

El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja)

ANTONIO M. CASAS SAINZ

Departamento de Ciencias de la Tierra. Área de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

La aplicación de los métodos de análisis estadísticos en microtectónica frágil a la fracturación a escala microestructural de los materiales terciarios de la Depresión de Arnedo (La Rioja) ha dado como resultado la existencia de un régimen de compresión uniaxial y desgarre con el eje σ_1 horizontal en dirección 000-020, que se extiende al menos hasta el Mioceno inferior (Ageniense).

Palabras clave: Esfuerzo. Depresión de Arnedo. Tectogénesis alpina. Cordillera Ibérica. Terciario.

ABSTRACT

Through the use of some brittle microtectonic analysis methods (mainly Etchecopar's, Right Diehdrons and y-R diagrams) to the small scale faulting in Caenozoic materials of Arnedo Basin (La Rioja), we have defined the stress regime in this period; this analysis has been applied to 6 stations near the northern boundary of the Sierra de Cameros. The results are stress tensors with a horizontal axis σ_1 about a 000-020 direction, in a uniaxial compression or wrench regime. Some datations made by other authors allow us to affirm that this stress regime spreads up at least to Lower Miocene (Agenien).

Keywords: Stress. Arnedo Basin. NW Iberian Chain Alpine tectogenesis. Tertiary.

INTRODUCCIÓN

Hasta la fecha, todos los estudios geológicos llevados a cabo en el área de la Depresión de Arnedo se han centrado fundamentalmente en los aspectos estratigráficos y macroestructurales. En este sentido, el presente trabajo representa una aportación de signo distinto

al conocimiento geológico de la zona, en tanto en cuanto se aplica una metodología de análisis estadísticos de poblaciones de microfallas, empleada ya con anterioridad en otros lugares de la Cordillera Ibérica (Simón Gómez, 1984; Guimerà, 1984). La aplicación de estos métodos a materiales del terciario continental que han sido datados con micromamíferos permite además asignar unas edades mínimas a las etapas de deformación, y relacionarlas con los episodios sedimentarios acaecidos en la cubeta durante este período.

Situación, antecedentes y objetivos

La Depresión de Arnedo está situada en el sector oc-

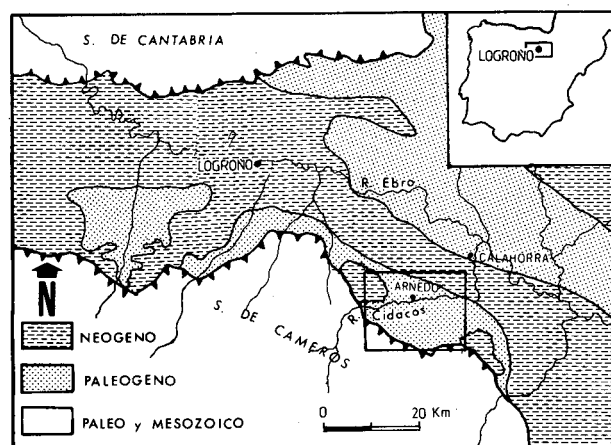


Figura 1.- Situación geográfica y geológica del área estudiada.
Figure 1.- Geographical and geological situation of the studied area.

cidental de la Depresión del Ebro y constituye una entidad geográfica bien definida; está limitada hacia el S y el W por el borde de las Sierras de Cameros, y hacia el N y el E por los relieves que originan los conglomerados terciarios (Figura 1). Tiene forma elíptica, con unos ejes de aproximadamente 15 x 10 Km. (hoja nº 243, Calahorra, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000).

Desde el punto de vista geológico está formada por materiales terciarios, fundamentalmente del Oligoceno. En el borde de la Cadena Ibérica, que presenta en algunos tramos una estructura de escamas cabalgantes, aparece el Mesozoico, formado sobre todo por Jurásico superior - Cretácico inferior en facies Purbeck-Weald; este cabalga sobre la Formación de Utrillas, y esta, a su vez, sobre el Terciario.

Varios trabajos estratigráficos se han llevado a cabo en esta área desde las síntesis de Riba (1964) y Crusafont *et al.* (1966). Castiella *et al.* (1983) definen 4 formaciones estratigráficas. Ortega y Pérez Lorente (1984) aportan nuevos datos sobre la situación estratigráfica de algunas formaciones y Muñoz (1985) divide la serie en cuatro unidades tectosedimentarias. Hay que señalar que no existe una coincidencia total en las divisiones estratigráficas que proponen los distintos autores. Así, los «conglomerados de Yerga» son considerados por Ortega y Pérez Lorente (1984) como Oligocenos, mientras que para el resto de los autores son Mioceños o incluso Pliocenos.

Debido a que la mayor parte de la sedimentación terciaria es detrítica, las dataciones realizadas en los materiales de la Depresión de Arnedo han sido muy escasas. Existen tres yacimientos importantes de micromamíferos, que han sido estudiados por Cuenca (1982). Estas dataciones dan una edad Ageniense (Mioceno inferior) para los materiales margosos y calcáreos de la parte superior de la Formación de Arnedo de Castiella *et al.*, (1983), (equivalente a la formación de Autol y Pérez Lorente y a la U.T.S. A3 de Muñoz).

