

EVOLUCION DEL ESTADO DE ESFUERZOS DURANTE LA TECTOGENESIS ALPINA EN UN SECTOR DEL BORDE N DE LA CORDILLERA IBERICA (ALCAINE, TERUEL)

A. M. Casas Sáinz y J. L. Simón Gómez (*)

RESUMEN

La secuencia de estados de esfuerzo durante la tectogénesis alpina en el área de Alcaine es interpretada a partir del análisis de poblaciones de microestructuras frágiles. El estudio dinámico de poblaciones de fallas permite caracterizar bien los tensores de esfuerzos; las relaciones cronológicas entre juntas estilolíticas y entre diferentes estriaciones dentro de un mismo plano de falla conducen a establecer la secuencia temporal de los mismos: (1) compresión 100-110; (2) compresión entre N y ENE; (3) compresión 140-150; (4) distensión con σ_3 050-070. Las tres etapas compresivas operan en régimen de *décrochement* (σ_2 vertical); el tránsito entre la tercera de ellas y la etapa distensiva se produce por simple intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 , sin ruptura brusca en la actividad tectónica.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, esfuerzos, falla.

ABSTRACT

Through brittle microstructure population analysis, the stress regime sequence in Alcaine's area during alpine tectogenesis has been inferred. Dynamic study of fault populations allows us to distinguish stress tensors; chronological relationships of stylolitic joints and superposed striation within fault planes lead to establish its temporal sequence: (1) compression 100-110; (2) compression between N and ENE; (3) compression 140-150; (4) distension with a σ_3 axis 050-070. The three compressive stages have worked in a wrench regime (vertical σ_2); the transition between the third and distensive stages has been done by a σ_1 - σ_2 axis interchange, without a break in tectonic activity.

Key words: Iberian chain, stress tensor, fault.

Introducción

Numerosos trabajos publicados en los últimos años han puesto de manifiesto, sobre todo a partir del análisis de microestructuras frágiles, la existencia de varias fases sucesivas de compresión en la Cadena Ibérica y áreas próximas durante el período de tectogénesis alpina (Gómez y Babín, 1973; Alvaro, 1975; Capote et al., 1982; Simón Gómez, 1981, 1984; Manera, 1981). Puede concluirse, a partir de estos trabajos, que existe una fase principal de compresión NE-SW (fase *ibérica*). Anterior a ella se produce otra orientada ESE, cuya impronta mayor se deja sentir en las

Catalánides, y cuyo tránsito hacia la fase NE podría haberse producido por giro horario del eje σ_1 a través de un estudio intermedio de compresión N-S (Guimerá, 1984). Con posterioridad a la fase Ibérica, la compresión más marcada parece llevar dirección E-W en la parte centro-occidental de la cadena, mientras otra compresión SSE (quizá más tardía) domina en la centro-oriental.

A pesar de que los rasgos generales de este esquema parecen bien establecidos, no dejan de existir algunos puntos conflictivos en él. Uno de ellos es el papel exacto que juega la compresión N-S, a la que

(*) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

Guimerá (1984) considera en realidad la principal responsable de la evolución tectogenética, al menos en el E y N de la Cordillera Ibérica y su entronque con las Catalánides. Para este autor, la compresión NE en la Ibérica y la ESE en la Catalánides no representan sino estados de esfuerzo secundarios en uno y otro dominio respecto a una compresión *regional* N-S que rige en todo el NE de la Península. Otro aspecto problemático de la secuencia tectónica lo constituyen las relaciones espaciales y temporales entre las compresiones tardías E-W y SSE.

No es raro que se den ciertas diferencias en las interpretaciones tectónicas que unos y otros autores proponen en distintos sectores de la cadena. Por una parte, las variaciones espaciales del campo de esfuerzos en el curso de una misma fase tectónica son un hecho normal, especialmente cuando actúan grandes accidentes que introducen modificaciones en sus trayectorias (fallas transcurrentes del basamento, por ejemplo). Por otra, no podemos olvidar que los estados de esfuerzos interpretados a partir del análisis de estructuras frágiles no equivalen automáticamente a fases tectónicas de alcance regional. En general, estas últimas quedarán definidas por otros criterios adicionales de tipo macroestructural y tectosedimentario, y podrán comprender, cada una de ellas, varios estados de esfuerzo diferentes o variaciones progresivas de los mismos. La equivalencia entre estados de esfuerzos, por un lado, y fases tectónicas, por otro, así como la representatividad y peso relativo de cada uno de los primeros en la secuencia de fases de un área, son aspectos que se establecen con frecuencia sobre criterios que tienen una componente subjetiva importante.

Los problemas que acabamos de referir no deben constituir un obstáculo, sino más bien un acicate, para el desarrollo de una investigación minuciosa de la tectónica frágil en la cobertera de la Cordillera Ibérica. Hemos de ser conscientes de que este análisis minucioso no es suficiente para definir la secuencia de fases tectónicas, pero es un instrumento imprescindible para descifrar en detalle su dinámica. Una secuencia determinada de estados de esfuerzo siempre será susceptible, *a posteriori*, de distintas interpretaciones globales en contextos evolutivos distintos; pero es necesario que sea en sí misma coherente, y haya sido derivada de los datos reales a partir de un análisis riguroso que cualquier investigador independiente pueda reproducir.

Con esta perspectiva y objetivos fue enfocado el trabajo de Tesis de Licenciatura del que es autor uno de nosotros (Casas Sainz, 1985), y de cuyos aspectos más notables constituye un resumen el presente artículo. El área que se estudia en él, situada en torno a la localidad turolense de Alcaine (fig. 1), tiene el interés, en primer lugar, de su ubicación próxima al borde de la cadena y, en segundo, de las posibilidades que ofrece para la integración de los aspectos macro

y microestructurales, ambos perfectamente accesibles al análisis gracias a las excepcionales condiciones de afloramiento. El estudio de un gran volumen de datos de deformaciones frágiles en varios afloramientos hectométricos situados a lo largo de un sector de estructura subtabular ha posibilitado el establecimiento de una secuencia precisa de estados de esfuerzo durante la tectogénesis alpina. La aplicación de métodos estadísticos para el análisis de las poblaciones de fallas resulta necesaria para caracterizar bien dichos estados de esfuerzo, al tiempo que las relaciones cronológicas entre estrías de fricción en un mismo plano de falla, así como entre juntas estilolíticas de distintas generaciones, permite ordenarlas en el tiempo. Posteriormente se ha buscado inscribir las grandes estructuras de plegamiento del área dentro del esquema de evolución obtenido del análisis de las microestructuras frágiles.

