

EL REGISTRO DE LA COMPRESIÓN INTRAPLACA EN LOS CONGLOMERADOS DE LA CUENCA TERCIARIA DE ALIAGA (TERUEL, CORDILLERA IBÉRICA)

J.L. Simón Gómez

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

Resumen: El análisis de 1041 lineaciones de presión-disolución y 194 planos estriados en cantos carbonatados, medidos en 52 estaciones del Terciario de Aliaga, permite obtener un registro de los campos de esfuerzos compresivos durante todo el periodo orogénico y tardi-orogénico. Las orientaciones de ejes σ_1 muestran cuatro máximos que se correlacionan con las direcciones preferentes de compresión definidas en otras áreas de la Cordillera Ibérica: NNE-SSO, ENE-OSO, ESE-ONO y SSE-NNO. La distribución de estas direcciones en la serie estratigráfica, las relaciones de corte entre lineaciones y las relaciones con los pliegues permiten reconstruir una secuencia cronológica de compresiones que es consistente con la propuesta para el conjunto de la cadena: ESE-ONO \otimes ENE-OSO \otimes SSE-NNO \otimes NNE-SSO. Estas coincidencias, así como las escasas evidencias de desviaciones de trayectorias, sugieren que la diversidad de sistemas de esfuerzos registrados es producto de una evolución temporal más que de variaciones espaciales. El modelo final incluye tres campos compresivos intraplaca que se combinan en tres estadios evolutivos: (a) estadio temprano del campo *Bético* (ESE-OSO); (b) campo *Pirenaico-Ibérico* (NE-SO a ENE-OSO); (c) estadio tardío del campo *Bético* (compresión *Guadarrama*, SSE-NNO), seguido inmediatamente, con probable solapamiento temporal, por el campo *Tardi-Pirenaico* (NNE-SSO).

Palabras clave: Canto estriado, campo de esfuerzos, compresión alpina, Cordillera Ibérica.

Abstract: The analysis of pressure-solution lineations and frictional striations in Tertiary carbonate pebbles of the Aliaga basin (northeastern Iberian Chain) allows us to obtain an accurate record of the evolution of compressive stress fields in the region, covering the whole orogenic and late-orogenic period. The data were taken in 52 sites and totalize 1041 solution lineations and 194 striated planes. The distribution of azimuths of σ_1 axes shows four significant maxima which can be easily correlated with preferred compression directions defined in other areas of the Iberian Chain: NNE-SSW, ENE-WSW, ESE-WNW and SSE-NNW. The distribution becomes progressively simplified as we move upwards within the stratigraphic series; this fact, together with cross-cut relationships observed between distinct solution lineations and relationships with folds, allow us to interpret a chronological sequence of compressions which also fits that proposed for the whole chain: ESE-WNW \otimes ENE-WSW \otimes SSE-NNW \otimes NNE-SSW. These consistent results, as well as the scarce evidences of deflection of stress trajectories, suggest that the diversity of stress systems is a product of time evolution better than spatial variations. The final model basically consists of three intraplate stress fields that are combined into three successive tectonic stages: (a) early stage of the *Betic* stress field (ESE-WNW); (b) *Pyrenean-Iberian* stress field (NE-SW to ENE-WSW); (c) late stage of the *Betic* stress field (*Guadarrama* compression, SSE-NNW), immediately followed, with probable time overlapping, by the *Late-Pyrenean* stress field (NNE-SSW).

Key words: Striated pebble, stress field, Alpine compression, Iberian Chain.

Simón, J.L. (2006): El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la cuenca terciaria de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 163-179.

El volumen de información acumulado sobre los campos de esfuerzos alpinos en la Cordillera Ibérica en las últimas décadas ha ido dibujando un cuadro cada vez más complejo, que incluye tanto heterogeneidades espaciales (perturbaciones causadas por anisotropías del terreno) como variaciones temporales (sucesión de episodios tectónicos). Tras una exhaustiva recopilación de resultados (Liesa, 2000), se ha propuesto un modelo que pretende explicar la evolución de los campos

