

ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS EN CANTOS DE DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS TERCIARIOS DE LA CUENCA DE ZAOREJAS (RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA)

M.A. Rodríguez-Pascua y G. De Vicente

Dpto. de Geodinámica, Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - Madrid (e-mail: albosque@eucmax.sim.ucm.es)

Resumen: En este trabajo se ha realizado un estudio comparativo entre los métodos propuestos por Schrader (1988) y Taboada (1993) para el análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estriados. Para aplicar estas metodologías se ha seleccionado la Cuenca de Zaorejas, situada en la zona del Alto Tajo (Guadalajara), dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El método de Schrader (1988) se basa en la representación esférica directa de las marcas de presión y estrías que aparecen en la superficie de los cantos, asignándoles de forma directa un elipsoide de deformación. Taboada (1993) propone una deducción matemática y gráfica de las trayectorias de esfuerzo y del elipsoide de deformación, utilizando planos estriados medidos en la superficie de canto. La cuenca terciaria de Zaorejas se formó en un sinclinal E-O generado por el emplazamiento de pliegues de propagación de falla de la misma dirección (Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo). La cuenca presenta dos episodios sedimentarios separados por una discordancia. El primer episodio (Eoceno-Oligoceno) se depositó sintectónicamente con respecto al emplazamiento de los cabalgamientos, puesto que presenta una discordancia progresiva. El segundo intervalo (Mioceno) colmató la cuenca y fue posteriormente plegado. Las direcciones de máximo acortamiento en la horizontal deducidas a partir del análisis de cantos estriados ofrecen dos direcciones compatibles con los dos episodios sedimentarios, respectivamente: 1) N150-160E y 2) N-S a N20E.

Palabras clave: Cantos estriados, análisis de paleoesfuerzos, Cuenca de Zaorejas, Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo, fallas de desgarre.

Abstract: This paper is a comparative study of two striated pebbles palaeostresses analysis methods, those of Schrader (1988) and Taboada (1993). In order to apply these methods, the Zaorejas Basin, located in the Alto Tajo area (Guadalajara) and belonging to the Rama Castellana of the Iberian Range, has been selected. The Schrader's method is based on direct spherical projection of solution pits and slip lineations that appear on pebbles surfaces, right assign a strain ellipsoid. Taboada (1993) proposes a slip lineations and strain ellipsoid mathematical and graphical deduction, by striates planes taken on pebbles surfaces. The Zaorejas Tertiary Basin is formed by a syncline (E-W strike) generated by fault-propagation folded in the same direction (Huertapelayo Thrust System). The Zaorejas Basin was filled by two sedimentary episodes separated by a discordance. The first interval (Eocene-Oligocene) was deposited simultaneous with the thrust faults, showing a progressive discordance. The second interval (Miocene) filled the basin and was folded later. The maximum horizontal compression has two directions right to both sedimentary intervals: 1) N150-160E and 2) N-S to N20E.

Key words: striated pebbles, paleostresses analysis, Zaorejas Basin, Huertapelayo Thrust System, strike-slip faults.

M.A. Rodríguez-Pascua y G. De Vicente (1988): Análisis de paleoesfuerzos en cantos de depósitos conglomeráticos terciarios de la cuenca de Zaorejas (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2):169-180

En zonas intraplaca con deformaciones moderadas, existe la posibilidad de analizar las características de los esfuerzos tectónicos mediante diferentes técnicas. Entre éstas destacan el análisis poblacional de fallas, el estudio de maclas de calcita y el análisis de las impresiones en cantos de conglomerados. La Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica permite, dadas sus características litológicas y estructurales, contrastar los resultados que se obtienen con diferentes metodologías. En esta cadena son abundantes las determinaciones de paleoesfuerzos mediante análisis poblacional de fallas (Simón Gómez, 1984; Guimerá,

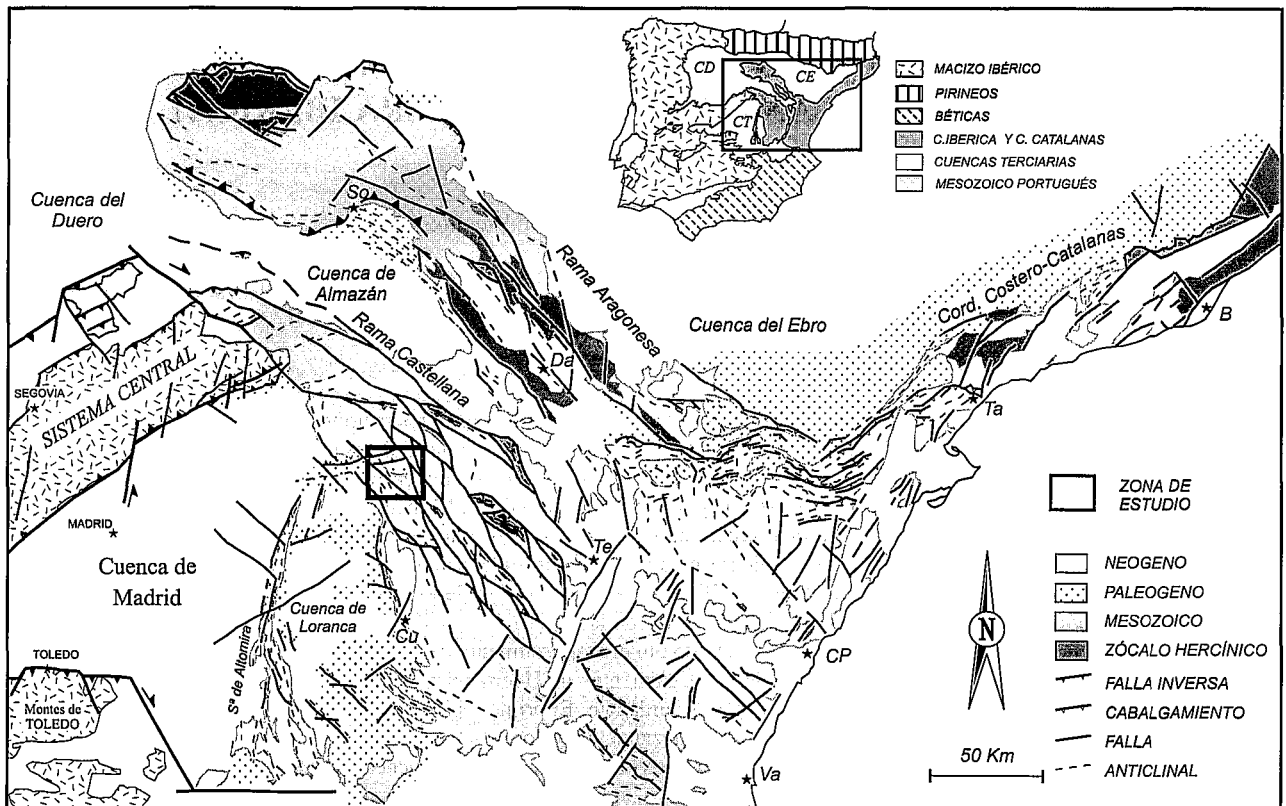


Figura 1.- Situación de la zona de estudio dentro del contexto de la Cordillera Ibérica. CD: Cuenca del Duero, CE: Cuenca del Ebro, CT: Cuenca del Tajo, So: Soria, Da: Daroca, Cu: Cuenca, Te: Teruel, Va: Valencia, CP: Castellón de la Plana, Ta: Tarragona, B: Barcelona.

1988; De Vicente; 1988; Rodríguez-Pascua, 1993) y están comenzando a estudiarse las maclas de calcita (García Cuevas *et al.*, 1995).

Marcas de presión y estrías, producidas en los cantos, fueron ya descritas en las cuencas molásicas de los Alpes en 1840 por Blum, quien les asigna un origen diagenético o bien tectónico. Turnit (1968) describe los conglomerados terciarios de las Cuencas Molásicas Alpinas del Norte, los cuales presentan marcas de contacto a causa de la indentación entre los cantos. En este trabajo se ha elegido la Cuenca de Zaorejas para el cálculo de paleoesfuerzos mediante cantos estriados, aplicando las metodologías propuestas por Schrader (1988) y Taboada (1993). Litológicamente los depósitos conglomeráticos de esta cuenca presentan similitudes con los alpinos, ya que en ambos el cemento principal es la calcita (Füchtbauer, 1964; Rodríguez-Pascua, 1993).