Sistemas de esfuerzos obtenidos a partir del análisis microestructural

El análisis de las microestructuras frágiles se ha realizado en un total de seis estaciones de toma de datos, cinco de ellas situadas en la carretera Josa-Alcaine, a una distancia entre 2 y 4 km. de esta última población y sobre una litología de calizas bien estratificadas del Sinemuriense. La sexta se sitúa sobre las dolomías tableadas del flanco S del anticlinal de Alcaine, en el corte del Río Radón (fig. 2.A).

La determinación de los tensores de esfuerzo se ha basado fundamentalmente en el análisis de la fracturación a escala microestructural. Los métodos utilizados para este análisis son algunos ya clásicos, como el de los diedros rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), y otros más modernos, como el de los diagramas y-R (Simón Gómez, 1984, 1986) o el de Etchecopar et al., (1981). Los programas de ordenador para la ejecución automática de los métodos de los diedros rectos y diagramas y-R han sido puestos a punto por nosotros (Casas Sainz, 1985).

También se ha concedido importancia a la medida de orientaciones de picos estilolíticos, a la hora de añadir argumentos sobre la validez de algunos de los tensores obtenidos en el análisis de fallas. Las relaciones cronológicas entre los diferentes tensores de esfuerzos se han obtenido por dos vías:

- 1) Relaciones de intersección entre juntas estilolíticas que presentan picos en diferentes direcciones; en los casos en que las relaciones se presentaban confusas se han realizado estudios en secciones pulidas de muestras orientadas.

- 2) Relaciones entre diferentes estriaciones que aparecen sobre un mismo plano de falla. Como cada una de las estriaciones está asociada a un determinado tensor, puede determinarse la secuencia relativa de los mismos.

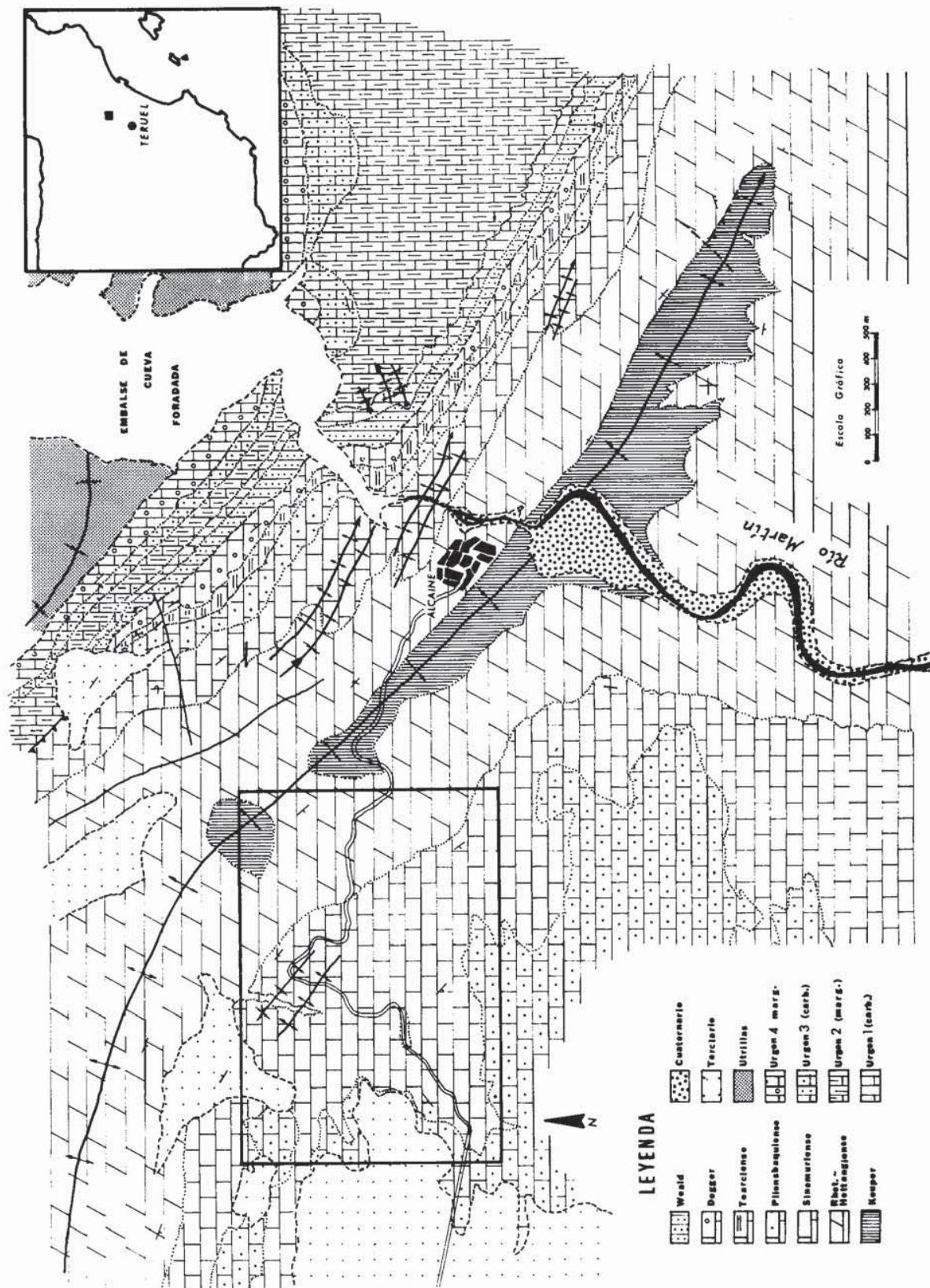


Fig. 1.—Mapa geológico y situación del área de Alcaine.

