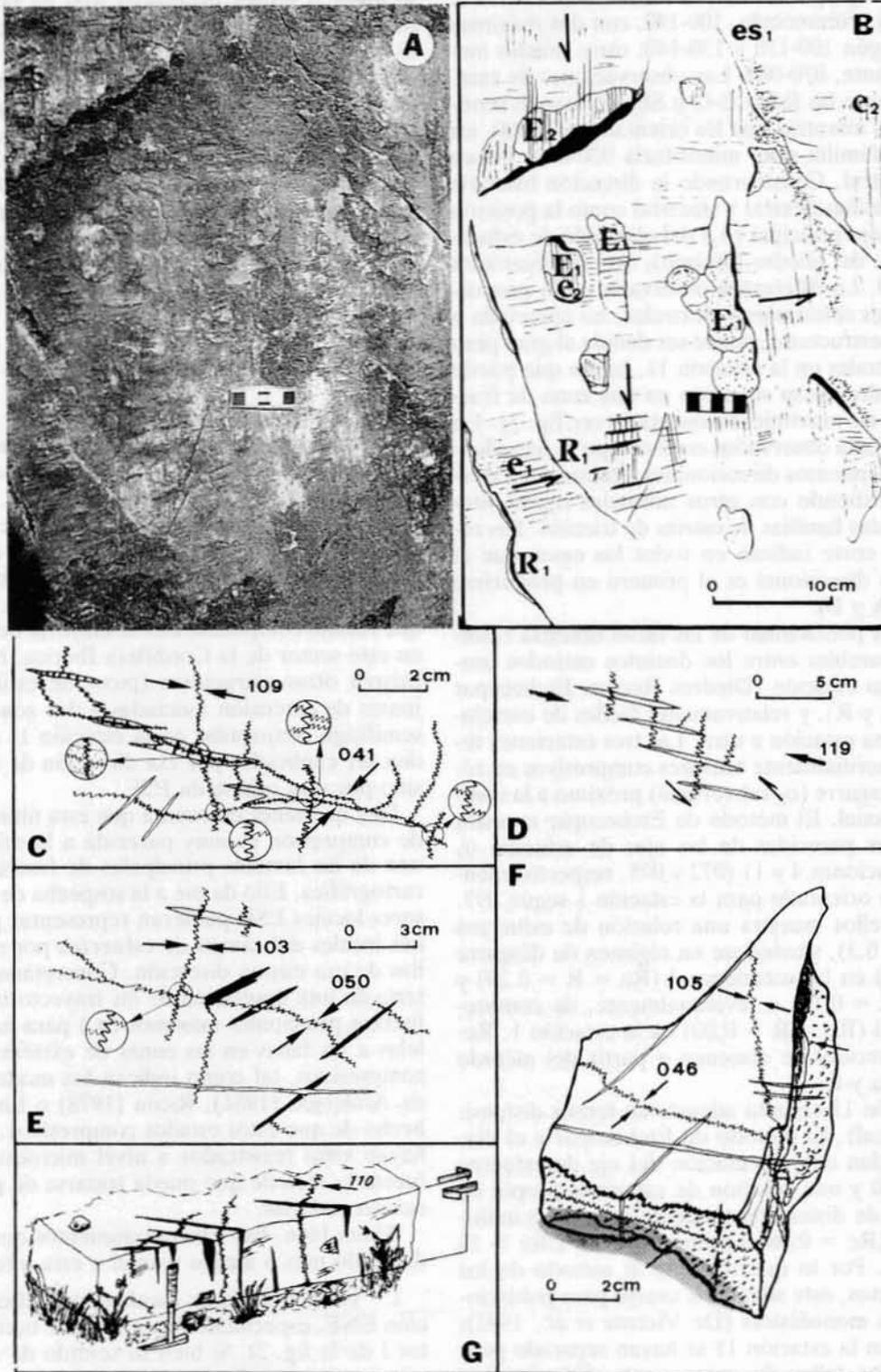
aparece representado en la figura 3. Asimismo se muestran las relaciones de corte establecidas entre ellos y necesarias para reconstruir, en la medida de lo posible, su secuencia cronológica (fig. 5).