Desde el punto de vista puramente estructural se han realizado escasos trabajos. La macroestructura está reflejada en la mayor parte de los estudios anteriores, mientras que la fracturación a escala meso y microestructural apenas es mencionada en los mismos. Cerca de nuestra área de estudio solamente Guiraud (1985) hace referencia a las direcciones de compresión alpinas (N-S y NE-SW) obtenidas del análisis de la fracturación de las calizas Jurásicas en Arnedillo y Cornago. En el presente trabajo abordamos el estudio desde la perspectiva del análisis microestructural frágil, aplicado a materiales del Oligo-Mioceno, con vistas a obtener datos sobre los regímenes de esfuerzo dominan-

tes durante el Terciario en esta área próxima al borde N del sector noroccidental de las Cadenas Ibéricas.

Metodología

El presente estudio se ha basado en un análisis exhaustivo de la fracturación en una serie de estaciones o puntos de observación, a partir de las medidas de orientaciones de planos de falla y estriaciones contenidas en ellos. Las litologías sobre las que se ha estudiado la fracturación son en su mayor parte detríticas: conglomerados, areniscas, limos; sólo en una de las estaciones se trata de calizas; por tanto, no se han podido aplicar en la mayor parte de las fracturas los criterios clásicos de sentidos de movimiento de las estrías (escalones de disolución y de cristalización de calcita). Hemos recurrido a algunos de los criterios citados por Petit *et al.* (1983) para las rocas detríticas (fracturas de Riedel y posición de las irregularidades en los planos de falla, sobre todo), y en algunos casos, a las estriaciones sobre los cantos calcáreos de los conglomerados. Los criterios geométricos de desplazamiento de capas como resultado del movimiento de las fallas también han sido de utilidad a la hora de determinar los sentidos de movimiento. En general, se han encontrado escasos planos en los que se encuentren estrías superpuestas.

Las medidas de planos de falla y de estrías han sido objeto de un análisis estadístico de tipo dinámico, con vistas a determinar el carácter de los tensores que han sido responsables del movimiento de dichas fracturas. Los métodos empleados en este análisis han sido los de Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), Diagrama y-R (Simón Gómez, 1984), y Etchecopar *et al.* (1981). La ejecución de los mismos se ha llevado a cabo mediante procedimientos informáticos en el ordenador VAX-11 del Centro de Cálculo de la Universidad de Zaragoza. En la caracterización de los tensores mediante la relación entre los ejes principales del elipsoide se utiliza de aquí en adelante la relación R que aparece en la ecuación de Bott (1959), $R = (\sigma_z - \sigma_y) / (\sigma_y - \sigma_x)$; esta relación se obtiene directamente mediante el método de los Diagramas y-R, pero es diferente de la que aparece en el método de Etchecopar *et al.* (1981), $Re = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. La transformación de esta última en la relación R de Bott (1959), que es la única que consideraremos en lo sucesivo, se puede efectuar de acuerdo con las siguientes ecuaciones: $R = 1/Re$ para un régimen de esfuerzos distensivo; $R = Re$, para un régimen de desgarre; $R = Re/(Re-1)$ para un régimen de esfuerzos compresivo.

Para determinar la posible existencia de fallas de mayor escala que pudieran alterar la trayectoria de los es-

fuerzos principales, se ha procedido al estudio detallado del área mediante fotografía a escala 1:18.000.

LA FRACTURACIÓN A ESCALA MESO-MICROESTRUCTURAL

Se han distinguido 6 estaciones de medida, situadas según aparecen en la figura 2 y en la tabla 1. La mayor

parte se disponen a lo largo del escarpe N de la ribera del río Cidacos, en un tramo que discurre de W a E; se sitúan a pie de carretera o en los barrancos N-S que desaguan en el Cidacos. Todas las estaciones se localizan estratigráficamente en la Formación de Arnedo. En cuanto a la edad de los materiales sobre los que se sitúan las estaciones, sólo la estación 1 se encuentra por encima del nivel datado por Cuencia (1982) como Age-niense inferior. El resto de ellas se encuentra estrati-