En todas las estaciones de datos de Alcaine se han encontrado dos direcciones de fracturación preferenciales: N-S y ENE-WSW, correspondientes en su mayor parte a fallas direccionales. Gran parte de estas fracturas presentan estrías que indican movimiento en los dos sentidos (sinistral y dextral). (Fig. 2.B,C,D). Existe otra familia, con dirección NW-SE, que aparece en la estación 5, y que corresponde en su mayor parte a fallas inversas y normales.

Para la descripción de los resultados obtenidos del análisis de la fracturación a escala microestructural nos centraremos en una de las estaciones (nº 3), que puede considerarse representativa del conjunto.

A partir de los diagramas de densidad de las orientaciones de picos estilolíticos (fig. 2.E) se deduce la existencia de una compresión con eje σ_1 en dirección NE; esta orientación es compatible con el juego dextral de la familia de fallas N-S y con el movimiento

sinistral de la familia ENE-WSW, ambas bien definidas en esta estación 3. (Fig. 2.F).

Para la aplicación del método de los diedros rectos no puede incluirse en un mismo diagrama los movimientos de sentidos opuestos que se registran sobre cada una de las dos familias de fallas, puesto que éstos han de ser producto, forzosamente, de dos tensores o grupos de tensores de esfuerzo diferentes. A partir de la compatibilidad o no de las dos familias de fallas con el campo de compresión indicado por la familia mayoritaria de estilolitos se han agrupado aquéllas en dos categorías: las que pueden haberse movido bajo un eje de máxima compresión horizontal σ_y comprendido entre las direcciones N y ENE, y las incompatibles con dicho rango de σ_y . Los diagramas de diedros rectos para los dos grupos de fallas aparecen en la figura 2.B,H, e indican las orientaciones estadísticamente más probables para los ejes σ_1 y σ_3 .

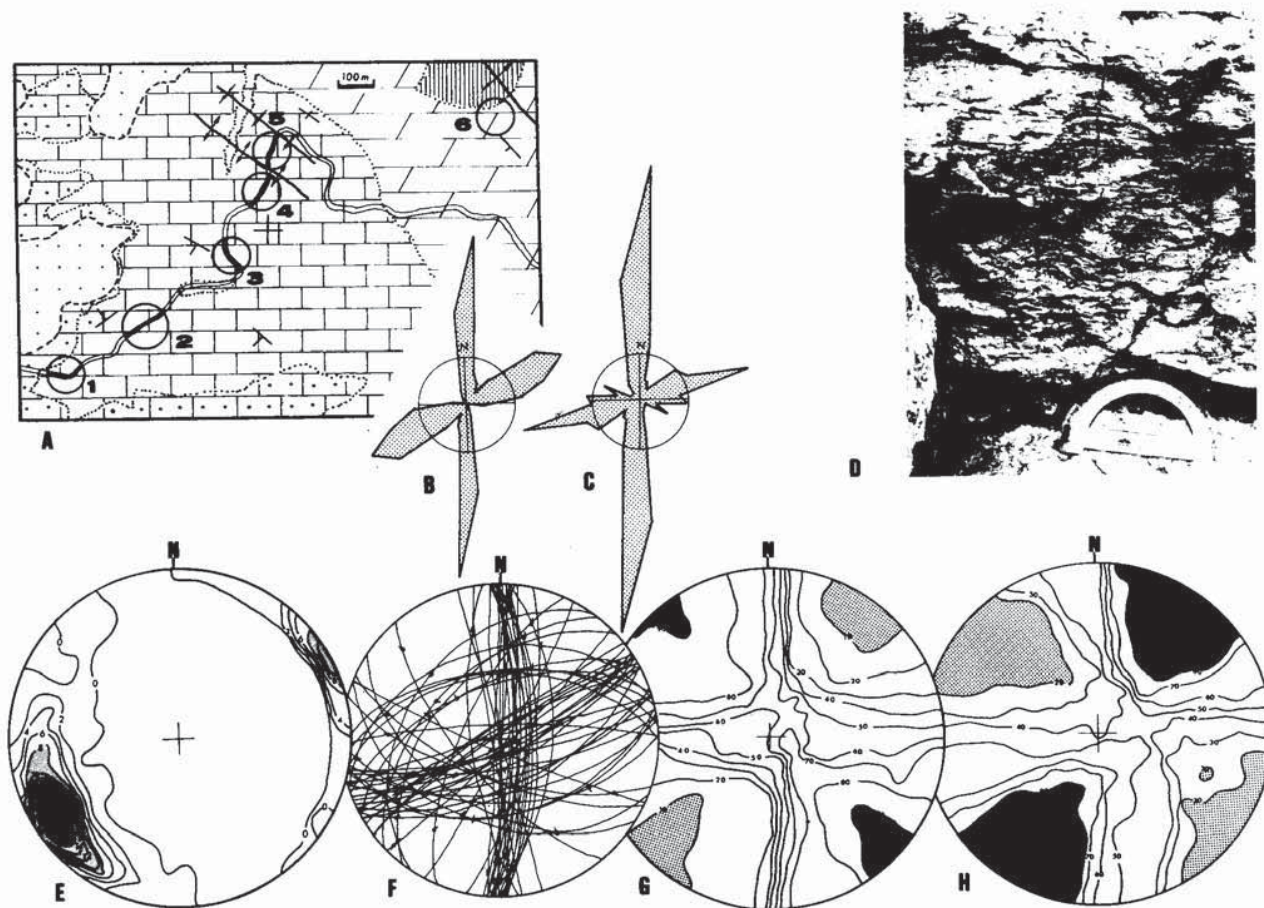


Fig. 2.—A: Situación de las estaciones de toma de datos microestructurales (el esquema geológico corresponde a la zona recuadrada de la figura 1. B: Diagrama de frecuencia de fallas dextrales, correspondiente al conjunto de las estaciones. C: Idem para fallas sinistralas. D: microfalla de dirección 012 presentando escalones estilolíticos (de disolución) que indican dos sentidos de movimiento diferentes: sinistral y dextral (estación 5). E-H: Datos estructurales de la estación 5. E: Estereograma de frecuencias de picos estilolíticos (isolíneas cada 2%). F: Orientaciones de planos y estrías de falla. G: Diagrama de diedros rectos para las fallas compatibles con compresión NE; trama punteada: campo compresivo; trama gris oscura: campo de extensión; las isolíneas indican el porcentaje de fallas compatible con un esfuerzo de extensión en cada dirección del espacio. H: Idem fallas compatibles con compresión SE.