El análisis de los estilolitos ha permitido identificar tres familias principales (fig. 4), dos de picos subhorizontales (ESE y ENE, desglosada cada una, a su vez, en dos subfamilias) y una de picos subverticales. Los picos subhorizontales presentan morfologías agudas, a diferencia de los subverticales, que las tienen rectangulares. Por su parte, el diagrama de densidad de los polos de juntas de extensión (fig. 4) contiene dos máximos: uno, SE, y otro, NNE. En algunos casos, la distinción entre ambas ha podido hacerse por las diferencias en el relleno, que presenta coloraciones parduzcas en las primeras y es cortado por el de las segundas, de tonos blanquecinos. La coherencia entre estilolitos y juntas de extensión y las relaciones cronológicas establecidas entre ambas (ver fig. 5) indican una secuencia formada por una compresión NE, otra ESE a SE y, posteriormente a ellas, una etapa distensiva.

Se han observado varias zonas de cizalla semifrágil conjugadas que en unos casos (estación 3, fig. 3) indican una dirección NE para el esfuerzo principal máximo (σ_1) y en otros (estación 1, fig. 3) una dirección ESE. Asimismo se han visto zonas de cizalla semifrágil aisladas con sentido sinistral orientadas ESE (estación 3, fig. 3) y SSE (estación 4 de la fig. 3 y fig. 5.D).

En tres de las estaciones (1, 4 y 11) se han analizado asimismo sendas poblaciones de fallas con estrías. Las orientaciones de sus planos (fig. 4), tanto

Fig. 5.—Relaciones geométricas y cronológicas entre microestructuras. A, Superficie de falla (117 74 S) con dos familias de estrías: una direccional sinistral, anterior, y otra normal, posterior (estación 11). B, Esquema de la fotografía anterior; e_1 y e_2 : estrías direccionales y normales, respectivamente; E_1 y E_2 : escalones de recristalización de calcita asociados a ambos movimientos, respectivamente; es_1 : estilolitos; R_1 : fracturas de Riedel. Obsérvese un escalón de recristalización de calcita del movimiento direccional (E_1) estriado por el rejuego normal (e_2). Las flechas indican el sentido de desplazamiento del bloque que falta. C, Relaciones geométricas sobre un plano de estratificación en la estación 1. La familia de juntas transversas de estilolitos de picos NE (041) es cortada por las juntas estilolíticas transversas con picos ESE (109). Idéntica cronología muestran las juntas de extensión compatibles con cada una de las familias de estilolitos. D, Zona de cizalla semifrágil sinistral sobre un plano de estratificación en la estación 4, compatible con una dirección de compresión ESE. E, Relaciones geométricas entre dos familias de juntas transversas de estilolitos y juntas de extensión sobre un plano de estratificación en la estación 3. Muestra una secuencia NE/ESE de direcciones de compresión. F, Esquema de una muestra de la estación 3. Se observan tres familias de juntas estilolíticas, dos transversas (picos NE anteriores a picos ESE) y otra posterior estratiforme, todas ellas con sus juntas de extensión asociadas. G, Juntas estilolíticas transversas y juntas de extensión asociadas a una falla de componente direccional dextral en la estación 1.



los que registran movimiento direccional como los que tienen rejuego normal, muestran dos máximos: uno, el más pronunciado, 100-140, con dos máximos relativos según 100-110 y 130-140; otro, mucho menos importante, 070-080. Las observaciones de campo indican que las fallas E-O a SE-NO tienen sentido sinistral, mientras que las orientadas 070-080, así como otra familia muy minoritaria 020-040, tienen sentido dextral. Considerando la dirección bisectriz entre las familias dextral y sinistral como la posición óptima del eje principal (σ_1) del elipsoide de esfuerzos (método del Diedro Mínimo), éste se situaría en torno a 080. La diferencia observada en la proporción de fallas sinistral y dextrales, no apreciada a nivel macroestructural, puede ser debida al gran peso de las sinistral en la estación 11, hecho que puede ser justificado por su situación en una zona de fractura mayor de movimiento sinistral (ver fig. 3). En 9 planos de falla observados en el campo se han identificado movimientos direccionales (sinistral y dextrales) coexistiendo con otros normales representados por sendas familias de estrías de fricción. Sus relaciones de corte indican en todos los casos que el movimiento direccional es el primero en producirse (ver fig. 5.A y B).