Situación geográfica y geológica

La Cuenca de Zaorejas se sitúa al NE de la provincia de Guadalajara, correspondiente al Alto Tajo en las Parameras de Molina. Desde un punto de vista estructural se localiza en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). La estructura tectónica de la zona está condicionada por importantes desgarres dextrosos de dirección N150E (Falla del Alto Tajo) y sinestrosos

de dirección N-S (Falla del Hoyón). Estos desgarres delimitan zonas sometidas a transtensión y transpresión (Rodríguez-Pascua *et al.*, 1993). La serie sedimentaria mesozoica en la zona puede llegar a alcanzar los 1.300 m de potencia, continuo de Buntsandstein a Dogger sobre el que se apoya discordante la serie cretácica.

La Cuenca de Zaorejas, de forma asimilable a un triángulo rectángulo, está repartida entre las hojas 1:50.000 de Zaorejas (nº 513) y Taravilla (nº 514), siendo en la primera donde mayor extensión alcanza. Ocupa una superficie de unos 47 km². Los materiales terciarios de la Cuenca de Zaorejas se apoyan en discordancia sobre el Cretácico superior (Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca).

Queda limitada al norte por un pliegue en rodilla de dirección E-O, perteneciente al Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo. Al este por la Falla del Hoyón, la cual tiene un movimiento de desgarre sinestroso; y al suroeste limita con el sistema de fallas normales de Villanueva de Alcorón, de dirección NO-SE.

Al E de la Falla del Hoyón aparece la Falla del Alto Tajo (Fig. 2), que condiciona la tectónica del área. Este desgarre diestro, de dirección NO-SE, presenta numerosas estructuras asociadas y a él se adapta el cauce del Río Tajo. Es el desgarre más importante de la zona, se encuentra sometido a transpresión y presenta una estructura en flor positiva. El bloque O del desgarre está sometido a transtensión en su parte N, donde limita con el Sistema de Cabalgamientos de

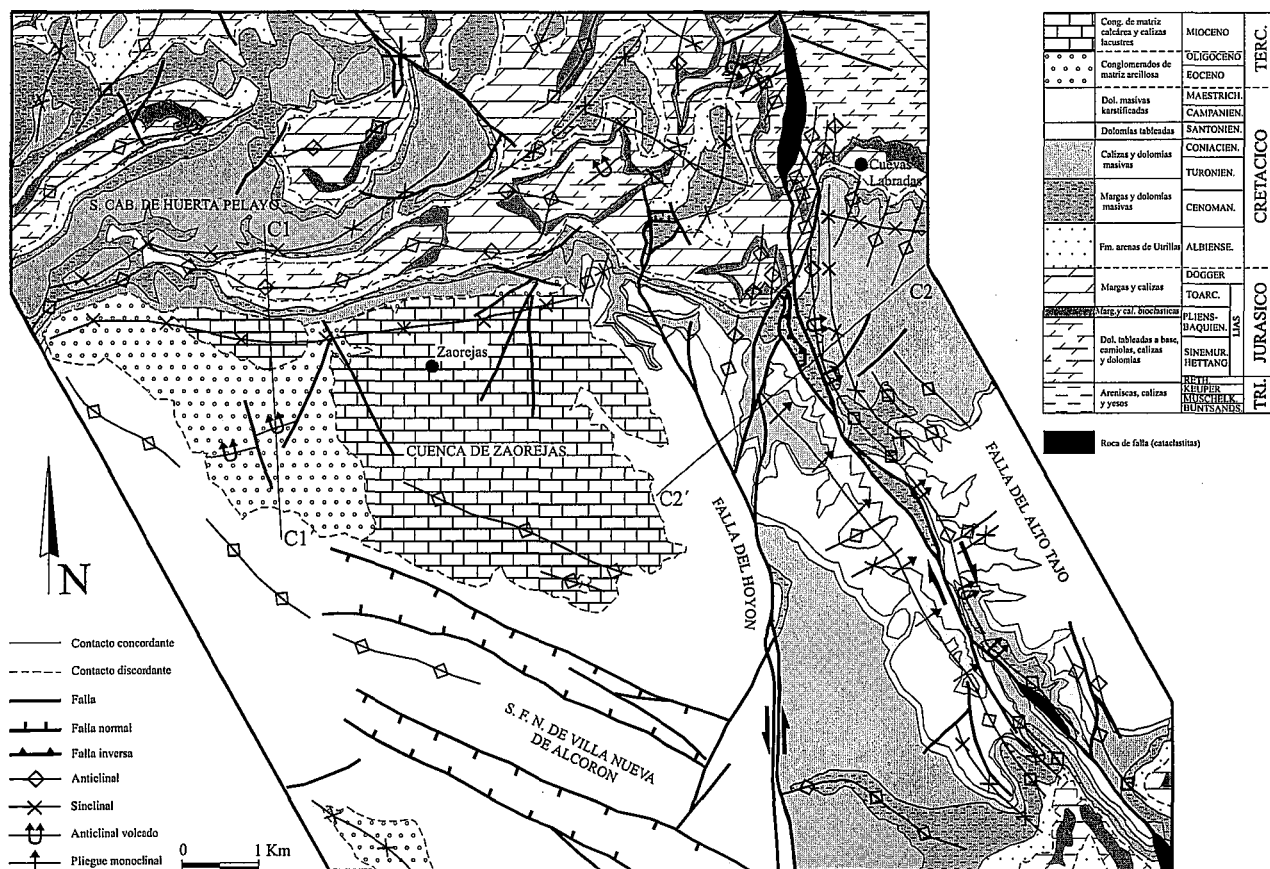


Figura 2.- Mapa geológico de la zona del Alto Tajo (Guadalajara). Ver situación general en la figura 1.

Huertapelayo. Al S está en transpresión, quedando entre la Falla del Hoyón y la del Alto Tajo. Los pliegues septentrionales se reducen a un único pliegue monoclinial forzado, mientras que los meridionales son un conjunto de pliegues forzados paralelos. Esta zona en transpresión, limitada por las dos fallas, no está muy deformada pero presenta un abanico de diaclasado limitado por las fallas del Hoyón y la del Alto Tajo. Dicho diaclasado se dispone paralelo a estas dos fallas variando su orientación progresivamente de N-S (Falla del Hoyón) a NO-SE (Falla del Alto Tajo). El bloque E, sometido a transpresión, presenta pliegues forzados paralelos de doble vergencia en la zona más cercana a la falla. Al O de las fallas del Alto Tajo y del Hoyón los efectos transtensivos son importantes, especialmente en el Sistema de Fallas Normales de Villanueva de Alcorón. Por tanto, el pliegue monoclinial forzado del bloque O de la Falla del Alto Tajo se puede asociar a la influencia, en este área limitada por fallas, de efectos transtensivos predominantes sobre los transpresivos.

A lo largo de la Falla del Alto Tajo hay tres importantes afloramientos de cataclastitas (Fig. 2), con espesores que oscilan entre los 200 y 350 m. Estas rocas de falla están delimitadas por *dúplex* direccionales generados por el movimiento de la falla.

Dentro de los *dúplex* direccionales, en los que no existen cataclastitas, se observan cabalgamientos (zonas transpresivas). Los planos de cabalgamiento tienen buzamientos muy bajos, tendiendo a la horizontalidad,

ya que aprovechan los planos de estratificación. Algunos de éstos se verticalizan paulatinamente, cortando la estratificación, para dar lugar a geometrías de rampas de cabalgamiento, definiendo *dúplex*. En algunos afloramientos aislados, la erosión ha provocado la formación de *klippes*. Las fallas inversas también han producido rocas de falla con espesores que no superan el metro. Hay abundante presencia de grietas de tracción en la horizontal, con cristales aciculares de calcita verticales.

El Dominio de Fallas Normales de Villanueva de Alcorón y la Cuenca de Zaorejas corresponden a la zona tabular que se extiende desde Zaorejas a Villanueva de Alcorón (Fig. 2), constituida por calizas horizontales del Cretácico superior. Esta zona está sometida a esfuerzos transtensivos. Las fallas normales, de dirección N140E, dan un relieve estructural de *horst* y *graben*, apreciable en foto aérea. La Cuenca de Zaorejas se sitúa en el extremo septentrional del Dominio de Fallas Normales de Villanueva de Alcorón, limitando con el Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo. La sedimentación de la cuenca es sincrónica con el levantamiento de los pliegues de Huertapelayo de dirección ENE-OSO (Figs. 2 y 3A) y vergentes al SSE. Estos sedimentos (areniscas, arcillas y conglomerados) se disponen en discordancia progresiva hasta el Paleógeno superior. Los materiales miocenos descansan discordantes sobre los depósitos paleógenos y fueron plegados posteriormente.