El esquema de direcciones de compresión así obtenido es similar al presentado por Guimerá (1982), con dos direcciones principales de compresión: NE y SE. Sin embargo, en el caso presentado por este autor las familias de fallas dominantes son N-S y WNW-ESE, coincidiendo la primera de las direcciones de compresión actuantes con la bisectriz del ángulo agudo entre éstas (SE) y la segunda con la bisectriz del ángulo obtuso (NE); la primera genera el sistema de fallas y la segunda lo reactiva con sentidos de movimiento contrarios a los anteriores. En nuestra área el esquema es el inverso: la bisectriz aguda tiene dirección NE y la obtusa SE; como veremos más adelante, y en coherencia con lo anterior, la compresión NE es anterior a la SE. No obstante, existen indicios de la existencia de otras direcciones de compresión no detectadas por el método de los diedros rectos (debido a su menor representatividad en cuanto a número de fallas), y que nos proporcionan un esquema de tensores más complejo:

— En primer lugar, aunque predominan en número los picos estilolíticos correspondientes a la compresión

NE, existen varias familias indicadoras de la presencia de otras direcciones de compresión (fig. 3.A).

— Por otro lado, de los diagramas correspondientes al método del diedro mínimo se deduce la existencia de varias direcciones compresivas, que se corresponden *grosso modo* con las marcadas por los estilolitos. La compresión NE se descompone en al menos dos direcciones (NNE y NE) (fig. 3.B); en el cuadrante SE aparecen también otras direcciones de σ_1 (099 y 159 en el diagrama de la figura 3.C).

La caracterización completa de los tensores, con la orientación de sus ejes (σ_1 , σ_2 , σ_3) y los valores de la relación entre sus esfuerzos principales [$R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$] requiere la utilización de métodos de análisis de fallas de tipo dinámico, como el de los diagramas y-R (Simón Gómez, 1984). Este método gráfico permite diferenciar tensores próximos que otros métodos no pueden reconocer (Simón Gómez, 1986), y también visualizar de una forma rápida aquellos tensores que son compatibles con determinadas fracturas o movimientos de las mismas. En el diagrama y-R cada falla está representada por una curva, que contiene

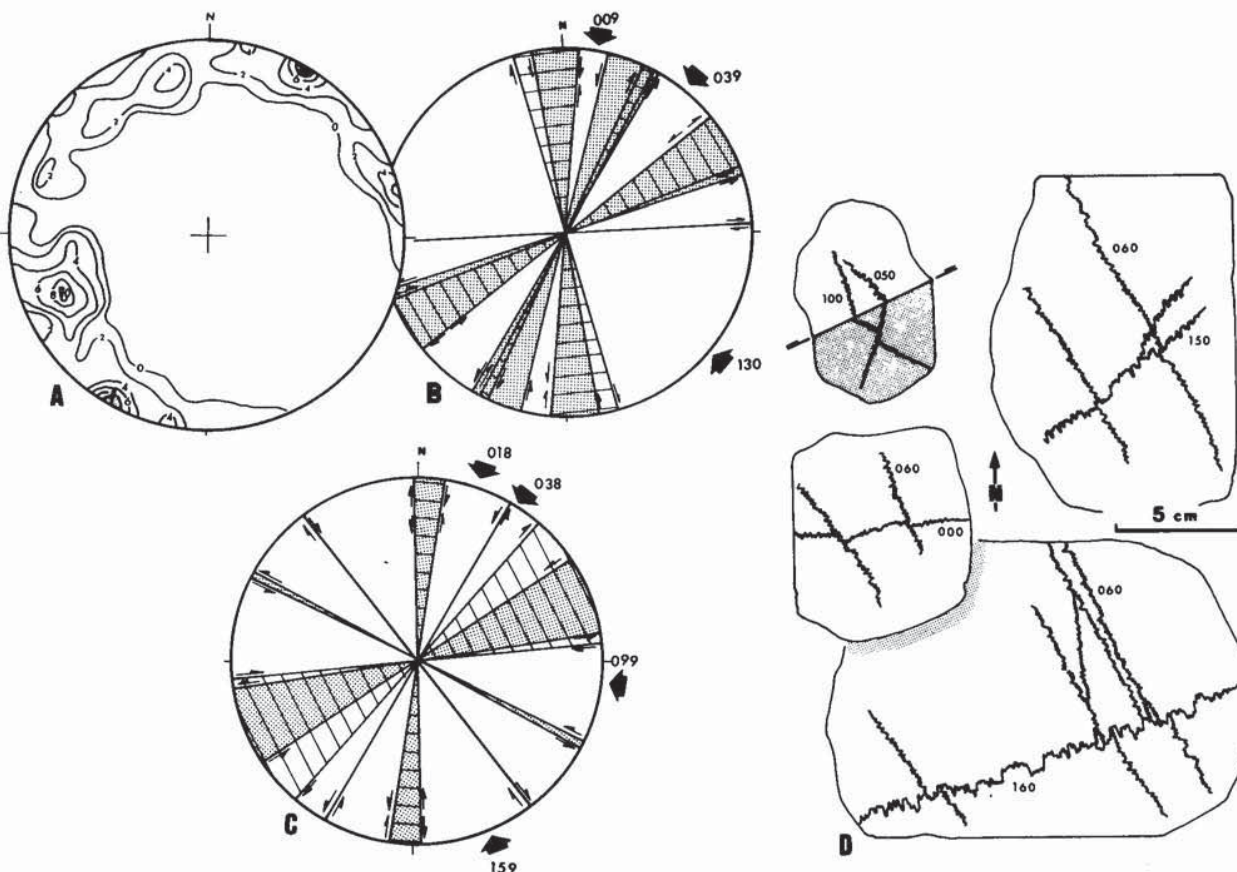


Fig. 3.—Esterograma de frecuencias de picos estilolíticos en la estación 4. B: Análisis de las fallas de la misma estación 4 por el método del diedro mínimo. C: Idem para la estación 3. D: Relaciones cronológicas entre diferentes generaciones de juntas estilolíticas observadas en muestras pulidas procedentes de la estación 5.

todas las posibles combinaciones de y (azimut del eje σ_y , que corresponde al esfuerzo máximo en la horizontal) y R capaces de explicar su movimiento. Estas curvas pueden cortarse en uno o varios «nudos», que representan uno o varios tensores óptimos compatibles con el movimiento de una parte o de todas las fallas analizadas.