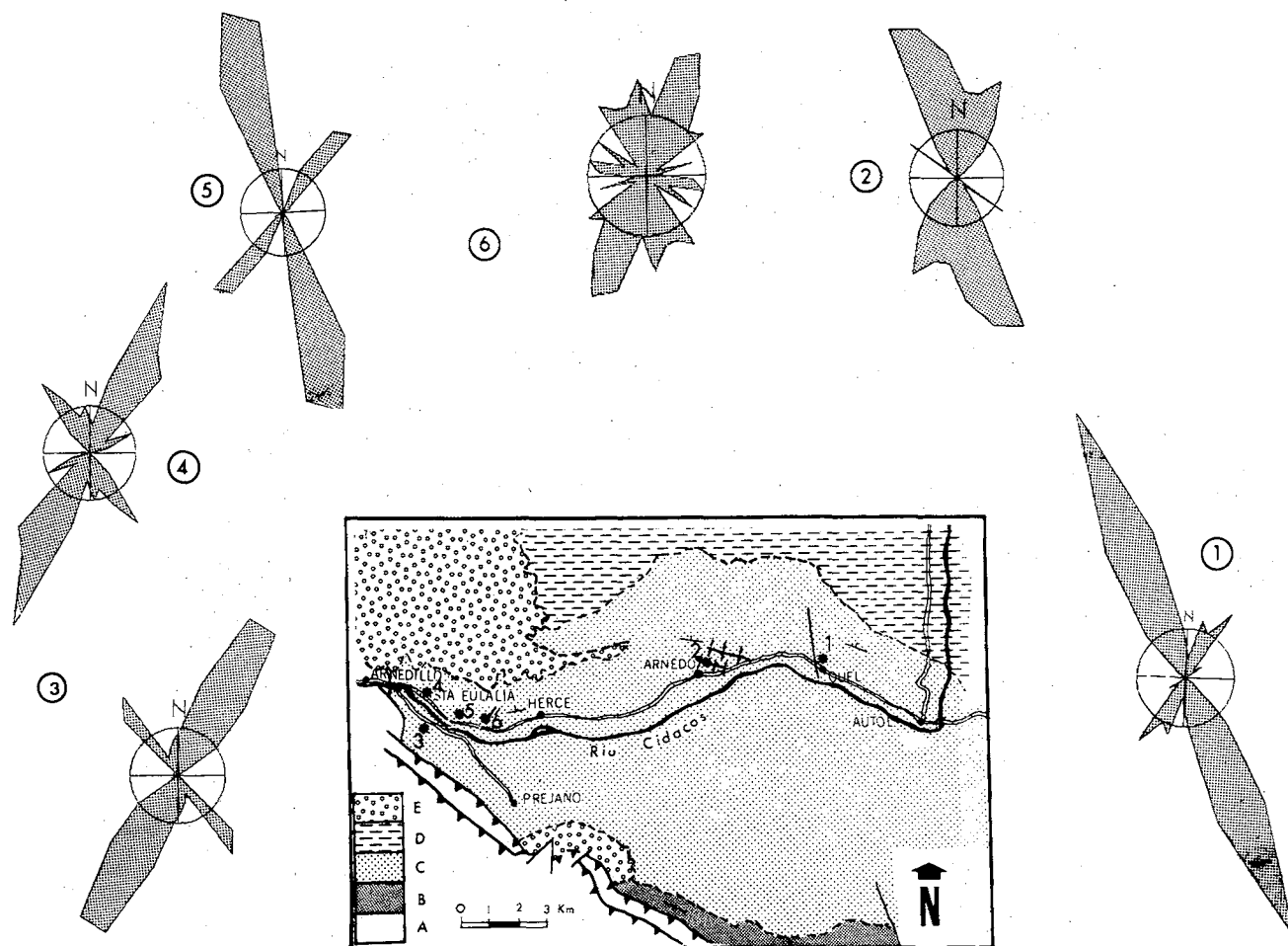


Figura 2.- Mapa geológico con las unidades litoestratigráficas utilizadas por Castiella et al. (1977). A: Mesozoico. B: Formación de Turruncún. C: Formación de Arnedo. D: Formación de Alfaro. E: Formación de Yerga. Está marcada con un asterisco la localización de las estaciones de toma de datos microestructurales. La numeración de estas se corresponde con la del texto. Para los diagramas en rosa de los vientos, el radio de la circunferencia corresponde al 5% del total de medidas.

Figure 2.- Geological map with lithostratigraphic units used by Castiella et al. (1977). A: Mesozoic. B: Turruncún Formation. C: Arnedo Formation. D: Alfaro Formation. E: Yerga Formation. Asterisks show the situation of sites in which microstructural data have been taken, numbers corresponding with the ones in text. For rose diagrams, the circle radius is the 5% of measurements.

Tabla 1.- Situación y litología de las estaciones de toma de datos mencionadas en el texto.

Table 1.- Lithology and situation of microstructural data sites mentioned above.

ESTACION	SITUACION	COORDENADAS U.T.M.	LITOLOGIA
1	Quel	30TWM782763	calizas margosas y areniscas
2	Arnedo	30TWM755765	Areniscas y limos
3	Carretera Arnedillo-Préjano	30TWM653735	Areniscas y conglomerados
4	carretera Santa Eulalia-Arnedillo	30TWM654739	Areniscas y conglomerados
5	Santa Eulalia Somera	30TWM663738	Areniscas y conglomerados
6	Santa Eulalia Baterra	30TWM674743	Areniscas y conglomerados

gráficamente por debajo de él. En la mayor parte de las estaciones las capas presentan una dirección que oscila alrededor de 090 y buzamientos entre los 25 y 50°.

Debido a que el volumen de datos obtenidos en algunas estaciones es excesivo para un tratamiento estadístico cómodo, se ha dividido en dos grupos cada una de las poblaciones de las estaciones 4 y 6. El volumen total de datos obtenidos corresponde a unas 1.000 fallas.