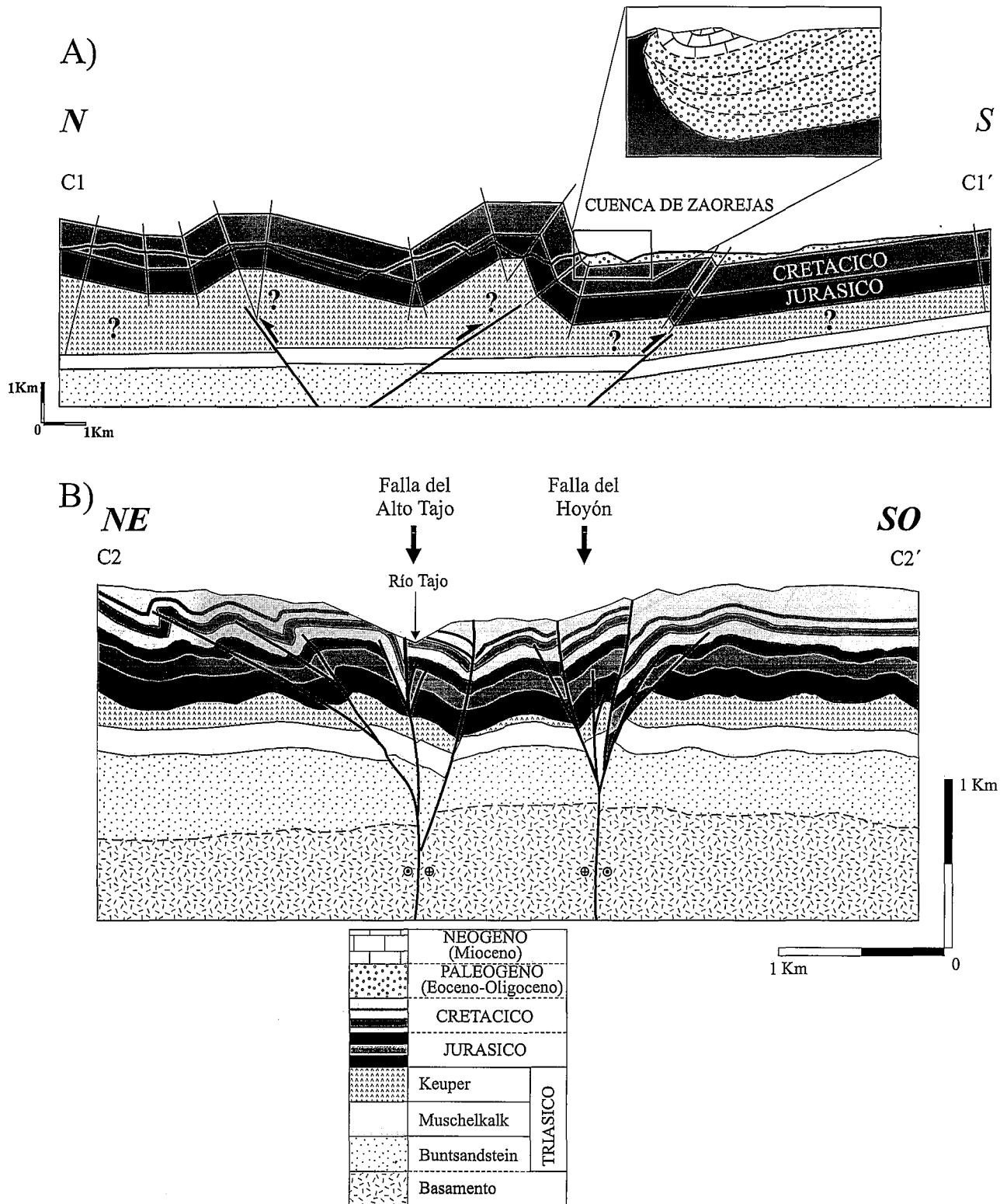


Figura 3.- Cortes geológicos representativos de la zona estudiada (ver situación en la figura 2): A) Cuenca de Zaorejas (C1-C1'), en la sección ampliada se muestra la discordancia progresiva de la Cuenca de Zaorejas; B) estructura en flor positiva de las Fallas del Alto Tajo y del Hoyón (C2-C2').

Sedimentos terciarios en la Cuenca de Zaorejas

Dentro de esta cuenca podemos diferenciar dos unidades principales de materiales terciarios separados por una discordancia (Adell-Argilés *et al.*, 1981):

- **Unidad 1:** constituida a muro por calizas, arcillas y yesos y, a techo, separados por una discordancia,

por conglomerados de matriz arcillosa, arcillas, tobas y areniscas (con una mayor distribución superficial en la cuenca). Estos sedimentos muestran una discordancia progresiva (visible a escala de afloramiento; Fig. 3A) en relación con el emplazamiento del sistema de pliegues y cabalgamientos de Huertapelayo.

Subunidad 1-1. Calizas, arcillas y yesos. Estos

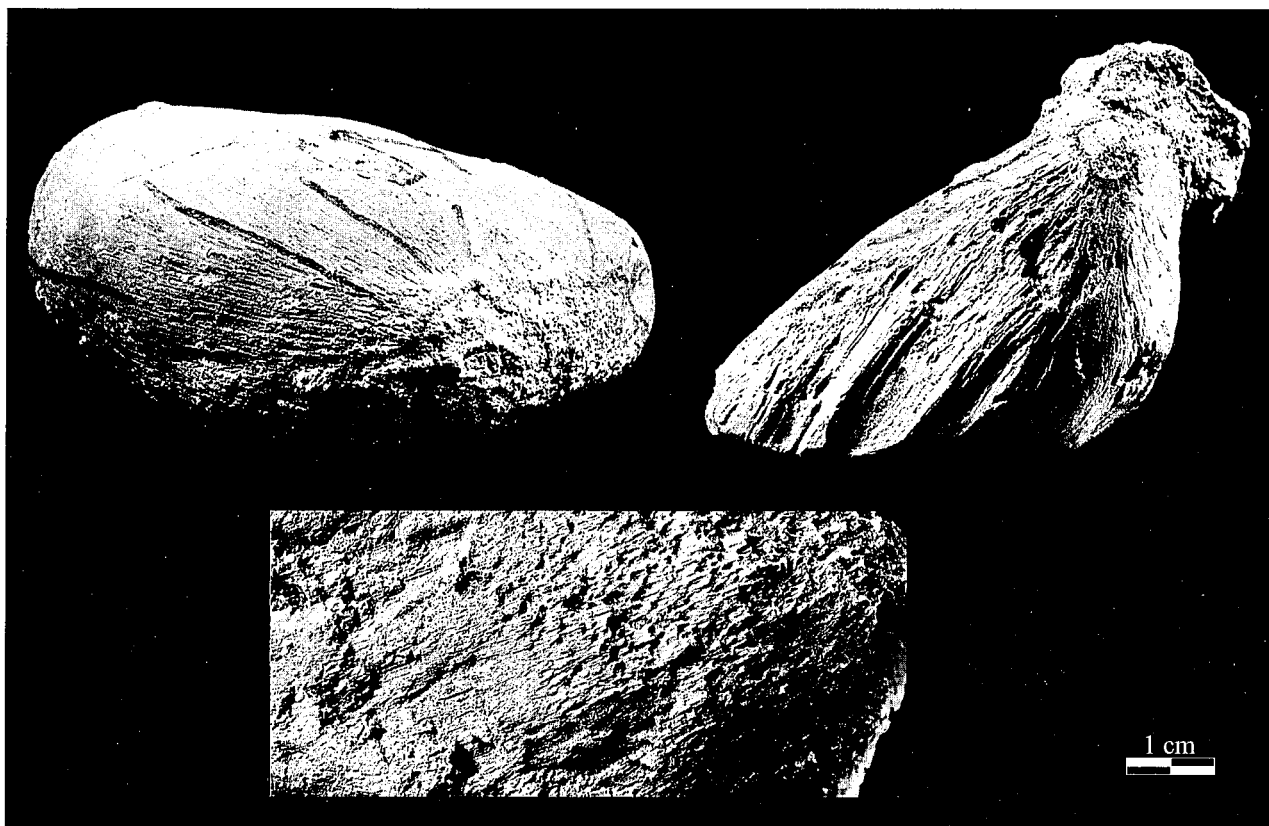


Figura 4.- Cantos calcáreos de caliza perteneciente a los conglomerados de matriz arcillosa de la Cuenca de Zaorejas, en que se puede observar marcas de presión y estrías (la escala es común a las tres fotografías).

materiales aparecen descritos en la bibliografía (Adell-Argilés *et al.*, 1981) como margocalizas, calizas arcillosas, niveles de arenas y yesos. Se disponen irregularmente y mal estratificados, en concordancia sobre las Brechas Dolomíticas de Cuenca (Cretácico superior). En estas facies de carácter continental aparece fauna de moluscos y ostrácodos. En las calizas micríticas se encuentran algas cianofíceas y clorofíceas y charáceas (*Maedleriella cristellata*, Grambast) que caracterizan el Eoceno inferior.