En los diagramas y - R de la estación 5 aparecen los siguientes nudos principales, que pueden corresponder a otros tantos tensores (fig. 4.A):

$$y=025\pm 10, R=0,8$$

$$y=040, R=0.5$$

$$y=060\pm 10, R=0.1 \text{ (este tensor es el que implica un mayor número de fallas).}$$

Las direcciones de σ_y de estos tensores cubren todo el abanico de dispersión del máximo principal de direcciones de picos estilolíticos (fig. 2.E).

Para el grupo de fallas compatibles con una dirección de σ_y entre 080 y 180 se encuentran los siguientes tensores (fig. 4.B):

$$y=105, R=0.4$$

$$y=140, R=0.4$$

$$y=150, R=1$$

En realidad, puede percibirse en el diagrama algún otro nudo (por ejemplo, $y=125, R=0,6$), que no ha sido citado por considerar que no corresponde a una solución real. Cuando se cortan varios haces de curvas (correspondientes a distintas familias de fallas) en varios nudos, es necesario discernir los que representan soluciones reales y aquéllos que sólo son ficticios, utilizando otros criterios microestructurales como son los máximos de picos estilolíticos. En este caso, los dos tensores relacionados con regímenes de compresión presentan una dirección de σ_1 que se corresponde con sendos máximos de picos estilolíticos, caso que no se da en la dirección 125.

Se ha aplicado asimismo el método de Etchecopar et al. (1981), al análisis de la estación 3, para comparar los resultados con los obtenidos a partir de los diagramas y - R . Los resultados aparecen en las figuras 4.C,D,E. En ellos se observa que existe una buena coincidencia en los diagramas y - R para los tensores definidos por $y=060, R=0,1$; $y=100, R=0,4$; $y=145, R=1$, que son los que implican a un mayor número de fracturas; para realizar esta comparación hay que tener en cuenta que, dentro del régimen de *décrochement* ($1>R>0$), el valor de y corresponde al azimut de σ_1 , eje de esfuerzo máximo horizontal. Por el contrario, el tensor definido por $y=140, R=0.4$ no aparece en este método debido a que involucra a un porcentaje de fallas muy pequeño (6 fracturas sobre el total); el tensor queda así enmascarado por el otro, mucho más representativo, que corresponde en realidad a un régimen de distensión uniaxial ($y=145, R=1$).

En resumen, del análisis de las microestructuras, principalmente de las fallas, se ha inferido la actuación de una serie de tensores de esfuerzos en las calizas jurásicas del área de Alcaine. Los resultados obtenidos en todas las estaciones analizadas pueden sintetizarse en el cuadro de la figura 5. Los puntos que representan a cada uno de los tensores individuales interpretados se agrupan en ciertas zonas concretas del diagrama, cada una de las cuales permite definir el régimen tectónico medio vigente en lo que probablemente ha de ser una etapa tectónica:

- (1) Compresión 100-110 en régimen de *décrochement* ($1>R>0$).
- (2) Compresión NE-SW, dispersa entre 010 y 080, en régimen de *décrochement* o, eventualmente, de compresión uniaxial ($R=0$) o triaxial ($R<0$).
- (3) Compresión 140-150, entre compesión triaxial y *décrochement*.
- (4) Distensión entre uniaxial ($R=1$) y triaxial ($R>1$), con dirección de σ_3 050-070 ($\sigma_y=\sigma_2$ entre 140 y 160).

Para llegar a establecer una secuencia de etapas tectónicas partiendo del esquema anterior hemos de añadir a éste la *dimensión temporal*; es decir, hemos de establecer una cronología relativa entre los diferentes tensores sobre la base de las relaciones observadas en las estructuras que se les asignan. Se ha prestado especial atención a las relaciones de intersección entre juntas estilolíticas que presentan picos de distintas direcciones; algunas muestras estudiadas en sección pulida pueden verse en la figura 3; en ellas se observa que las juntas con picos en dirección 100 y 000 son cortadas por las NE-SW, y que éstas, a su vez, son desplazadas por las 150-160. Observaciones de campo sobre estas relaciones indican que, en realidad, las juntas N-S y NE-SW en sentido amplio se cortan indistintamente, que ambas cortan a las de dirección 100 y que todas ellas son cortadas por las 150-160. Según esto, el orden en que han sido citados anteriormente los sistemas de esfuerzos (1, 2 y 3) correspondería exactamente a su sucesión temporal.

Otro criterio utilizado es la relación entre las estrías que aparecen sobre un mismo plano de falla. Un estudio estadístico de tales superposiciones indica que éstas siguen sistemáticamente unos patrones:

- a) La mayoría de las fallas N-S actúan primero como dextrales y luego como sinestrales. Observando en qué nudos confluyen las curvas correspondientes de los diagramas y - R , el primero de estos movimientos puede asociarse a la compresión NE, y el segundo a la 140-150.
- b) Algunas otras fallas N-S: (1) sinestrales (compresión 100-110); (2) dextrales (compresión NE).
- c) Fallas con dirección NW-SE: (1) inversas