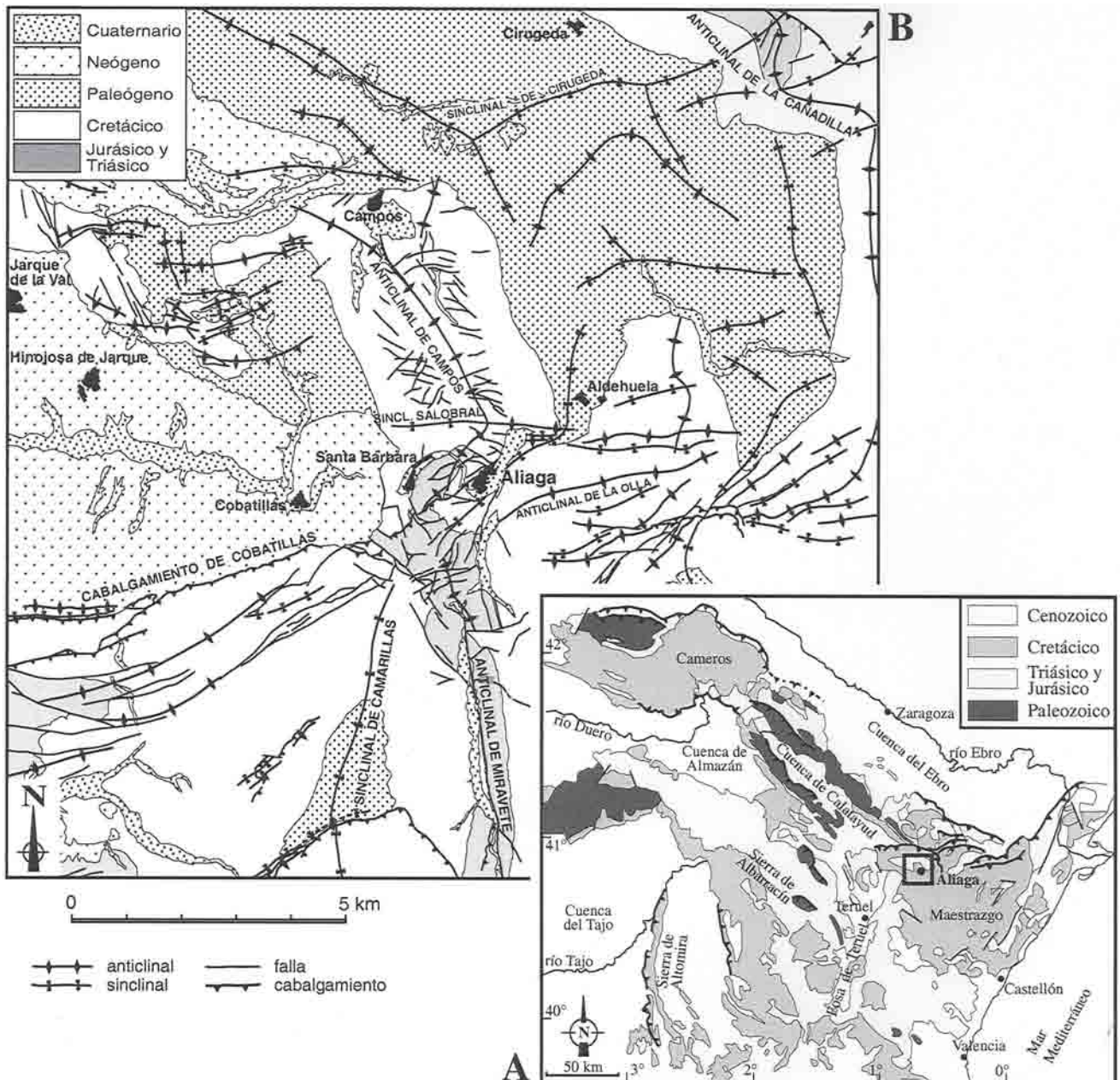
compresivos terciarios en el conjunto de la cadena y su entorno (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2004). En él se trata de discriminar, mediante un procedimiento sistemático y objetivo, los campos que pueden considerarse genéticamente independientes de aquellas perturbaciones espaciales que podrían darse dentro de un campo de esfuerzos único. El procedimiento utilizado incluye el cómputo de frecuencias de las direcciones locales de compresión, la

identificación y ‘filtrado’ de las desviaciones de trayectorias, el análisis de relaciones cronológicas y una aproximación probabilística para evaluar la independencia de las direcciones preferentes de compresión entre sí. El resultado final es la definición de tres campos de esfuerzos intraplaca genéticamente distintos, *Bético*, *Pirenaico-Ibérico* y *Tardi-Pirenaico*, entre los que habría una cierta secuencia cronológica aunque con notable solapamiento temporal.