Descripción de la fracturación a escala microestructural

La primera observación que puede hacerse sobre el aspecto de la fracturación a escala microestructural en las estaciones estudiadas es la distribución de las direcciones de las fracturas en dos familias dominantes. (Figura 2). Estas familias adquieren diferentes orientaciones en cada estación, y así encontramos que en las estaciones 1,4 y 5 las dos familias dominantes son 020 y 160. Una modificación importante con respecto a este esquema es la que aparece en la estación 6, en la cual, aparece otra dirección de fracturación importante 130; en la estación 2 no existe una bimodalidad tan marcada como el resto.

En el aspecto macroestructural se encuentra un pobre reflejo de la fracturación a pequeña escala; así, encontramos una falla de escala hectométrica próxima a la estación 1, con dirección 160 y componente dextral en su movimiento. También se encuentran fallas de esta escala en la estación 6. En la estación 2 las fallas presentan en general escala métrica y los planos de fracturación aparecen con un relleno, a veces estriado, de

material arcilloso de color rojo oscuro. Este tipo de relleno en los planos de falla aparece también en las microfisuras de las estaciones 4 y 6.

El desarrollo de la fracturación varía en función de la litología. En las calizas de la estación 1 la escala de las fallas suele ser decimétrica, pasando a métrica en algunos bancos de arenisca.

Hemos encontrado un número relativamente bajo de fracturas con varias estriaciones. Son más frecuentes en la estación de Quel, en la que las estrías con movimiento normal se superponen a aquellas con mayor componente direccional. No obstante, estas dobles estriaciones aparecen explicadas por sendos tensores cercanos entre sí al hacer el análisis.

A partir de la observación de las direcciones preferentes de la fracturación a escala microestructural podemos ya extraer una primeras conclusiones sobre los posibles esfuerzos responsables de la misma. En una buena parte de las estaciones puede aplicarse inicialmente el modelo simple de Anderson (1951), a partir de la orientación de las familias preferentes y de los sentidos de movimiento de las mismas (fallas NW-SE dextrales y NE-SW sinestrales). Ello supone un eje mayor de compresión en dirección N-S a NNE-SSW, que se convierte en NNW-SSE en otros puntos. No obstante, para conocer en detalle los tensores responsables del movimiento de las fracturas es necesario aplicar métodos de análisis más sofisticados, que son el objeto del apartado siguiente.

Análisis estadístico

Presentamos los resultados obtenidos en dos de las estaciones analizadas en la Formación de Arnedo, que pueden considerarse como representativas del volumen de datos global. Una de ellas se sitúan netamente en el Oligoceno (estación 4), y la otra en materiales que rozan el límite Oligoceno-Mioceno (estación 1).

Estación 4 (Figura 3)

El análisis mediante un método simple como el de los diedros rectos (Figura 3.C) indica la existencia de un eje de compresión σ_1 horizontal, en dirección aproximada N-S, que es compatible con la práctica totalidad de la población de fallas. El eje intermedio σ_2 se encontraría en posición vertical, y σ_3 horizontal (por las posiciones de los ejes se trata de un régimen de esfuerzos de desgarre).

Aplicando los métodos de Etchecopar y los Diagramas y-R (Figura 3.A) se pueden discernir los posibles tensores responsables del movimiento de las fracturas.