Subunidad 1-2. Conglomerados de matriz arcillosa, arcillas, tobas y areniscas. De gran extensión en la cuenca, están constituidos principalmente por conglomerados calcáreos, con cantos subredondeados poco cementados (cemento carbonático) y matriz arcillosa. Están dispuestos en bancos de espesor variable, pudiendo oscilar entre 1 y 4 m. Los conglomerados pasan gradualmente hacia techo a una alternancia de areniscas, arcillas y margas, con algún nivel conglomerático en la zona media. En la parte superior se observan margas ocre y blancas, margocalizas y calizas con gasterópodos y carofitas. La potencia del conjunto es de unos 200 m. En los términos superiores, correspondientes a calizas micríticas con altos contenidos en arcilla, se han podido encontrar especies de charáceas que indican una edad Eoceno-Oligoceno superior.

- **Unidad 2:** descansa en discordancia erosiva sobre la unidad 1. Está constituida a muro por arcillas y conglomerados de matriz carbonática, y a techo, por calizas y margocalizas lacustres.

Subunidad 2-1. Arcillas y conglomerados de matriz carbonática. Esta subunidad está constituida por una alternancia de conglomerados calcáreos de cantos subredondeados, niveles de areniscas de grano medio y potentes bancos de arcillas rojas, aumentando éstas a techo. Los conglomerados, generalmente muy cementados, están dispuestos en bancos de espesor irregular por ser facies de canal (Adell-Argilés *et al.*, 1981). Esta unidad consta de unos 80 m de potencia y descansa en discordancia sobre los materiales anteriormente descritos. Al no haberse datado con fauna, se han seguido exclusivamente criterios estratigráficos, su edad es incierta, si bien estaría ya situada en el Mioceno (Adell-Argilés *et al.*, 1981).

Tramo 2-2. Calizas y margocalizas. Materiales lacustres que colmatan la cuenca. Calizas, calizas arcillosas y margas con tonos grises y blancos, que se disponen estratificadas en capas medias y gruesas, intercalando algún nivel calcáreo con finos lentejones de lignitos y calizas de algas (Adell-Argilés *et al.*, 1981). Su potencia varía entre los 60 y 70 m, apoyándose de manera concordante sobre los materiales infrayacentes. La edad asignada a estos materiales, por criterios exclusivamente estratigráficos es Mioceno inferior (Adell-Argilés *et al.*, 1981) o más reciente.

La estructura de la Cuenca de Zaorejas

Como ya se ha dicho en apartados anteriores, esta cuenca se encuentra limitada por diversasestructu-

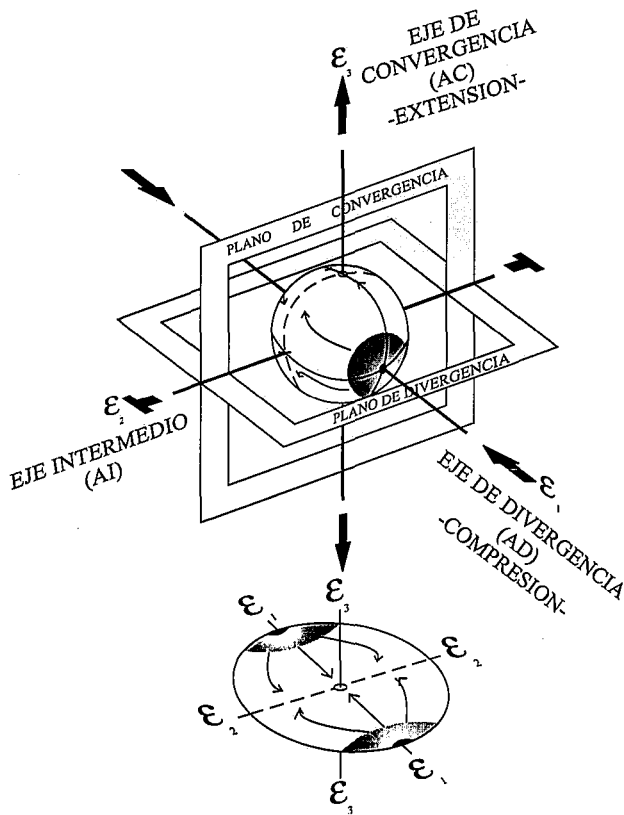


Figura 5.- Disposición de los ejes de divergencia (AD), convergencia (AC) e intermedio (AI) y trayectorias de partículas $\hat{a}_{1,2,3}$ de un canto estriado, proyección estereográfica de las trayectorias de las estrías y marcas de presión. Modificada de Schrader (1988).

ras tectónicas: un pliegue en rodilla al Norte (Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo), la Falla del Hoyón al este y el sistema de fallas normales de Villanueva de Alcorón al suroeste. El plegamiento de los materiales terciarios que rellenan esta cuenca se puede dividir en dos direcciones principales:

a) Pliegues de dirección N60E en los materiales que se apoyan directamente sobre el Cretácico, pertenecientes al Oligoceno inferior y depositados en discordancia progresiva.

b) Pliegues de dirección N100E, por encima de la discordancia erosiva que los separa del dominio anterior. Estos pliegues son de mayor longitud de onda que los de dirección N60E; afectan a las arcillas y conglomerados de matriz calcárea y también a las facies lacustres del Mioceno inferior que colmatan la cuenca.

Se observa claramente el aumento en número de todas las estructuras de plegamiento, a medida que nos acercamos a la zona norte de la cuenca.

Aspectos microestructurales. Deformaciones en los cantos de caliza de los conglomerados de la Cuenca de Zaorejas

Dentro de la Cuenca de Zaorejas, las microestructuras tectónicas más difundidas son las marcas por presión y estrías en cantos de conglomerados terciarios. Además de marcas de presión y trayectorias de estrías observadas en la superficie de los cantos

(Fig. 4), se pueden ver en sección superficies con picos estilolíticos y microgrietas de tracción. La dirección de los picos estilolíticos es paralela a la dirección de máximo esfuerzo (δ_1) medido por las marcas de presión y oblicua (45°) a la superficie que los contiene (Fig. 5). En algunos casos se observan superficies estilolíticas heredadas, sin ninguna orientación preferente y siempre cortadas por las anteriores. Las grietas de tracción se disponen paralelas a δ_1 y contienen a δ_2 , indicando generalmente una extensión en la vertical. Las grietas que se generan en el interior de los cantos aparecen rellenas de cristales de calcita, mientras que si la grieta llega a la superficie del canto ésta se rellena con material de la matriz.

Deducción del elipsoide de esfuerzos

Para la obtención del elipsoide de esfuerzos, a partir de las marcas de presión y estrías en los cantos de conglomerados, se han utilizado las metodologías propuestas por Schrader (1988) y Taboada (1993). El primero se basa en la representación esférica directa de las estrías de la superficie de los cantos y de las marcas de presión, a la que asocia un elipsoide de deformación. El segundo es una deducción teórica y gráfica de las trayectorias de las estrías y la forma del elipsoide de esfuerzos utilizando planos de falla estriados medidos en la superficie de los cantos.

Metodología propuesta por Schrader (1988)

Según Schrader (1988), los cantos se comportan como cuerpos rígidos, moviéndose unos contra otros al ser sometidos a esfuerzos tectónicos, debido a la ductilidad de la matriz. De este modo, se generan marcas de presión y lineaciones (estrías). La indentación puede ser perpendicular u oblicua a la superficie de contacto entre los cantos, horadándose las marcas por presión. Esta deformación, referente a los cantos de caliza, no se ha observado en los cantos de cuarcita y cuarzo. Los cantos cuarcíticos sólo sufren deformaciones cuando hay contacto directo entre dos cantos de esta naturaleza.