Aun cuando la cronología relativa de las direcciones de compresión haya sido bien establecida en muchas áreas y resulta globalmente consistente en el conjunto de la cadena, el hecho de que la mayoría de los esfuerzos locales estén registrados en materiales mesozoicos hace que exista escaso control cronológico sobre la evolución de la compresión terciaria. De los 1289 resultados recopilados por Liesa (2000) para toda

la Cordillera Ibérica, sólo un 12% proceden de materiales terciarios, y su distribución a lo largo de la serie cenozoica no muestra un patrón claro. Se hace necesario, por tanto, contar con registros de estados de esfuerzos compresivos directamente en materiales terciarios, preferentemente en áreas estructuralmente homogéneas y que cubran el mayor rango temporal posible. Esta información constituiría una aportación cualitativa al conocimiento de la compresión intraplaca en la Península Ibérica y, en particular, proporcionaría una vía para contrastar el modelo de Liesa (2000).

La relativa escasez de información microestructural en los materiales terciarios de la Cordillera Ibérica se debe en buena medida a razones litológicas. El análisis de paleoesfuerzos se ha nutrido tradicionalmente de datos tomados en calizas y dolomías (microfallas, juntas estilolíticas y juntas de extensión). Las cuencas



terciarias internas y periféricas de la cadena son en su totalidad de tipo continental, con un predominio de depósitos detríticos y escasas calizas (especialmente en el Paleógeno). No obstante, su riqueza en conglomerados calcáreos posibilita el recurso al análisis de otras estructuras frecuentes y útiles: las impresiones y estriaciones de cantos. Así se ha hecho en algunas áreas de la Cordillera Ibérica y su entorno, como la cuenca de Zaorejas, en Guadalajara (Rodríguez-Pascua y De Vicente, 1998) y la cuenca de Almazán (Maestro *et al.*, 1997). Los resultados son interesantes, pero sin duda muy parciales en relación con la gran potencialidad que ofrece el Terciario de la cadena.

El objetivo de este trabajo es obtener un registro detallado de la compresión terciaria a partir del análisis de la deformación en cantos de conglomerados en la cuenca de Aliaga. Ésta es muy propicia por contar con un relleno sedimentario que parece cubrir de forma bastante continua todo el periodo orogénico e inmediato post-orogénico, entre el Paleoceno y el Mioceno medio (Pardo *et al.*, 1989). Los conglomerados de cantos carbonatados son abundantes en toda la serie y, por otro lado, la intensidad y variedad de las deformaciones compresivas registradas, a juzgar por las macroestructuras que afectan a la cuenca, son elevadas.

La cuenca terciaria de Aliaga: marco estructural y relleno sedimentario

La cuenca de Aliaga se sitúa en el norte del Maestrazgo, el sector más oriental de la Cordillera Ibérica. Se trata de una cuenca de *piggy-back* transportada sobre el cabalgamiento de Utrillas (Fig. 1a), cuyo desplazamiento durante el Oligoceno y Mioceno inferior, estimado en unos 5-8 km (González y Guimerà, 1993; Casas *et al.*, 2000), se produjo con sucesivas direcciones de transporte hacia el NNE y NNO (Liesa, 2000). Constituye un sinclinorio complejo cuyo borde septentrional está determinado por el monoclinial de acomodación a la rampa de bloque inferior del cabalgamiento, y cuyo límite meridional queda definido por una banda de estructuras de dirección OSO-ENE formada por el cabalgamiento de Cobatillas y los pliegues que se extienden al este de Aliaga (Figs. 1b, 2 y 3).