El análisis poblacional de las fallas muestra resultados comparables entre los distintos métodos usados para una estación (Diedros Rectos, Etchecopar y Diagrama y-R), y relativamente fáciles de correlacionar de una estación a otra. Las tres estaciones registran primordialmente tensores compresivos en régimen de desgarre (σ_2 subvertical) próximo a la compresión uniaxial. El método de Etchecopar muestra orientaciones parecidas de los ejes de esfuerzo σ_1 para las estaciones 4 y 11 (072 y 075, respectivamente), estando orientado para la estación 1 según 097. Para todos ellos muestra una relación de esfuerzos baja ($Re < 0,3$), situándose en régimen de desgarre ($1 > R > 0$) en las estaciones 4 ($Re = R = 0,29$) y 11 ($Re = R = 0,10$) o, eventualmente, de compresión uniaxial ($Re = R = 0,00$) en la estación 1. Resultados parecidos se obtienen a partir del método del diagrama y-R.

La estación 11 registra además un tensor distensivo (σ_1 vertical). El método de Etchecopar y el diagrama y-R dan una orientación del eje de esfuerzo σ_3 según 030 y una relación de esfuerzos propia de un régimen de distensión tendente a radial o multidireccional ($Re = 0,08$ el primero y $R = 1/Re > 10$ el segundo). Por lo que respecta al método de los Diedros Rectos, éste sólo debe usarse para poblaciones de fallas monofásicas (De Vicente *et al.*, 1992); de ahí que en la estación 11 se hayan separado para su análisis las fallas de componente direccional y aquellas otras de componente normal. El diagrama para estas últimas arroja un resultado totalmente co-

herente con los de los métodos anteriores. En la estación 4 el tensor distensivo sólo ha podido ser caracterizado por un nudo de tres fallas normales en el diagrama y-R, con σ_3 según 045 (σ_3 135) y $R = 1/Re = 10$. Los resultados, aparentemente contradictorios entre ambas estaciones en cuanto a las direcciones de σ_2 y σ_3 , pueden explicarse por un fenómeno de intercambio de ejes propio de este tipo de régimen de esfuerzos (Simón *et al.*, 1988). Este intercambio de los ejes intermedio y mínimo se produce al relajarse el esfuerzo extensivo en la dirección 030 tras generarse o reactivarse las fracturas orientadas ortogonalmente a ella (ESE a SE).

Discusión e interpretación de resultados

El estudio de las distintas estructuras compresivas ha permitido interpretar la dirección aproximada de los ejes de esfuerzos bajo los que se han formado. La mayoría de las estructuras (pliegues, fallas cartográficas, muchas de las fallas a escala de afloramiento, picos de estilolitos ENE y sus juntas de extensión asociadas) podrían ser explicadas por una dirección principal de compresión 060-070 que es, a la vez, la que resulta compatible con la mayoría de los pliegues en este sector de la Cordillera Ibérica. No obstante, existen otras estructuras (picos de estilolitos ESE, juntas de extensión asociadas y dos zonas de cizalla semifrágil conjugadas en la estación 1) que no pueden ser explicadas por esa dirección de compresión, sino por otra orientada ESE.

Hay que tener en cuenta que esta última dirección de compresión es muy parecida a la orientación de una de las familias principales de fracturas a escala cartográfica. Ello da pie a la sospecha de que los tensores locales ESE pudieran representar perturbaciones locales del campo de esfuerzos por efecto de fallas de esa misma dirección. Concretamente, se trataría de una desviación de las trayectorias de los esfuerzos principales máximos (σ_1) para hacerse paralelas a las fallas en las zonas de extremos y relevos compresivos, tal como indican los modelos teóricos de Anderson (1951), Ricou (1978) o Liu (1983). El hecho de que estos estados compresivos ESE sólo se hayan visto registrados a nivel microestructural refuerza la idea de que pueda tratarse de perturbaciones secundarias.

Ahora bien, hay varios argumentos que se oponen de modo más o menos frontal a esta interpretación:

1. Existen fallas de escala cartográfica con dirección ENE, especialmente en la parte occidental (sector I de la fig. 2). Si bien su sentido de movimiento no se conoce de forma directa por datos de campo, es razonable pensar que éste sea dextral, al igual que lo es el de las fallas de igual dirección observadas a

escala de afloramiento (esta correspondencia de sentidos entre las fallas de distintas escalas se ha comprobado en el resto de las familias). En tal caso, lo más probable es que hubiesen sido formadas bajo una compresión E a ESE que excedería, lógicamente, la escala meso y tendría alcance regional.