Generalmente, las marcas por presión y las estrías cubren casi en su totalidad la superficie del canto. Las primeras se generan a consecuencia del contacto compresivo entre cantos vecinos, mientras que las estrías se producen por pequeñas partículas duras (granos de cuarzo) contenidas en la matriz (Fig. 4).

Mediante el análisis de las lineaciones que recubren toda la superficie de los cantos, Schrader (1988) deduce la geometría triaxial del elipsoide de deformación, definiendo un eje de divergencia (AD), paralelo al cual se genera la máxima disolución. Las lineaciones que recubren la superficie del canto confluyen en el denominado plano de convergencia, donde la disolución es mínima. Este plano es perpendicular al eje de divergencia y contiene al eje de convergencia (AC), donde la disolución es mínima, quedando definido por la convergencia de las lineaciones en un único

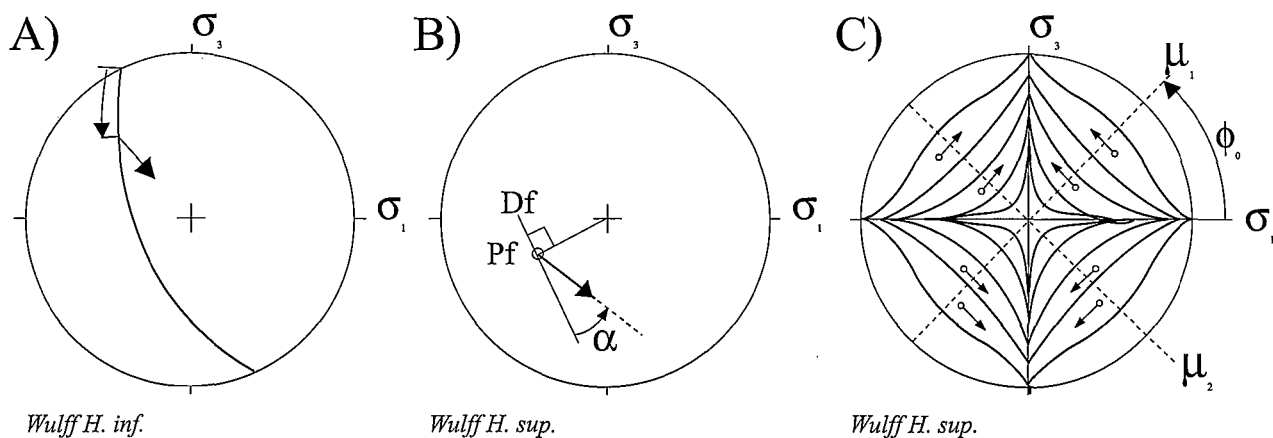


Figura 6.- A) Proyección estereográfica (Wulff) de un plano de falla medido sobre el canto y de su vector de desplazamiento, B) proyección del vector de deslizamiento sobre el polo del plano de falla (Pf) en el hemisferio superior (Df= línea paralela a la dirección del plano de falla sobre su polo; α = cabeceo de la estría sobre el plano de falla, hemisferio inferior); y C) proyección de los vectores de movimiento sobre los polos de las fallas, construcción de las trayectorias de las estrías sobre la esfera. Modificada de Taboada (1993).

eje. También define un tercer eje intermedio (AI), contenido en el plano de convergencia y en el plano de divergencia, que está definido por el curvamiento de las lineaciones hacia el exterior de este eje (Fig. 5). De acuerdo con ello, tendremos una compresión y disolución máximas paralelas al eje de divergencia (AD), una extensión máxima y disolución mínima paralelas al eje de convergencia (AC) y un eje intermedio (AI), definido por la intersección de los planos de convergencia y divergencia (Fig. 5).

Según Schrader (1988), podemos definir diferentes fases de deformación correspondientes a diferentes disposiciones en las lineaciones de los cantos que atestiguan movimientos durante la deformación de los conglomerados. Las trayectorias teóricas de las partículas fueron calculadas por Hoepfener (1964) y por Ramsay y Huber (1983), y deducidas experimentalmente por Hoepfener *et al.* (1983). La forma de estas trayectorias depende de la simetría de la deformación, siendo diferentes para cizalla pura o simple. Las trayectorias teóricas de las partículas han sido calculadas para cuerpos isótropos y uniformemente deformados. La mejor configuración de trayectorias la presentan los cantos más solubles (los margosos), apareciendo una penetración a lo largo de los ejes divergentes, con un crecimiento de cristales aciculares perpendicular a los ejes de convergencia. En el caso de cantos menos solubles, la lineación es paralela a las superficies del canto. La interacción entre cantos vecinos hace que la relación entre los ejes descritos y las superficies del canto no correspondan a las de las trayectorias de un cuerpo homogéneamente deformado. En aquellas lineaciones que son representadas como si fuesen paralelas al plano que las contiene, Schrader (1988) propone la proyección esférica para eliminar las diferencias existentes.

Procedimiento a seguir por la metodología propuesta por Schrader (1988)

Para medir en campo las orientaciones de las diferentes estructuras que presentan los cantos (marcas de presión y lineaciones), Behrens y Wurster (1972) y

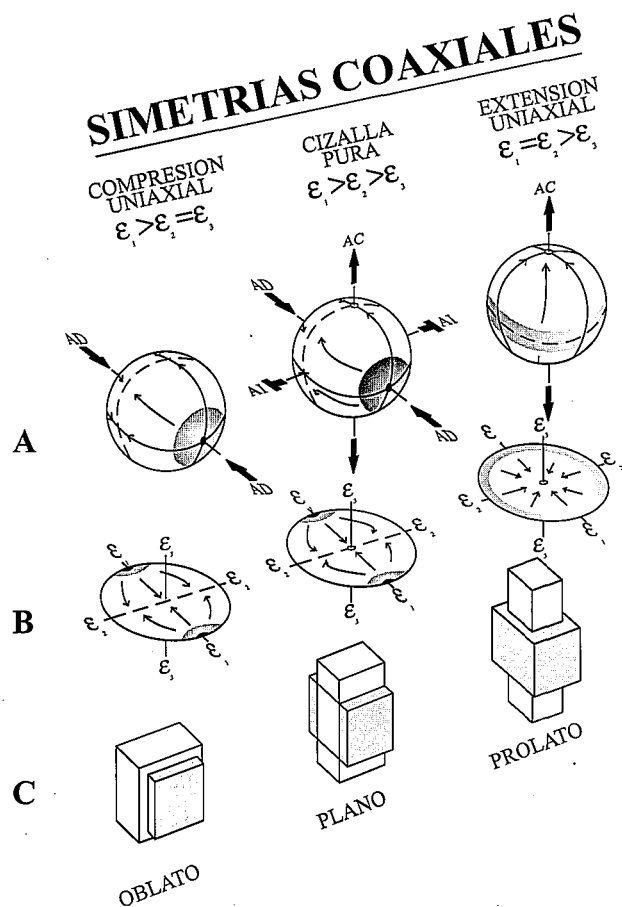


Figura 7.- Simetrías coaxiales de compresión uniaxial, cizalla pura y extensión uniaxial. A) Representación esquemática de las estrías y marcas de presión sobre cantos, B) proyección estereográfica de las estrías y marcas de presión, C) simetría del elipsoide de deformación: oblató (compresión uniaxial), plano (cizalla pura) y prolato (extensión uniaxial). Modificada de Schrader (1988).