La lámina cabalgante presenta un intenso plegamiento, tanto en la cobertera mesozoica como en los materiales terciarios. Pueden distinguirse dos familias principales de pliegues (Fig. 1b). La primera está integrada por pliegues cortos de dirección NO-SE (predominantes en los sectores norte y oeste), junto a otros de mayor tamaño orientados NNO-SSE a N-S (predominantes al sur). Entre estos últimos destaca el anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya, un pliegue en cofre de 20 km longitud y hasta 2 km de amplitud estimada que divide la cuenca terciaria en dos sectores, uno oriental y otro occidental. Este pliegue está

asociado a la inversión positiva de una importante falla normal cretácica, la falla de Miravete (Soria, 1997). En el complejo proceso de inversión se distinguen dos episodios con vergencias opuestas, cada uno de los cuales habría dado lugar a uno de los dos flancos del anticlinal en cofre, primero el este y luego el oeste (González y Guimerà, 1993; Simón *et al.*, 1998). La segunda familia está formada por pliegues de dirección ENE-OSO, la mayoría de ellos concentrados en la banda que pasa por Aliaga y divide el anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya en dos segmentos: anticlinal de Campos y anticlinal de Miravete. Esta banda de estructuras se localiza asimismo sobre otra falla de zócalo que, en el marco de la cuenca cretácica del Maestrazgo, habría conformado el límite de la denominada subcuenca de Galve entre el Kimmeridgiense y el Albiense inferior (Guimerà y Salas, 1996; Soria, 1997). Estas dos familias de pliegues presentan estructuras de superposición muy notables (Simón, 2004, 2005) que indican que los pliegues ENE-OSO son esencialmente posteriores a los de rumbo NO-SE a N-S.

Los materiales predominantes en el Terciario de Aliaga son conglomerados, areniscas y limolitas depositados en abanicos aluviales y sistemas fluviales, acompañados de muy escasos carbonatos y yesos de ambiente lacustre o palustre. Todos estos sedimentos forman un conjunto complejo, en el que se han distinguido un total de seis unidades tectosedimentarias, T1 a T6. Su correlación con las definidas en el conjunto de las cubetas marginales de la Cordillera Ibérica y borde sur de la Cuenca del Ebro (González, 1989; Pardo *et al.*, 1989) permite una adscripción cronoestratigráfica aproximada. Las únicas dataciones paleontológicas precisas corresponden a la parte baja de la unidad T1 (restos de reptiles del Maastrichtiense; Canudo *et al.*, 2005) y a la base de T5 (micromamíferos del Oligoceno superior; Cuenca y Canudo, 1994).

Las unidades más antiguas (T1 a T4) aparecen sólo en el sector oriental de la cuenca, donde se inicia la subsidencia acelerada desde el inicio del Terciario, ocupando el área sinforme delimitada por los anticlinales de Campos y La Cañadilla (Fig. 2). La subcuenca occidental se desarrolla más tarde, cuando comienza a levantarse el flanco oeste del anticlinal de Campos, siendo rellenada por las unidades T4, T5 y T6 (Fig. 3). Sobre dicho flanco del anticlinal, orientado NNO-SSE, las capas verticales o muy inclinadas de T4 son cubiertas en discordancia angular por T5, que a su vez es afectada más al sur por el cabalgamiento ENE-OSO de Cobatillas. Esta relación corrobora la cronología relativa entre los dos sistemas de macroestructuras compresivas inferida ya de los patrones de superposición de pliegues.

Los conglomerados que aparecen en las unidades T2 a T6 son en su mayoría poligénicos, aunque con una proporción notable de cantos carbonatados. Su forma suele ser redondeada a subredondeada, y el tamaño

centimétrico a decimétrico. La textura de los cantos en las facies fluviales es generalmente granosostenida. Cálculos efectuados en varias muestras de T3 y T5 proporcionan porcentajes del volumen de cantos sobre el total de la roca entre un 53 y un 76%. Ocasionalmente se encuentran texturas no granosostenidas en depósitos de *debris-flow* dentro de T2. La matriz es predominantemente arenosa de grano medio (0,1-0,4 mm), aunque en las facies proximales es frecuente la matriz microconglomerática (2-4 mm). Los granos muestran casi siempre morfología angulosa. La fracción siliciclástica insoluble representa un 60-75% de la matriz (50-70% de cuarzo, 5-15% de feldespatos). Sólo en la unidad T2 hay conglomerados con predominio de matriz limosa. El cemento es de composición calcárea. El grado de cementación es medio-alto en los conglomerados de matriz arenosa y bajo en los de matriz lutítica de la unidad T2, si bien éste puede ser muy variable, incluso dentro de un mismo estrato. La cementación parece en general temprana, sobre todo en las unidades recientes (T5 y T6), siendo frecuentes la micrita edáfica que pseudomorfiza huellas de raíces, los limos vadosos y los travertinos de cavidades microkársticas. Otra parte del cemento que rellena poros y microcavidades tiene composición esparítica y podría ser de edad tardía; éste es más abundante en las unidades T2 y T3.