2. La compresión ESE aparece citada en muchos otros puntos de la Cordillera Ibérica: Sierra de Altomira (Alvaro, 1975), Rama Castellana (Capote *et al.*, 1982), Maestrazgo y Sector Levantino (Simón Gómez, 1984), Sierra de Albarracín (Alfaro Zubero, 1987), Sierra de Camarena (Liesa, 1993). Ello sugiere que se trata de un campo de esfuerzos tectónico que excede el ámbito meramente local.

3. En el conjunto de la región estudiada, las direcciones locales de compresión ESE se diferencian perfectamente de las situadas en el cuadrante NE, y muestran una estabilidad mucho mayor que éstas, lo que no resulta coherente con desviaciones importantes en las trayectorias de esfuerzos.

En consecuencia, nos inclinamos a interpretar que los tensores de compresión ESE inferidos en el área de Mosqueruela representan un campo compresivo de escala regional, y no simples perturbaciones de otro campo de dirección distinta. Las verdaderas perturbaciones y su alcance real hay que buscarlas, en todo caso, en las variaciones observadas dentro del conjunto de tensores de la compresión NE. Estas últimas se producen a dos niveles distintos:

a) A distancias cortas: por ejemplo, entre las estaciones 3 y 7 (ver fig. 3). Estas podrían deberse a desviaciones de trayectorias de corto alcance producidas por algunas de las fallas de escala macroestructural cartografiadas en la zona.

b) A distancias largas: tal sería la rotación en sentido horario que se sospecha existe en la orientación de σ_1 al desplazarnos de O a E, inferida tanto de la variación de direcciones de las dos familias de fallas cartográficas como de las direcciones de σ_1 obtenidas de poblaciones de microfallas y de picos de estilolitos (ver fig. 3). Estas tendrían una amplitud espacial mayor y estarían causadas por eventuales mega-accidentes externos a la zona estudiada.

En cualquier caso, uno y otro tipo de desviaciones no llegan al extremo de crear un peligro de confusión con la compresión ESE, y allí donde coexisten dos direcciones de compresión distintas, ambas son perfectamente distinguibles y atribuibles, respectivamente, a uno y otro campo regional.

En el contexto de la tectogénesis alpina de la Cordillera Ibérica, el campo de compresión NE y el ESE representan, respectivamente, la compresión principal transversal a la cordillera y la compresión longitudinal, en el sentido de Alvaro *et al.* (1979). La primera está en relación directa con la convergencia en-

tre Iberia y Europa y el desarrollo del Orógeno Pirineico, mientras la segunda depende del acercamiento de Africa a Iberia y se vincula al plegamiento de las Béticas (Simón Gómez, 1984 y 1986) y, posiblemente, a una indentación desde el SE de la península (López-Ruiz *et al.*, 1993). La cronología relativa interpretada aquí para ambas compresiones (NE anterior a ESE) se da también en otras zonas de la cadena, y encaja bien con la edad más reciente del plegamiento de las Béticas respecto al del Pirineo. No obstante, no es menos cierto que la compresión «bética» reciente tiende a mostrar una dirección más próxima a SSE, mientras que las referencias a la compresión ESE hechas anteriormente tienden a situar ésta antes de la compresión «ibérica» principal: fases C₁ (ESE) y C₃ (SSE), anterior y posterior, respectivamente, a la compresión C₂ (NE), según Simón Gómez (1984). Por otro lado, no faltan los autores que han reconocido dificultades serias para la diferenciación cronológica de ambas compresiones, e incluso han hecho referencia a una posible simultaneidad de ambas (Alfaro Zubero, 1987; De Vicente, 1988; Calvo Hernández, 1993). Este tipo de problema, que resulta recurrente en los trabajos sobre evolución tectónica de la Cordillera Ibérica, tiene una salida satisfactoria (Simón Gómez, 1990): considerar que lo que hemos definido son dos *campos de esfuerzos* y no dos *fases*, y admitir que, aun cuando considerados globalmente en el espacio y en el tiempo el campo NE *s.l.* es anterior al SE *s.l.*, cualquier relación cronológica entre ellos es posible en un área y un período concretos.