Behrens (1977) proponen que el canto en cuestión se disponga dentro de un sistema de coordenadas *in situ*, tomando como origen el centro de gravedad del canto. Todas las estructuras halladas sobre la superficie del canto se miden en grados. De este modo, realizaremos una medida con respecto al ángulo que forma la lineación en cuestión con el norte geográfico, y una se-

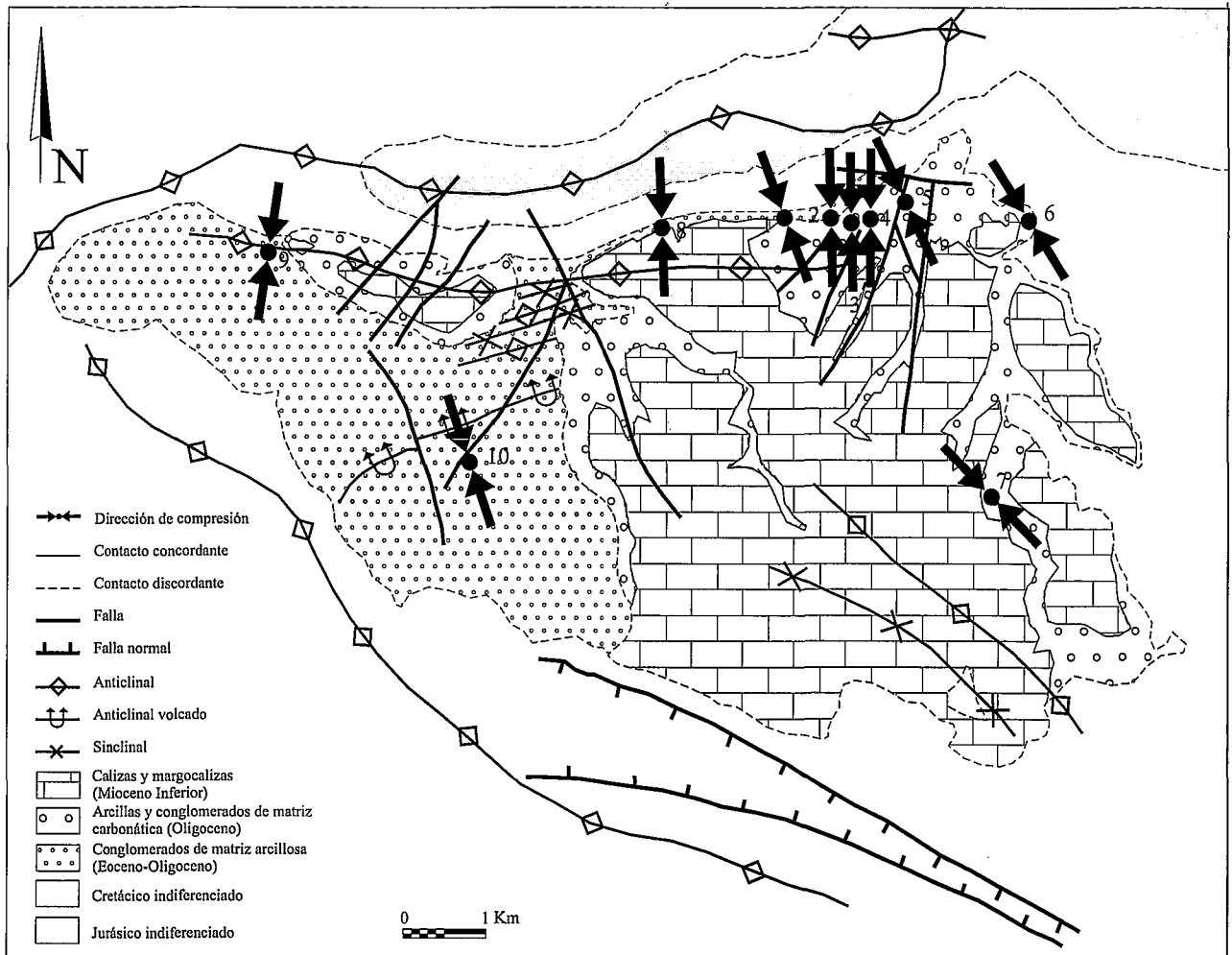


Figura 8.- Mapa geológico de la Cuenca de Zaorejas en el que se muestra la proyección de las estaciones de medida de cantos estríados y las orientaciones de máximo acortamiento en la horizontal deducidas a partir del análisis de cantos estríados.

gunda medición de la inclinación de ésta con respecto al plano de la horizontal. Por tanto, mediremos todas las estructuras en su condición de lineaciones, tomando su dirección con respecto al N y su inclinación con respecto a la horizontal. Las pequeñas irregularidades de las superficies del canto serán desechadas. Se ha de procurar realizar las medidas en cantos lo más esféricos posible con el fin de disminuir este tipo de errores y así mejorar la calidad de los resultados.

Metodología propuesta por Taboada (1993)

Se trata de un método teórico y gráfico para la obtención de trayectorias de las estrías sobre los cantos de conglomerados proyectados sobre una esfera. Al igual que Schrader (1988), define el origen de las estrías como el deslizamiento de cuerpos rígidos de la matriz (granos de cuarzo) sobre la superficie de los cantos y el comportamiento rígido de los cantos frente a una matriz dúctil a dúctil-frágil, que hace que se concentre la deformación en la interfase matriz-canto. Para el desarrollo gráfico del método es necesario el cálculo previo de la orientación del tensor de esfuerzos, tratando las medidas de la estrías de la superficie del canto

por medio de los métodos de análisis poblacional de fallas. Cada plano de falla se puede representar con un polo en la superficie de la esfera (Wallace, 1951; Aleksandrowsky, 1985; Schrader, 1991) y la estría se representa por medio de un vector tangente a la superficie de la esfera en el polo del plano de falla.

Este método asume que el tensor de esfuerzos es homogéneo a escala de afloramiento y que la dirección de deslizamiento a lo largo del plano de falla (la estría) es paralela al esfuerzo de cizalla (Wallace, 1951; Bott, 1959; Carey y Brunier, 1974). Permite el cálculo de la forma del tensor de esfuerzos «R» ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, siendo σ_1, σ_2 y σ_3 los ejes del tensor de esfuerzo) por medio del análisis de planos de falla proyectados en la superficie de la esfera.

Procedimiento a seguir por la metodología propuesta por Taboada (1993)

El método gráfico utiliza la proyección equiangular estereográfica en el hemisferio superior y depende de cuatro parámetros: orientación de los tres ejes principales de esfuerzos y la forma del elipsoide de esfuerzos (R). Es válido sólo para deformaciones de

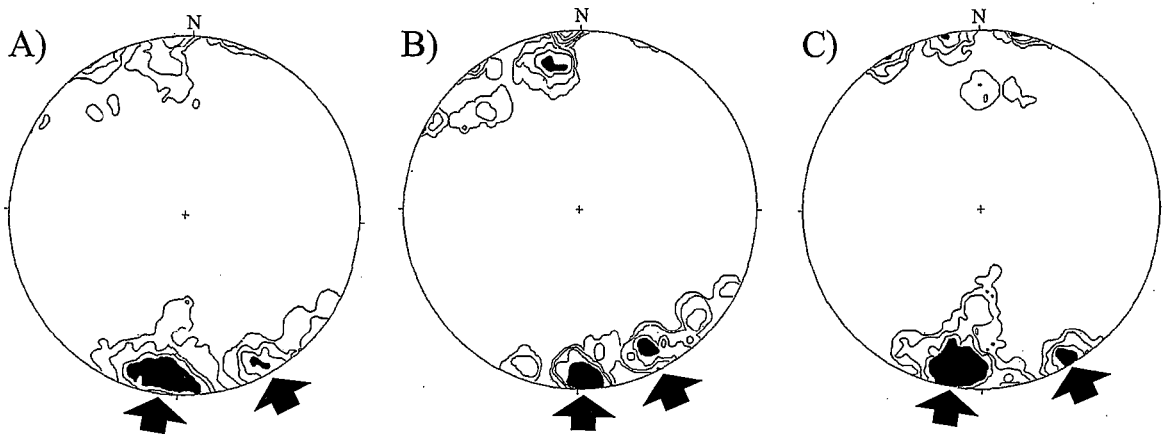


Figura 9.- Diagrama de contornos (2,4,6 y 8% en negro) de direcciones de compresión uniaxial medidas en A) toda la Cuenca de Zaorejas, B) conglomerados de matriz arcillosa y C) conglomerados de matriz calcárea.

poca entidad. Supone que el tensor de esfuerzos es homogéneo alrededor de la esfera y que las superficies estriadas corresponden a una única fase de deformación. El cálculo de R se realiza mediante la reconstrucción de las curvas de las trayectorias sobre el canto en la superficie de la esfera. De este modo, se trazan los meridianos λ_1 y λ_2 (círculos mayores) que cortan perpendicularmente las trayectorias de las estrías y cuya intersección corresponde a la orientación de σ_2 . Para realizar este proceso es necesario seguir los siguientes pasos (Fig. 6):

1- Se proyectan, en el hemisferio inferior de la falsilla de Wulff, los planos de falla y sus estrías, así como los tres ejes de esfuerzo, σ_1 , σ_2 y σ_3 calculados previamente mediante análisis poblacional de fallas de los planos con estría medidos en la superficie del canto.

2- Se rotan los planos de falla y las estrías hasta que σ_2 esté en la vertical, para el caso de desgarres, o en la horizontal para regímenes compresivos o extensivos.