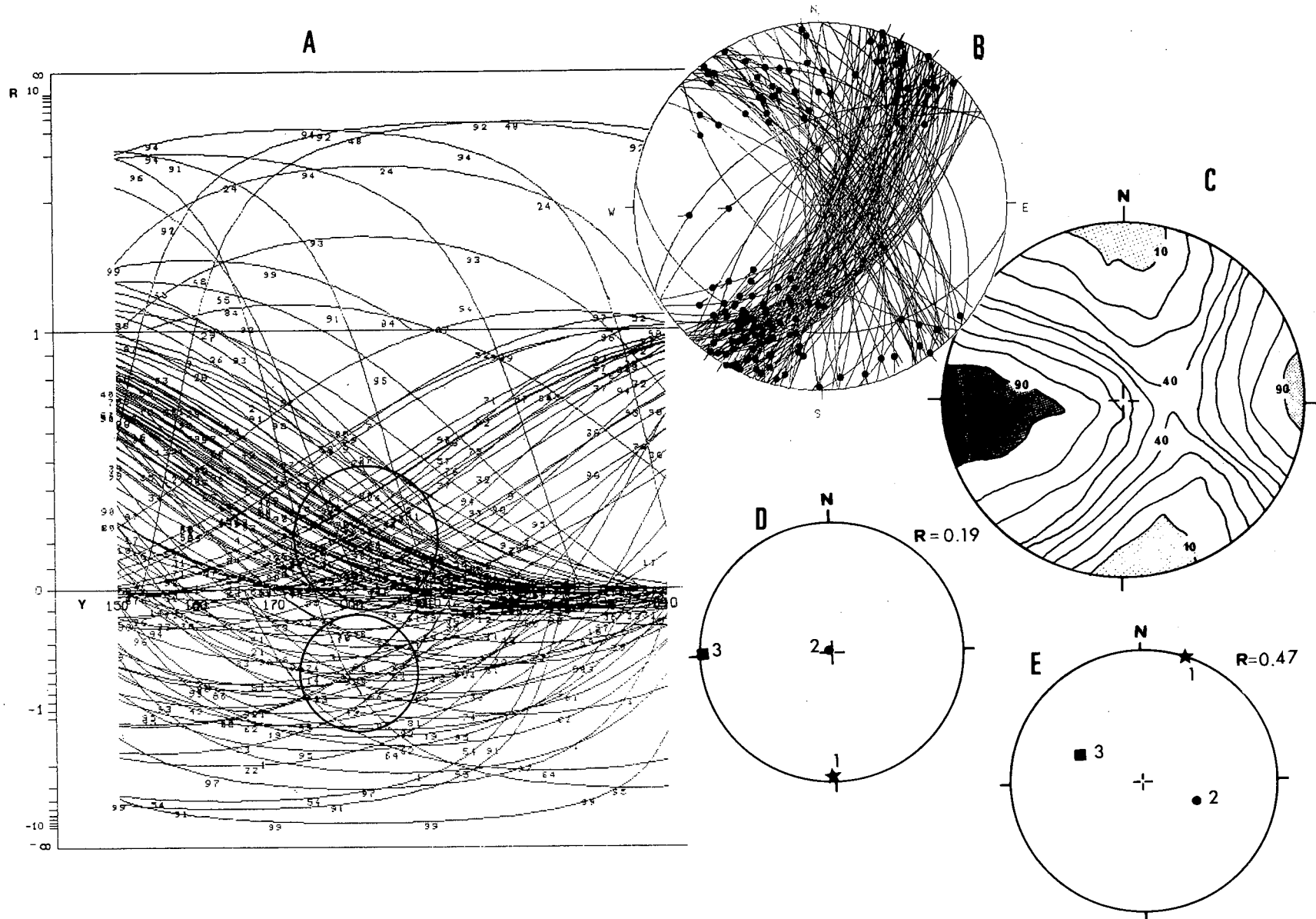


Figura 3.- Análisis de la estación 4: A. Diagrama y-R. B. Estereograma de planos de falla y estriaciones. C: Diagrama de Diedros Rectos; los números corresponden al porcentaje de fallas compatible con tracción; trama clara: máximos compresivos; trama oscura; máximos extensivos. D y E: Resultados del método de Etchecopar con las posiciones de los ejes principales de esfuerzo. Explicación en el texto.

Figure 3.- Analysis of site 4: A: y-R Diagram. B: Stereographic projection of fault planes and striations. C: Right Diedrons diagram; numbers corresponding to the percentage of faults compatible with extension, clear field; compressive maxima; dark field: extensive maxima. D and E. Results of Etchecopar's method with position of stress principal axis.

En el diagrama y-R se puede observar la existencia de un nudo importante, debido fundamentalmente a fallas de tipo direccional, cuyo valor de azimut para el eje σ_y y relación R del tensor de esfuerzos vienen representados por el par ($y=004$, $R=0.2$), es decir, se encuentra dentro del régimen de esfuerzos de desgarre, pero bastante próximo al régimen de compresión uniaxial. Existe bastante dispersión dentro de este nudo, que podemos considerar como normal dado el elevado número de medidas por el que está definido ($y=170$ a 017 , $R=0$ a 0.50). Aparecen, además, algunas curvas correspondientes a fallas con componente normal no compatibles con este tensor. Otras fallas con componente inversa (la mayor parte de cuyas curvas se encuentran en el campo del diagrama comprendido entre las ordenadas $R=0$ y $R=-\infty$), que no aparecen como compatibles con el tensor principal descrito anteriormente, pueden ser explicadas por un tensor con el eje $\sigma_y = \sigma_1$ en la misma dirección, pero con un valor de la relación R por debajo de 0 ($R = -0.7$), en régimen de compresión triaxial. Esto puede ser explicado por ligeras variaciones en la relación entre las magnitudes de los esfuerzos, manteniéndose constante la dirección de los ejes principales.

Los resultados obtenidos de la aplicación del método de Etchecopar (Figura 3.D,E) muestran unos resultados bastante similares a los del diagrama y-R: aparece un tensor principal, capaz de explicar el 60% de los datos —consideraremos, de aquí en adelante, que un tensor obtenido mediante este método explica un grupo de fallas cuando el ángulo de separación máximo entre la estría real y la teórica para estas fallas no supera los 11.5° , es decir, si y sólo si se encuentran incluidas en las dos primeras clases del histograma de desviaciones (ver Etchecopar *et al.*, 1981)—, con el eje σ_1 en dirección 005, σ_2 prácticamente vertical, con una inclinación que coincide con la detectada por el método de los diedros rectos, y valor de R de 0.19. Otros tensores detectados mediante el método de Etchecopar y que explican un porcentaje significativo de fallas (el 40 y 35%, respectivamente, una vez eliminadas las fallas explicadas por el tensor anterior) presentan direcciones de σ_1 de 016 y 175, con similares valores de la relación R; queda un resto de fallas (10% sobre el total) que no es explicado por los tensores anteriores, y que tampoco define ningún otro tensor. Por otro lado, los tensores calculados explican satisfactoriamente la formación y movimiento de los planos de falla, dada su posición en el círculo de Mohr de fracturación.