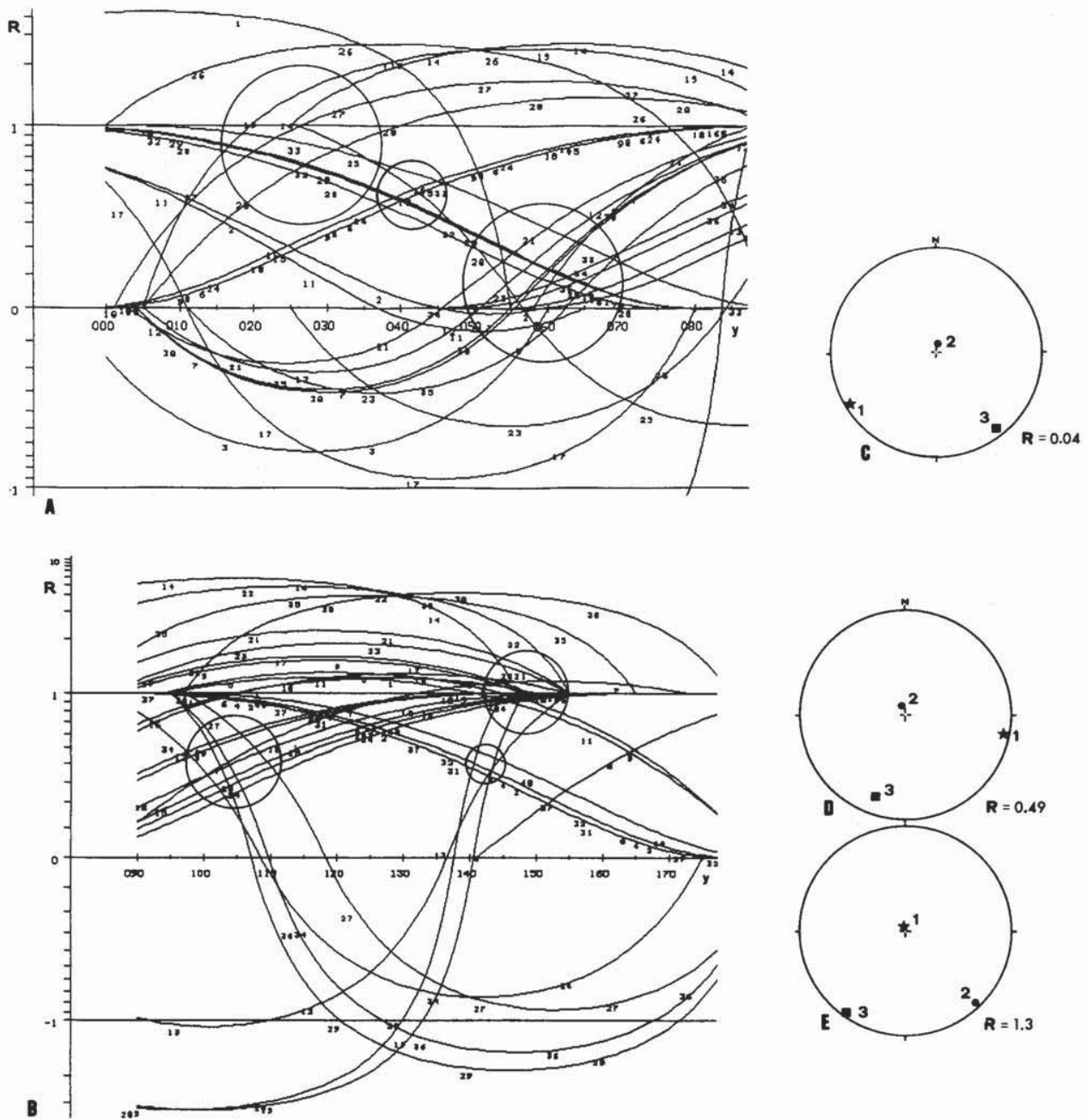


Fig. 4.—Análisis de las fallas de la estación 3 por los métodos de Etchecopar y Diagramas y-R. A: Diagrama y-R para las fallas compatibles con compresión NE. B: Idem fallas compatibles con compresión SE, C, D, E: Tensores obtenidos por el método de Etchecopar.

(compresión NE); (2) normales (compresión 140-150 o distensión 050-080).

d) Fallas con dirección próxima a ENE-WSW: (1) sinestrales (compresión NE); (2) dextrales (compresión 140-150).

La gran mayoría de las relaciones cronológicas analizadas en los movimientos de fallas, que se hallan

comprendidas en los tipos (a), (c) y (d) y representan un 75% de las observaciones realizadas, corroboran claramente la posterioridad de la compresión 140-150 respecto a la NE-SW. La relación tipo (b), contraria a la secuencia anterior, habrá de explicarse por la presencia de la fase 100-110, indentificada como anterior a todas las demás merced a la cronología de las

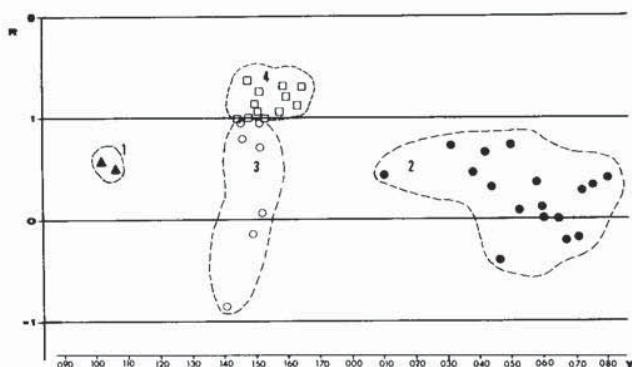


Fig. 5.—Diagrama y-R resumen de los estados de esfuerzo correspondientes a cada una de las cuatro etapas tectónicas definidas. La numeración coincide con su secuencia cronológica.

familias de estilolitos. Por otra parte, la relación tipo (c) de movimientos de fallas, junto a la presencia de algunas juntas estilolíticas estratiformes que cortan a las juntas transversas de todas las fases compresivas, indica que la etapa distensiva es posterior a estas últimas. En suma, la secuencia tectónica obtenida en el área de Alcaine a partir de los datos microestructurales es la expresada por la figura 5, y en el mismo orden cronológico en que se han citado anteriormente. Únicamente hay que matizar que, dentro de la compresión NE-SW, parece existir una secuencia compleja de tensores desde σ_1 010 a σ_1 080, entre compresión triaxial y *décrochement*. Esta dirección que σ_1 parece variar primero de NNE a ENE, para volver de nuevo a NNE.