3- Se obtiene la proyección del polo de cada falla en el hemisferio superior. A continuación se dibuja un vector indicador de la dirección y sentido de deslizamiento de la estría con origen en el polo del plano de falla. Esta dirección se traza con un ángulo α , que es igual al cabeceo de la estría medido en sentido horario, con respecto a la perpendicular de una línea que une el polo de la falla con el centro de la falsilla.

4- Se dibujan manualmente las trayectorias de las estrías siguiendo las trayectorias de los vectores representados en el paso anterior.

5- Se trazan los meridianos λ_1 y λ_2 perpendiculares a las trayectorias de las estrías. La intersección de estos dos meridianos define la dirección de σ_2 .

6- Para el cálculo de R, tendremos que medir el ángulo δ_0 , que es el formado entre la dirección de σ_1 y λ_1 o λ_2 . La forma del elipsoide de esfuerzos (R) será el cuadrado del coseno de δ_0 :

$$R = (\delta_2 - \delta_3) / (\delta_1 - \delta_3) = \cos^2 \delta_0$$

Determinación del campo de esfuerzos en la Cuenca terciaria de Zaorejas

Resultados obtenidos con la metodología de Schrader (1988)

En la Cuenca de Zaorejas sólo se ha encontrado un tipo de elipsoide, generalmente en las proximidades del anticlinal del borde norte (Sistema de cabalgamientos de Huertapelayo), con diferentes orientaciones dependiendo de las estaciones de medida que se han tomado en el campo. Los ejes de este elipsoide forman una simetría ortorrómbica, dentro de la cual puede haber tres casos (Fig. 7):

- Compresión uniaxial. En la que $\hat{\alpha}_1 > \hat{\alpha}_2 = \hat{\alpha}_3$.
- Cizalla pura. En la que $\hat{\alpha}_1 > \hat{\alpha}_2 > \hat{\alpha}_3$, (siendo $\hat{\alpha}_1$, $\hat{\alpha}_2$ y $\hat{\alpha}_3$ las principales trayectorias de movimiento infinitesimal de las partículas) coincidiendo $\hat{\alpha}_1$ con Z y el eje de divergencia (AD), $\hat{\alpha}_2$ con Y y el eje intermedio (AI) y $\hat{\alpha}_3$ con X y el eje de convergencia (X>Y>Z, correspondiendo a los ejes principales de esfuerzo, máximo y mínimo en la horizontal y máximo en la vertical, respectivamente).

- Extensión uniaxial. En la que $\hat{\alpha}_1 = \hat{\alpha}_2 > \hat{\alpha}_3$.

Sólo la compresión uniaxial se ajusta a las observaciones realizadas en los cantos de los conglomerados de la Cuenca de Zaorejas. Por tanto, la forma del elipsoide de deformación será oblata para todos los casos (Fig. 7).

De este modo, en diez estaciones (Fig. 8), repartidas por la Cuenca de Zaorejas, se midieron 120 direcciones de compresión uniaxial, que se representan conjuntamente en un diagrama de contornos (Fig. 9A). Se observan dos concentraciones preferentes de direcciones de acortamiento, unas NO-SE (N150-160E) y otras próximas a N-S (N20E).

Las estructuras descritas en los cantos son menos abundantes en los conglomerados de matriz calcárea, debido a la naturaleza carbonática de la matriz. Si separamos las estaciones que se encuentran en los conglomerados de matriz arcillosa (unidad inferior),

de las situadas en los conglomerados calcáreos y calizas lacustres (unidad superior), se pueden observar los siguientes resultados:

a) Conglomerados de matriz arcillosa (Eoceno-Oligoceno superior). Presentan dos direcciones principales de compresión, N150-160E y N-S a N20E (Fig. 9B).

b) Conglomerados de matriz calcárea (Mioceno). Muestran la dirección principal de compresión N-S a N20E y una secundaria N150-160E (Fig. 9C).

Atendiendo a estas observaciones, se pueden establecer dos direcciones de máximo acortamiento en la horizontal que se solapan en el tiempo y asignar una edad aproximada a las dos compresiones uniaxiales deducidas.

Por otro lado, las orientaciones de los ejes de los pliegues macroscópicos que afectan a las dos unidades son compatibles con las direcciones de acortamiento determinadas. De este modo, tenemos que en los conglomerados de matriz arcillosa aparecen los pliegues de dirección N60E, compatibles con la dirección de compresión N150-160E (esta dirección de compresión ha sido ratificada por los resultados obtenidos en el análisis poblacional de fallas de la estación Zaorejas; Rodríguez Pascua, 1993). Además, superpuesta a esta fase tenemos también la dirección N-S a N20E. Los pliegues presentes en las calizas lacustres muestran una dirección de N100E, que son compatibles con la dirección de compresión N-S a N20E. En esta unidad aparece un bajo número de datos relacionados con la fase de compresión N150-

160E, lo que puede atestiguar el final de la misma.

Resultados obtenidos con la metodología de Taboada (1993)

El cálculo del tensor de esfuerzos para cada canto se ha realizado mediante el tratamiento estadístico de las superficies estriadas de los cantos con métodos de análisis poblacional de fallas. Se han utilizado cuatro métodos:

- Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (Método geométrico-cinemático).
- Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988).
- Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1989, 1992).
- Método de Delvaux (Delvaux, 1993).

Estos dos últimos se fundamentan en la ecuación de Bott (1959).

Para contrastar las distintas soluciones utilizaremos la medida directa de las marcas de presión sobre los cantos (δ_1). La orientación de δ_2 se deduce por las posibles desviaciones de las trayectorias de las estrías (Schrader, 1988).

Las soluciones que se obtienen del tratamiento de las superficies estriadas de los cantos con los métodos de análisis poblacional de fallas se pueden asimilar

a las medidas de la orientación de las marcas de presión (margen de error máximo aceptado 20°). No obstante, el error cometido en el cálculo del tensor de esfuerzos para cada método es alto, especialmente los basados en el modelo de Reches (1983).

Reches (1983), utilizando el criterio de fractura de Navier-Coulomb, explica la orientación de fracturas conjugadas bajo elipsoides de deformación triaxiales. Demuestra, para un número suficiente de planos de debilidad en la roca, que las fallas se disponen según una simetría ortorrómbica (dos direcciones con buzamientos opuestos), que es la que mejor disipa la energía durante la deformación frágil. Sin embargo, estas simetrías parecen corresponder a fallas neoformadas (Angelier, 1994). Por tanto, la disposición en todas las direcciones del espacio de las superficies estriadas de los cantos no se ajusta, por lo general, a esta simetría ortorrómbica. La deformación asociada a la génesis de estrías sobre cantos de conglomerados corresponde a una deformación dúctil a dúctil-frágil, y no frágil, como asume el método, debido al comportamiento plástico de la matriz.

El análisis, mediante el Modelo de Deslizamiento propuesto por De Vicente (1988), establece la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno en el momento del deslizamiento (δ), relacionando estos valores con los datos tomados en el campo (sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo de la estría). Este método clasifica las fallas en función de K' y mediante la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey). La dispersión obtenida con este método, para los datos tomados en los cantos de la cuenca de Zaorejas, es muy alta. La clasificación de los planos mediante K' muestra planos de todos los tipos propuestos por el autor (desde fallas normales a inversas pasando por todos los tipos intermedios, incluidos los desgarres), con una dispersión muy alta de Dey. Por tanto, la solución no es válida.

Este resultado es lógico si asumimos que las simetrías deducidas mediante el Modelo de Deslizamiento corresponden a fallas neoformadas. Es evidente que en una esfera sólo las orientaciones correspondientes a los cuatro planos tangentes compatibles con el Modelo de Deslizamiento se ajustan a éste. El resto presenta simetrías incompatibles, y por tanto reactivadas. En el caso de deformaciones en conglomerados, la mayor parte de los contactos canto/matriz son previos a la deformación, y por lo tanto serán reactivados.

Reches (1987) desarrolló el Método de Inversión de Esfuerzos, que posteriormente fue mejorado (Reches *et al.*, 1989, 1992). El método permite obtener la orientación y magnitudes relativas del tensor de esfuerzos teniendo en cuenta el criterio mecánico de Navier-Coulomb y la ecuación de Bott (1959). Asume que la deformación se produce bajo condiciones relativamente uniformes (cohesión y fricción se representan por sus valores medios) y que el deslizamiento se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, o normal a la dirección de esfuerzo o cizalla

nulo. Con este método se obtiene la orientación en el espacio del tensor de esfuerzos que explica el mayor número de fallas posibles. Para obtener resultados en los que el error en el ángulo medio de desviación entre los ejes principales calculados para cada falla y los ejes principales totales sea mínimo, las poblaciones han de ser homogéneas. Cuando analizamos conglomerados deformados, los planos medidos sobre los cantos se clasifican según todos los tipos posibles de fallas, por tanto, las poblaciones son heterogéneas y los errores cometidos son altos. Este método también plantea problemas para el cálculo tensorial con este tipo de poblaciones, obteniéndose una orientación diferente del tensor de esfuerzos para cada subpoblación (homogénea).