Todos los tensores obtenidos mediante el método de Etchecopar encajan con la dispersión de la nube de puntos de intersección de las curvas que aparecen en el dia-

grama y-R salvo el representado en la figura 3.E que presenta ejes inclinados.

Estación 1 (Figura 4)

El método de los diedros rectos aplicado a esta población de fallas permite deducir su compatibilidad con un tensor de esfuerzos con dirección de σ_1 005, horizontal o con ligera inmersión hacia el S, σ_2 próximo a la vertical (inmersión 75° N), y el eje σ_3 también horizontal, es decir, en régimen de esfuerzos de desgarre.

La aplicación del método de Etchecopar *et al.* a estos datos nos permite delimitar perfectamente las características de este tensor, eje σ_1 de dirección 001 e inmersión 15° S, con valor de R de 0.58, que explica la mayor parte de las fallas (70% sobre el total de la población). Otro tensor solución obtenido mediante este método, que explica una buena cantidad de los datos restantes (un 65% sobre el residuo del 30% una vez eliminadas las fallas explicadas por el tensor anterior), presenta los ejes σ_1 y σ_3 completamente horizontales, y el valor de la relación R es de 0.5; este tensor se corresponde con el que aparece en el diagrama y-R. Estos tensores explican muy bien la formación de los planos de falla, de acuerdo con la posición de estos en el círculo de Mohr.

Para poder detectar variaciones en el primero de los tensores mencionados, que es el más representativo, se ha abatido los datos considerando el eje σ_2 como vertical (figura 3-4); en este diagrama se puede observar bastante dispersión en el nudo principal, oscilando entre unos valores de y de 170 a 012 y de R entre 0.3 y 0.9. El resto de fallas (10.5 % sobre el total) no ha podido ser asignado a ningún otro tensor.

ESTADOS DE ESFUERZOS DEDUCIDOS DEL ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Es de resaltar la notable concordancia obtenida al analizar las tres estaciones por el método de los diedros rectos y los otros métodos más completos.

Los tensores obtenidos en los tres casos pueden resumirse en *régimen de esfuerzos dominante situado entre la compresión uniaxial y el décrochement*, con σ_1 en dirección próxima a N-S o NNE, tanto en la estación 1 como en la 4. Dado que la estación 1 (Quel) se encuentra situada sobre materiales más modernos, correspondientes al límite Oligoceno-Mioceno, podemos suponer que este régimen de esfuerzos se prolonga al menos hasta el Mioceno inferior, manteniéndose las direcciones de los ejes, y en las magnitudes relativas de los esfuerzos principales. El hecho de que exista una