En relación con las estructuras distensivas, éstas aparecen principalmente como el rejuego normal de antiguos planos de fallas transcurrentes bajo un campo de distensión tendente a radial. La dirección de extensión que domina parece ser la NNE, pero se apunta asimismo la presencia de su perpendicular (ESE), con posibles intercambios entre ambas. Tales direcciones son las naturales dentro del marco tectónico en que se desarrolla la distensión. En lo que se refiere al marco «lejano», la dirección de extensión ESE es la propia del margen mediterráneo, correspondiente al borde occidental del rift norbalear, que en este segmento del Maestrazgo se orienta NNE. Respecto al marco «próximo», la ubicación del área estudiada en el flanco oriental del domo de Gúdar (Simón Gómez, 1984) es coherente con direcciones de extensión ESE y NNE que serían, respectivamente, radial y concéntrica respecto a dicha estructura domática. No hay que olvidar, sin embargo, que las mencionadas direcciones son, a la vez, las propias de la red principal de fallas cartográficas, reactivadas en el curso de la distensión. Los modelos teóricos y experimentales de Simón *et al.* (1988) ya prevén una reorientación de las trayectorias de ex-

tensión de campos distensivos de carácter radial para hacerse paralelas y perpendiculares a las trazas de fallas preexistentes. No cabe duda, por tanto, de la doble influencia (reiterativa en este caso) que sobre los tensores distensivos resultantes tienen, por un lado, la geometría del dispositivo tectónico activo en ese momento y, por otro, las directivas estructurales heredadas.

La ubicación temporal de este campo distensivo, al igual que ocurría con los compresivos, resulta ardua ante la ausencia de depósitos coetáneos con los que poder establecer relaciones. No obstante, la relación del área con el domo de Gúdar, el predominio de la extensión NNE y la posibilidad de intercambio con el eje ESE cuadran mejor con la etapa de distensión tardía (Plioceno-Cuaternario) de las dos definidas por Simón Gómez (1983, 1984) en el sector de Teruel-Maestrazgo. Es esta etapa la que muestra un carácter de distensión tendente a radial y bajo ella se desarrollan las grandes estructuras verticales que conforman el dispositivo actual del relieve.

Conclusiones

Las fracturas de escala cartográfica en el área de Mosqueruela presentan dos orientaciones predominantes, NNE y ESE, que muestran cierta rotación horaria al desplazarnos de O a E. En el sector occidental aparece asimismo una tercera familia orientada ENE. A escala microestructural aparecen dos familias principales de fallas direccionales: una dextral ENE y otra sinistral descompuesta en dos máximos relativos según ESE y SE. Ambas son reactivadas posteriormente como fallas normales.

A partir de la información estructural a todas las escalas han podido interpretarse tres campos de esfuerzos tectónicos, dos compresivos y uno distensivo. Todos ellos actuaron durante la tectogénesis terciaria y serían los responsables del desarrollo de los sistemas de fracturas en la región.

a) Campo de compresión con σ_1 de dirección ENE, en régimen de desgarre (σ_2 vertical). Es el más importante y generalizado tanto a nivel macro como microestructural, y se relaciona asimismo con la formación de los pliegues de dirección *ibérica* en la región.

b) Campo de compresión con σ_1 orientado ESE, también en régimen de desgarre. Se halla registrado con seguridad sólo a nivel microestructural.

c) Campo distensivo con σ_3 en dirección NNE, en régimen de extensión radial o multidireccional y con posibles fenómenos de intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 .

El campo distensivo actúa sin duda con posterioridad a los campos compresivos, reactivando como normales las fallas direccionales formadas en aquéllos. Por lo que respecta a la cronología relativa de ambos campos compresivos, existen datos a favor de que en el área de Mosqueruela el campo ESE actuó después que el ENE. En el conjunto de la Cordillera Ibérica, ambos representan, respectivamente, la compresión transversal relacionada con la convergencia en el borde norte de la subplaca Ibérica y la compresión longitudinal relacionada con la convergencia en el borde sur de la misma. Aunque a escala de subplaca la primera es, en líneas generales, anterior a la segunda, a nivel local no puede descartarse cualquier tipo de relación entre ambos campos, lo que aconseja no definir como «fases tectónicas» estas compresiones.

Las variaciones en los ejes de esfuerzos que pueden ser interpretadas como desviaciones de trayectorias provocadas por accidentes mayores se dan fundamentalmente dentro del campo compresivo ENE. No obstante, el alcance de tales perturbaciones de esfuerzos es escasa: el rango de variabilidad que provocan no excede de 25°, y sus efectos no llegan nunca a confundirse con la presencia de las direcciones ESE correspondientes al segundo campo compresivo. No existen indicios serios para considerar que estas últimas sean, en realidad, fruto de perturbaciones secundarias del campo principal ENE.