Relaciones entre micro y macroestructuras

Hasta aquí se han delimitado los tensores de esfuerzo que han actuado en el área y su cronología relativa. Estos regímenes tectónicos pueden tener reflejo o estar relacionados, a su vez, con las estructuras de escala mayor, aspecto que vamos a discutir a continuación. La macroestructura de Alcaine está determinada principalmente, por la presencia del anticlinal de dirección 135, que en sus extremos NW y SE pasa a 115 (fig. 1). Al sur de dicho anticlinal se extiende una zona más o menos tabular en la que se sitúan las estaciones 1 a 5, a las que hemos hecho referencia en el apartado anterior. No obstante, existen en este ámbito algunos pliegues decamétricos paralelos al eje del anticlinal, algunos de los cuales pueden presentar flancos verticalizados, sobre todo, al acercarse al pliegue principal. En el flanco N del anticlinal de Alcaine aparecen complicaciones debidas a la presencia de sistemas sinclinal-anticlinal en relevo con morfología angular (pliegues de tipo Z) y dirección algo más E-W que la del pliegue principal.

En la estación 4 aparece un pliegue de escala decamétrica con dirección NW-SE; en ambos flancos del mismo se observan juntas estilolíticas con picos en dirección NE que presentan una inmersión igual al buzamiento del plano de estratificación, lo que indica que el tensor de compresión NE-SW originó las juntas estilolíticas antes de que el conjunto fuese plegado. En la estación 6 (situada en el flanco sur del anticlinal de Alcaine, fig. 2), el análisis de la fracturación por el método de los diedros rectos, indica la presencia de un tensor de revolución con el eje σ_1 inclinado en el mismo sentido que el plano de estratificación, y además, contenido en éste (figura 6.A). Se ha abatido a la horizontal dicho plano de estratificación, transformando todos los datos de los planos de fractura al nuevo sistema de referencia, y se han analizado mediante el diagrama y-R de la figura 6.B. En él puede verse la existencia de un tensor de esfuerzos con σ_1 en dirección 075 y régimen de esfuerzos de compresión uniaxial, resultado perfectamente concordante con el obtenido por el método de los diedros rectos.

Todos estos hechos indican que el plegamiento de las cepas, compatible y sin duda relacionado con la fase compresiva NE-SW, se ha desarrollado, sin embargo, después de las familias de microestructuras correspondientes a esa misma compresión. Esta idea queda corroborada, tanto en los casos citados como en otros observados en los sistemas de pliegues angulares, por la observación de microestructuras de esta fase que se hallan giradas, junto con las capas en que están contenidos, en los flancos de los pliegues. Por tanto, podemos concluir que en una misma etapa de la evolución tectónica se han originado las microestructuras y los pliegues compatibles con compresión NE-SW. Es al final de la misma cuando se produce el plegamiento, después de la evolución compleja de las direcciones de esfuerzos que hemos comentado anteriormente y que se refleja a escala microestructural. La magnitud de la compresión ha debido de crecer a lo largo de la fase hasta colocarse el eje σ_3 en posición vertical, lo que habría dado origen a los pliegues.

Hay dos elementos de la macroestructura que merecen especial atención: por un lado, la presencia de los sistemas antiformal-sinormal en relevo ya descritos; por otro, la gran diferencia de altura topográfica entre las formaciones que aparecen en ambos flancos del anticlinal de Alcaine, mucho más elevados en el flanco S. La reconstrucción de la estructura en profundidad revela la presencia en el zócalo de un escalón estructural de dirección NW-SE (Casas Sainz, 1985). Este accidente, bajo el régimen compresivo que originó la macroestructura de Alcaine, habría funcionado con componente inversa; por otra parte, la disposición en relevo de los pliegues angulares sugiere la existencia de una componente dextral en este

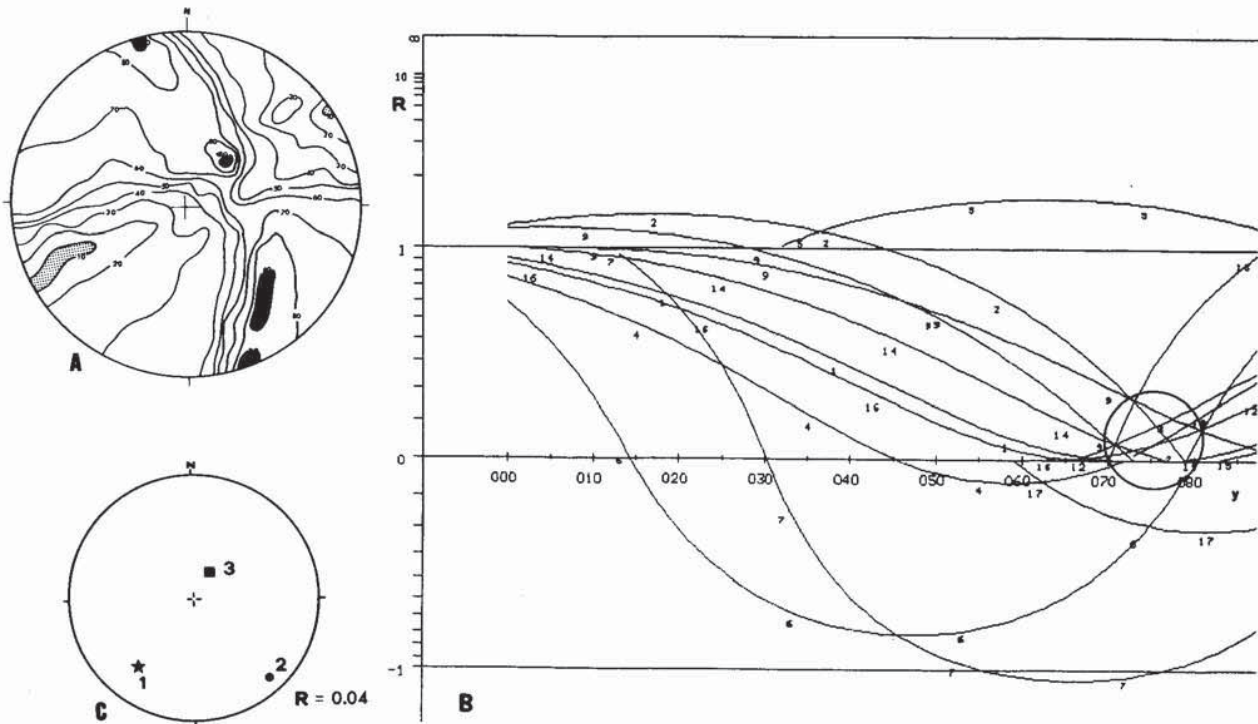


Fig. 6.—Análisis de las fallas de la estación 6. A: Diagrama de diedros rectos. B: Diagrama y-R. C: Resultado del método de Etchecopar.

movimiento; esta componente dextral se debería a que la compresión regional en la etapa de plegamiento está situada en posición más nortada que la perpendicular al accidente de zócalo. En consecuencia, parece que es el movimiento, en régimen transpresivo, de este accidente de zócalo el que controla la ubicación y desarrollo de los pliegues de la cobertera, todo ello perfectamente coherente con la evolución tectónica interpretada a partir de los datos microestructurales.