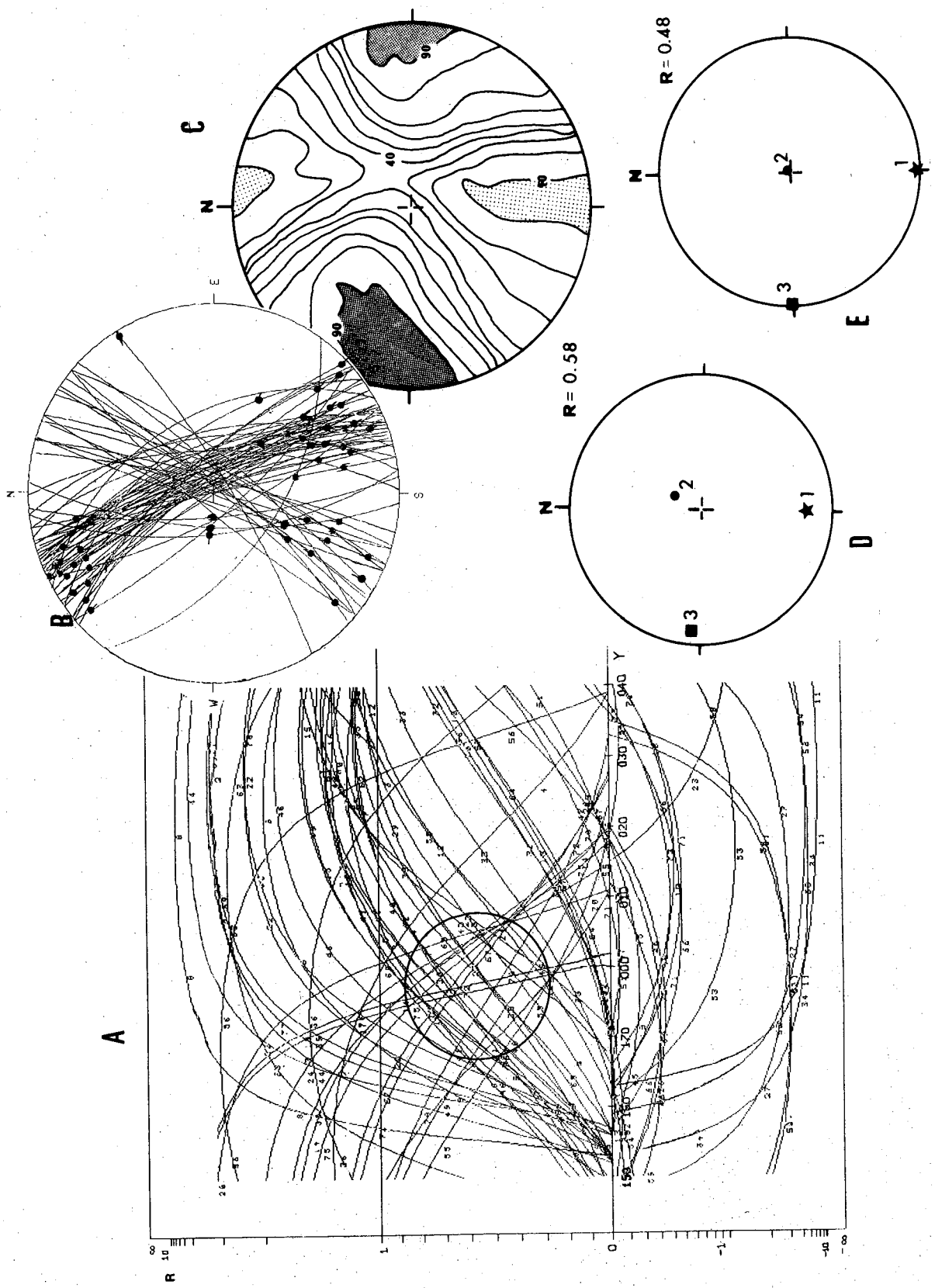


Figura 4.- Análisis de la estación 1:1 A. Diagrama y-R. B. Estereograma de planos de falla y estriaciones. C. Diagrama de Diedros Rectos; porcentajes y tramas con igual significado que el la figura 3. D y E.: Resultados del método de Etchecopar. Explicación en el texto.

Figure 4.- Analysis of site 1:1 A. y-R diagram. B. Stereographic projection of fault planes and striations. C. Right Dihedrons diagram; signs in figure 3. D and E. Results of Etchecopar's method.

tectónica en principio monofásica, con una dirección dominante de ejes σ_1 de los tensores a lo largo de esta etapa hace que el método de los diedros rectos ofrezca resultados excelentes, y muy similares a los de los otros dos métodos.

En cuanto a la aparición de otras direcciones preferentes de fracturación en la estación 6, el análisis por los métodos antes mencionados pone de relieve la presencia de sistemas de esfuerzos con el eje mayor de compresión en dirección 160, que aparecen entremezclados con los de dirección N a NNE obtenida en el resto de las estaciones. En principio, esta anomalía parece achacable a la presencia de algunas fallas de escala hectométrica que aparecen en las proximidades de esta estación, y que serían la causa de la desviación de las direcciones de los ejes principales de esfuerzos.

RELACIONES CON LA MACROESTRUCTURA

En la mayor parte de las estaciones analizadas, incluyendo el Mioceno inferior de Quel, la estratificación presenta buzamientos hacia el N relativamente importantes; 30° en la estación 1, entre 30 y 50° en la estación 4, con direcciones de 070.

La fracturación de la Formación de Arnedo a escala microestructural parece haberse producido, pues, con posterioridad al basculamiento de las capas, ya que las posiciones de los ejes principales de esfuerzo de los tensores encontrados no varían cuando cambia la orientación de los planos de estratificación. Por otra parte, según el modelo de Anderson que hemos propuesto para el origen de la fracturación y los resultados del análisis microestructural, esta se habría originado con un eje σ_2 prácticamente vertical, que debería encontrarse girado en caso de que la fracturación fuese anterior al buzamiento de las capas.

Los materiales que se encuentran por encima de la formación de Arnedo y que aparecen más al N constituyen la denominada por Castiella *et al.* Formación de Alfaro, y presentan deformaciones mucho menos acusadas. Estos materiales están considerados como Aragoniense medio. Es probable, según los datos expuestos, que la ruptura sedimentaria que debe de existir entre ambas formaciones (Muñoz, 1985) se deba a la existencia de la fase tectónica con σ_1 en dirección N-NNE descrita aquí.

La macroestructura del área en la que se encuentra inscrita nuestra zona de trabajo está marcada por la existencia de un accidente de gran importancia, que separa las Sierras de Cameros de la Depresión del Ebro, constituido por dos planos de cabalgamiento vergen-

tes al N; entre ellos se sitúa una escama formada por las Arenas de Utrillas, que cabalga al Terciario y es a su vez cabalgada por las calizas jurásicas; sobre estas últimas reposan en conformidad los materiales del Cretácico inferior en facies Weald. Los materiales terciarios cabalgados más recientes corresponden a la Formación de Yerga, que podría tener una edad Mioceno medio (Arsenio Muñoz, comunicación personal). La dirección de los planos de cabalgamiento es de 115-120° desde Arnedillo hasta Villarroya. En Arnedillo aparece cortada por varias fallas de direcciones variables, mientras que al W se encuentra cubierta por materiales conglomeráticos discordantes (formación de Yerga).