La herramienta metodológica fundamental que nos ha permitido llegar a estas conclusiones es el estudio combinado de la fracturación a todas las escalas (macro, meso y microestructural). El análisis a escala mesoestructural es muy importante, tanto por la información que puede aportar en sí mismo como por el efecto «puente» que permite establecer entre los resultados obtenidos a escalas macro y micro. Dicho análisis propicia especialmente un seguimiento continuo de las eventuales variaciones espaciales de estructuras, aspecto clave para diagnosticar su posible relación con fenómenos de perturbación de esfuerzos por accidentes regionales.

AGRADECIMIENTOS

El primero de los autores (C. L.) es beneficiario de una beca de investigación del CONAI (Gobierno de Aragón). Este trabajo ha sido financiado con cargo al proyecto GEO91-0924 de la DGICYT y a una ayuda de investigación del Instituto de Estudios Turolenses.

Referencias

Alfaro Zubero, J. A. (1987). *Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 120 págs.

- Alvaro, M. (1975). «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)». *Estudios Geol.*, 31, 241-247.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica». *Acta Geol. Hisp.*, homenaje a Lluís Solé Sabaris, 14, 172-177.
- Anderson, J. P. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed., reimpresso de la segunda edición revisada (1963), 206 págs.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972). «Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme Nord-Aquitaine». *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 27, 715-732.
- Bergerat, F. (1987). «Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision». *Tectonics*, 6, 99-132.
- Calvo Hernández, J. M. (1993). *Cinématica de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 355 págs.
- Canerot, J. (1974). *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane*. Tesis Doctoral, Publ. Enadimsa, 517 págs.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J. J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopena, A. y Yébenes, A. (1982). *Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Temas Geológico-Mineros, IGME, Madrid, 290 págs.
- Casas, A. M. (1992). *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Publ. Instituto de Estudios Riojanos (CSIC), 291 págs.
- Casas, A. M., Gil, I. y Simón, J. L. (1990). «Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación». *Estudios Geol.*, 46, 385-398.
- Combes, Ph. (1984). *La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Methodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité*. Tesis del Tercer Ciclo, Univ. Louis Pasteur, Estrasburgo, 182 págs.
- Chinnery, M. A. (1966). «Secondary faulting». *Can. Jour. Earth Sci.*, 3, 163-190.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 333 págs.
- De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. L. (1992). «El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas». *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 7-19.
- Dresen, G. (1991). «Stress distribution and the orientation of Riedel Shears». *Tectonophysics*, 188, 239-247.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981). «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis». *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65.
- Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 600 págs.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1984). «Releasing Solitary Overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria Strike-Slip Basin (North Spain)». En K. T. Biddle y N. Christie-Blick (eds.): *Strike-Slip deformation, Basin Formation and Sedimentation*. SEPM. Spec. Pub., 37, 159-175.
- Hancock, P. L. (1985). «Brittle microtectonics: principles and practice». *J. Struct. Geol.*, 7, 437-457.
- IGME (1972). Mapa Geológico Nacional 1:200.000, mapa y memoria explicativa de la hoja 48 (Vinaroz).
- IGME (1979). Mapa Geológico Nacional 1:50.000, mapa y memoria explicativa de la hoja 569 (Mosqueruela).
- Liesa, C. (1993). *Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): Fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 207 págs.
- Liu, X. (1983). *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Tesis del Tercer Ciclo, USTL Montpellier, 152 págs.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J. M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M. y Martín, C. (1993). Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, Central Iberia. *J. Geol. Soc. London*, 150, 915-922.
- Peña Monné, J. L., Gutiérrez Elorza, M., Ibáñez Marcellán, M., Lozano Tena, M. Y., Rodríguez Vidal, J., Sánchez Fabre, M., Simón Gómez, J. L., Soriano Jiménez, M. A. y Yetano Ruiz, L. M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 págs. y 1 mapa.
- Ramsay, J. G. (1980). «Shear zone geometry: A review». *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ricou, L. E. (1978). Accidents régulateurs de contrainte et réorientation de contrainte. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 286, serie D, 1657-1660.
- Simón Gómez, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Publ. Instituto Estudios Turolenses, 269 págs.
- Simón Gómez, J. L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- Simón Gómez, J. L. (1990). «Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica». *Geogaceta*, 8, 123-129.
- Simón, J. L., Serón, F. J. y Casas, A. M. (1988). «Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples». *Ann. Tectonicae*, 2, 21-32.

Recibido el 8 de marzo de 1994
Aceptado el 2 de agosto de 1994