Conclusiones

La evolución del régimen de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en el área de Alcaine puede sintetizarse en el siguiente modelo:

a) *Primera fase compresiva*, con σ_1 en dirección 100-110 y régimen de *décrochement*, detectada únicamente a escala microestructural.

b) *Segunda fase compresiva*, con σ_1 en direcciones que van desde N-S a ENE-WSW. El régimen de esfuerzos varía entre compresión triaxial y *décrochement*. En la más importante y con mayor representatividad a escala microestructural, y responsable de las dos familias de fracturas dominantes. Dentro de ella hay una evolución compleja de la dirección de σ_1 , con giro en sentido horario primero y antihorario

después. Tiene un importante reflejo a escala macroestructural, dando lugar a los pliegues *ibéricos* de Alcaine.

c) *Tercera fase compresiva*, con σ_1 en dirección 140-150 y regímenes desde la compresión triaxial hasta el *décrochement*, siendo muy frecuentes los valores de R próximos a 1. Tiene escaso reflejo a escala macroestructural: solamente algunos pliegues decamétricos superpuestos a la estructura general. A partir de esta fase, y *por intercambio de ejes σ_1 y σ_2 se pasa a la distensión*.

d) *Fase distensiva*, con σ_3 en dirección NE-SW, con dirección de σ_2 igual a la de σ_1 de la etapa anterior, y régimen de esfuerzos entre distensión uni y triaxial. Dentro del ámbito de Alcaine sólo tiene reflejo a escala microestructural. Son de destacar algunas relaciones o coincidencias entre esta fase extensiva y la última compresiva. Por un lado, tienen en común la dirección de σ_3 . Por otro, los tensores incluidos en una y otra se distribuyen en una sola nube dentro del diagrama y-R (fig. 5), sin solución de continuidad entre ambas. La diferenciación de dos etapas, una compresiva y otra distensiva, responde en realidad a la necesidad convencional de identificar ambos regímenes como cualitativamente distintos. En el diagrama y-R, tal separación viene dada de inmediato por la línea horizontal $R=1$.

En cuanto al origen de las macroestructuras y su

relación con el esquema de evolución tectónica a escala microestructural en el área de Alcaine, puede concluirse que, en términos generales, el plegamiento se produce en la segunda fase compresiva, y con el eje σ_1 en dirección NNE-SSW, después de los dos giros de este mismo eje ya citados. *Es tras la colocación tardía de σ_1 en dirección próxima a N-S cuando se origina el plegamiento.* La microestructuras correspondientes a esta fase se han originado tanto antes como durante el mismo. La dirección NW-SE del anticlinal de Alcaine puede ser explicada por la presencia de un accidente de zócalo como esa misma dirección, que habría jugado en sentido inverso-dextral; la componente dextral del movimiento es la causa del diseño en relevo de los sistemas anticlinal-sinclinal.

El modelo tectónico propuesto para el área de Alcaine encaja relativamente bien en los grandes rasgos evolutivos de la Cadena Ibérica, tal como han sido sintetizados en la introducción. Las compresiones ESE y NE corresponden a fases de alcance regional descritas por numerosos autores. La segunda de ellas es la responsable del plegamiento principal de la cordillera. Respecto a la compresión N-S de que habla Guimerá (1984), hemos de decir que, efectivamente, ha sido detectada en el área de Alcaine y es la responsable en ella de las estructuras de plegamiento. Sin embargo, entendemos que no representa sino una etapa particular dentro de la gran fase compresiva ibérica.

Por lo que respecta a la compresión tardía de dirección SE, ésta sería equivalente a la que Simón Gómez (1983, 1984), describe en el sector centro-oriental de la cadena, y a la que asigna una edad próxima al Mioceno medio. La aparente falta de una separación neta en Alcaine entre esta fase y el régimen distensivo posterior parece también ser un rasgo común en otras regiones de la Cordillera Ibérica. Simón Gómez (1984, 1986) propone un tránsito progresivo entre ambas en el sector del Maestrazgo, idea corroborada asimismo por Guimerá (1984). La única diferencia estriba en que en Alcaine esta distensión se orienta NE-SW, mientras que en el sector oriental de la cadena se halla más ligada a la evolución del margen mediterráneo (extensión ESE).

Bibliografía

- Alvaro, M. (1985): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31 (3-4): 241-247.
- Angelier, J. et Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* (7), 19 (6): 1309-1318.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J. J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopeña, A.; Yébenes, A. (1982): *Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.* Temas Geológicos-Mineros, I.G.M.E., 299 pp.
- Casas Sainz, A. M. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel).* Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 162 págs.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. and Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65.
- Gómez Fernández, J. J. y Babin Yich, R. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica; provincia de Valencia). *Estudios Geol.*, 29: 381-388.
- Guimerá, J. (1982): *Estudi estructural de les zones de fractura de Geraf i de Vallcarca (Massis de Garraf).* Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona. Publ. Instiut d'Estudis Catalans, 96 págs.
- Guimerá, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121 (5): 413-420.
- Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 37: 233-243.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique á un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale).* Thèse III^{ème} cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 págs.
- Simón Gómez, J. L. (1981): Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, 65: 195-209.
- Simón Gómez, J. L. (1983): Tectónica y Neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón Gómez, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental.* Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses. 269 págs.
- Simón Gómez, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime. Exemple from eastern iberian Chain. *Tectonophysics*, 124: 37-53.

Recibido el 14 de mayo de 1986
Aceptado el 21 de mayo de 1986