Las direcciones de compresión N-S a NNE obtenidas del análisis microestructural son compatibles con la dirección del frente de cabalgamiento. Esto parece indicar que el régimen de esfuerzos actuante durante el período Oligoceno-Mioceno deducido del análisis microestructural, sería también el responsable de la formación de las macroestructuras existentes en el borde S de la Depresión de Arnedo. Para la formación de las fallas inversas es necesaria la existencia de un eje σ_3 vertical (régimen de compresión triaxial); esta posición de los ejes se habría mantenido durante el período álgido de la fase compresiva, para dar paso posteriormente, por un intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 a un régimen de desgarre; estos últimos tensores son los responsables de la formación de las fallas en las estaciones analizadas, y que hemos detectado mediante los métodos de análisis expuestos.

El intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 durante la etapa compresiva debe de haber sido gradual, pasando por una etapa intermedia en régimen tectónico de compresión uniaxial; un argumento a favor de este tránsito es el hecho de que hayamos detectado tensores de todos los tipos (compresión triaxial, compresión uniaxial y desgarre, todos ellos con una dirección de σ_1 bastante constante N-S a NNE.

CONCLUSIONES

Mediante el análisis de las microestructuras frágiles encontradas en el terciario de la formación de Arnedo hemos obtenido los estados de esfuerzo responsables de las mismas: σ_1 horizontal en dirección N-S a NNE, y un régimen de esfuerzos que va desde la compresión triaxial hasta el desgarre, pasando por la compresión uniaxial (en general, no se superan valores de $R = 0.7$). En algunas de las estaciones este esquema parece algo distinto, debido a la presencia de fallas hectométricas que podrían desviar las trayectorias de los esfuerzos.

Estos estados de esfuerzo se encuentran también relacionados con el origen de la macroestructura, marcada por el gran accidente que separa las sierras de Cameros de la Depresión de Arnedo. Este se materializa por la presencia de cabalgamientos de dirección WNW-ESE. Los ejes principales de esfuerzos responsables de la formación de las macroestructuras debieron de tener las mismas direcciones que los que produjeron la fracturación a escala microestructural, pero las posiciones de σ_2 y σ_3 están intercambiadas. El paso de este régimen de esfuerzos al de desgarre debió de ser gradual, con una etapa intermedia de compresión uniaxial, detectada en alguna de las estaciones.

Las dataciones paleontológicas realizadas en los alrededores de Autol permiten afirmar que este esquema de esfuerzos se mantiene desde al menos parte del Oligoceno hasta el Mioceno inferior. Esta fase tectónica puede ser el origen de la ruptura sedimentaria que existe entre los materiales del Ageniense (parte superior de la formación de Arnedo), y el Aragoniense (formación de Alfaro).

El régimen de esfuerzos detectado por nosotros en la Depresión de Arnedo parece estar relacionado con el encontrado por Gracia y Simón (1987) en el área de Tudela, más próxima al sector central de la Depresión del Ebro. Las direcciones de compresión obtenidas por estos autores son similares (N a NNE), y se han detectado en niveles fracturados situados por encima de yacimientos de edad Ageniense.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, E.M., 1951: *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd ed. Reprinted of the Revised second edition (1963). 206 pp.
- ANGELIER, J. et MECHLIER, 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) t. XIX, n° 6: 1309-1318.
- BOTT, H.M.P., 1959: The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- CASTIELLA, J., SOLER, J., VILLALBOS, L., 1977: *Mapa geológico de España a escala 1:50.000 Hoja n° 243. Calahorra*, I.G.M.E. 27 pp. y un mapa.
- CRUSAFONT PAIRÓ, M., TRUYOLS SANTOJA, J. y RIBA, O., 1963: Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y La Rioja. *Not y Com. del I.G.M.E.*, t. 90:53-75.
- CUENCA BESCÓS, G., 1985: *Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Autol (La Rioja)*. Pub. Instituto de Estudio Riojanos. Logroño. 96 p.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M., 1981: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *Journal of Structural Geology*, 3 (1): 51-65.
- GRACIA, J. y SIMÓN, J.L., 1987: El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra. *Bol. Geol. y Min.* XCVII-VI: 693-703.
- GUIMERA, J., 1984: Paleogène evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121 (15): 413-420.
- GUIRAUD, M., 1984: *Evolution tectono-sédimentaire du bassin weldien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (NW Espagne)*. Thèse III^{ème} cycle. U.S.T.L. Montpellier. 172 p. y un mapa.
- MUÑOZ, A., 1985: *Estratigrafía y sedimentación de la Depresión de Arnedo (Provincia de La Rioja)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza. 150 p.
- ORTEGA LOZANO, A., y PEREZ LORENTE, F., 1984: El terciario de la Depresión de Arnedo. *Berceo*, 2: 99-113. Logroño.
- PEGORARO, O., 1972: *Application de la microtectonique. Le golfe Maliague (Grèce centrale)*. Thèse III^{ème} cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 p.
- PETIT, J.P., PROUST, F. et TAPPONNIER, P., 1983: Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXV, n° 4:589-608.
- RIBA, O., 1964: Estructura sedimentaria del terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. *Com. Rend XX^{ème} Congr. Geogr. Int.*: 127-138.
- SIMÓN GÓMEZ, J.L., 1984: Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turoleses. Teruel. 269 p.

Recibido, febrero 1987