El Método de Delvaux (1993), basado en la ecuación de Bott (1959), propone un modelo para fallas de deslizamiento oblicuo, considerando una masa rocosa con planos de debilidad preexistentes. Estos planos deben moverse antes de que se generen nuevos planos, cuando el esfuerzo de cizalla supere la cohesión de los planos de anisotropía. Es un método numérico de cálculo de paleoesfuerzos que realiza el mejor ajuste posible para poblaciones de fallas con estrías. El tensor debe minimizar la función que compara las estrías reales medidas de las teóricas o calculadas por el método. Es necesario conocer los sentidos de movimiento para el cálculo tensorial y la relación esfuerzo-deformación basada en la ecuación de Bott (1959). El tratamiento de las superficies estriadas de los cantos con este método proporciona errores altos, al igual que el resto de los métodos utilizados. Esto es debido a que el método asume que las poblaciones a tratar han de ser monofásicas, es decir, poblaciones con un único tipo de fallas. El error corresponde a la desviación de la estría teórica con respecto a la real (el error medio ha de estar en torno a los 15°). No obstante, el tensor de esfuerzos calculado corresponderá al conjunto de fallas que sean mayoritarias que, como en el caso anterior, puede diferir del que ha producido en realidad.

Por último, el Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas (o porciones de éstas) que han quedado en los cuadrantes en compresión o extensión, diferenciando el *mecanismo focal* de cada falla. La orientación del tensor de esfuerzos que se obtiene es la media realizada para las zonas en compresión (σ_1) y extensión (σ_3). Es necesario conocer el sentido de movimiento de cada plano de falla.

A todos estos problemas de aplicación de los diferentes métodos de análisis poblacional de fallas hay que sumar el error cometido al medir los planos sobre los cantos. En la práctica, resulta muy difícil medir correctamente un plano tangente en un punto a la superficie de una esfera. Tampoco las superficies de los cantos son esféricas y presentan múltiples irregularidades.

Por tanto, los métodos con los que se obtienen resultados (a pesar de presentar errores muy altos) en el análisis poblacional de fallas de superficies estriadas de cantos en conglomerados, son los basados en la ecuación

de Bott (1959) y el Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), que funcionan bien para planos reactivados. No obstante, sólo nos fijan la orientación de la máxima compresión en la horizontal, mientras que σ_1 , σ_2 y σ_3 aparecerán permutados en función del tipo de elipsoide que defina la subpoblación mayoritaria de planos de deslizamiento en cada canto. Debido a los altos errores obtenidos con los métodos de análisis poblacional de fallas se han omitido los resultados obtenidos, puesto que en muchos de los casos no se han obtenido soluciones en el tratamiento de las superficies, a causa de la heterogeneidad de la muestra y escasez de planos de falla con estría que se pueden obtener en la superficie de un canto rodado.

Conclusiones

Consideramos que para el tratamiento de datos referentes a cantos estriados, la metodología propuesta por Schrader (1988) es la más adecuada, fundamentalmente porque se obtienen medidas directas de la orientación de σ_1 (según las marcas de presión) y de σ_2 y σ_3 según la disposición de las trayectorias de las estrías sobre el canto. También, propone un tipo de elipsoide de deformación para los diferentes estados de deformación. El método propuesto por Taboada (1993) es el desarrollo matemático y gráfico para la proyección de las trayectorias de las estrías sobre la superficie de una esfera, pero, de difícil aplicación práctica.

La cuenca terciaria de Zaorejas se generó por el levantamiento de pliegues de propagación de falla, de dirección E-O y pertenecientes al Sistema de Cabalgamientos de Huertapelayo. La sedimentación y colmatación de la cuenca se efectúa en dos episodios tectónicos sucesivos y diferenciados en el tiempo (que se llegan a solapar), que quedan registrados por dos discordancias, reconocibles entre materiales del Cretácico y Eoceno por un lado, y entre depósitos del Oligoceno y Mioceno, por otro lado. En el primer episodio de levantamiento (Eoceno-Oligoceno), la sedimentación es sintectónica, como lo demuestra la discordancia progresiva existente en estos materiales. En el segundo se produce la colmatación de la cuenca.

Las direcciones de máxima compresión en la horizontal, calculadas por el estudio de cantos estriados, para cada uno de estos episodios son las siguientes:

- Eoceno-Oligoceno: N150-160E.
- Mioceno: N-S a N20E.

La compresión N150E (Eoceno-Oligoceno), es la que genera toda la macroestructura de la zona, mientras que la N-S (Mioceno) está muy atenuada frente a la anterior. Estas dos orientaciones de máximo acortamiento en la horizontal se solapan en el tiempo, con lo que existe una contemporaneidad en la actuación de ambos campos de esfuerzos, si bien durante el Mioceno el campo de dirección N150E sufre una disminución en su intensidad, siendo más patente la N-S.

Agradecemos la contribución que ha supuesto en la

mejora del manuscrito las indicaciones y sugerencias aportadas por D. Adolfo Maestro y un revisor anónimo.

Bibliografía

- Aleksandrowsky, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions on slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (1): 73-82.
- Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Cap. 4. En: *Continental Deformation* (P. L. Hancock, ed.): 53-120.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.
- Behrens, M. (1977): Zur Stereometrie von Geröllen. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Hamb.*, 47: 1-124.
- Behrens, M. y Würster, P. (1972): Tektonische Untersuchungen und Molase-Geröllen. *Geol. Rundschau*, 61: 1019-1037.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Blum, R. (1840): Über einige geologische Erscheinungen in der Nagelflue. *Neues Jb. Miner.* 1840: 525-531.
- Carey, E. y Brunier, M.B. (1974): Analyse theorique et numerique d'un mode mecanique elementaire appliqué a l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279: 891-894.
- Delvaux, D., (1993): The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *Terra Nova.*, 5: 216.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Ed. Complutense (Madrid), 317 p.
- Füchtbauer, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molase nördlich der Alpen. *Eclog. Geol. Helv.*, 57: 157-289.
- García Cuevas, C., González Casado, J.M., Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1995): Determinación de los tensores de deformación y esfuerzo mediante el estudio comparado de poblaciones de fallas y del maclado mecánico de la calcita. *Geogaceta*, 18: 3-6.
- Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la serralada ibérica i la serralada costanera catalana*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona: 600 p. (inédita).
- Hoepfener, R. (1964): Zur physikalischen Tektonik. Darstellung der affinen Deformationen, der Spannungs- und Beanspruchungszustände mit Hilfe der flächentreuen Kugelprojektion. *Felsmech. Ingenieurgeol.* 2: 22-44.
- Hoepfener, R., Brix, M. y Volbrecht, A. (1983): Some aspects on the origin of fold-type fabrics-theory, experiments and fields applications. *Geol. Rundschau*, 72: 421-450.
- Adell-Argilés, F., Lendínez González, A., Martínez Álvarez, F. y Tena-Dávila, M. (1981): Mapa Geológico de España a. E. 1: 50.000, Hoja n 513 (Zaorejas). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983): *The technics of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis*. Academic Press (London): 307 p.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1989): The stress inversional fault slip data and focal plane solutions -the method and its application to tectonic analysis. *Annual meeting of Israel Geol. Soc.*, Ramot.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Research*, 97, (B9): 12481-12493.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1993): *Cinémática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 118.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. y González Casado, J.M., (1993): Cinémática y Dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe.*, 19: 163-174.
- Schrader, F. (1988): Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the Northern Alpine Molasse Basin. *Jour. Struct. Geol.*, 10: 41-52.
- Schrader, F. (1991): Field-based analysis of faults, stylolites and extension gashes. *Annales Tectonicae*, 2: 91-101.
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel: 269 p.
- Taboada, T. (1993): Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of striations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Jour. Struct. Geol.*, 15: 1315-1330.
- Turnit, R. (1968): Pressure solution phenomena in detrital rocks. *Sediment. Geol.*, 2: 89-114.
- Wallace, R.E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Struct. Geol.*, 59: 118-130.

Manuscrito recibido el 4 de Noviembre de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 3 de Junio de 1998