Metodología

La metodología específica para el estudio de cantos estriados, que distintos autores han desarrollado desde enfoques tanto cinemáticos (análisis de la deformación) como dinámicos (análisis de esfuerzos), ha sido revisada en un trabajo reciente (Simón, 2006a). De acuerdo con las pautas en él prescritas, hemos procurado separar claramente desde el principio dos tipos de estructuras morfológica y genéticamente distintas:

(a) Superficies estriadas con un claro *patrón unidireccional* (Hippolyte, 2001): caras planas, cubiertas enteramente por estrías paralelas sin componente de penetración apreciable. Estas son las únicas que pueden considerarse como ‘microfallas’, producidas por deslizamiento friccional entre cantos o en la interfaz canto-matriz. Ya que puede admitirse que el deslizamiento sigue la dirección y sentido de la componente de esfuerzo de cizalla (principio de Bott, 1959), pueden ser sometidas a métodos convencionales de análisis poblacional para inferir el tensor desviatorio de esfuerzos. Las restricciones impuestas hacen que sólo en 8 de las 48 estaciones de conglomerados hayamos llegado a medir una muestra de estos planos en número suficiente para poder ser analizados. Se ha utilizado para ello los métodos de Etchecopar *et al.* (1981) y diagrama y-R (Simón, 1986).

(b) Lineaciones de disolución: espectro continuo de incisiones lineales, desde picos estilolíticos ortogonales hasta estrilolitos y estrías, que se forman cuando la matriz fluye alrededor del canto. Los granos insolubles se indentan en la superficie de éste y forman un patrón de marcas envolvente, que irradia generalmente de dos polos opuestos de disolución (*patrón de estriación radial* de Hippolyte, 2001). Al no tratarse de un proceso friccional sino viscoso, que no requiere superar un valor crítico del cociente τ/s y no conlleva la descomposición del vector esfuerzo (las lineaciones presentan una componente de penetración que implica que la componente s no es completamente anulada por la reacción de la superficie del canto), no puede invocarse en este caso el principio de Bott. El análisis se limita, por tanto, a identificar los polos de disolución preferente y a tomar la orientación media de los picos estilolíticos en dichos polos como orientación óptima del eje s_1 . Si se observan sólo porciones limitadas de los cantos, la media de todas las lineaciones en un afloramiento puede considerarse asimismo estadísticamente paralela a s_1 . Este último criterio ha sido adoptado tras constatar una tendencia muy acusada al paralelismo de las trayectorias de los granos insolubles, que se traduce en dispersiones muy moderadas en las orientaciones de las líneas (desviación estándar promedio de 10,1° en dirección y 7,1° en inclinación en diez cantos individuales estudiados en detalle; 11.5° y 6.3°, respectivamente, para las estaciones de la cuenca de Aliaga). Este hecho, junto a la práctica ausencia en los conglomerados de juntas de extensión con relleno recristalizado, sugiere una deformación con reducción notable del volumen externo de la roca. La cementación temprana a la que hemos aludido, que impediría el movimiento libre de los granos de la matriz, pudo ser una circunstancia que contribuyese también a ese paralelismo de las trayectorias.

El análisis de orientaciones de las lineaciones ha incluido el cómputo de los parámetros estadísticos básicos (media, desviación) de cada una de las muestras y submuestras. En el caso de estas últimas, esto ha exigido una identificación previa del carácter polimodal o *polifásico* de la muestra y una discriminación de los individuos que integran cada submuestra. Todo ello se ha realizado siguiendo un protocolo (descrito en detalle por Simón, 2006b) que comprende varios pasos: (a) caracterización de medias y desviaciones de muestras inequívocamente *monofásicas* en el área de estudio; (b) discriminación entre muestras *monofásicas* y *polifásicas*, y separación de submuestras dentro de las segundas, utilizando el diagrama de densidad en proyección equiareal y la

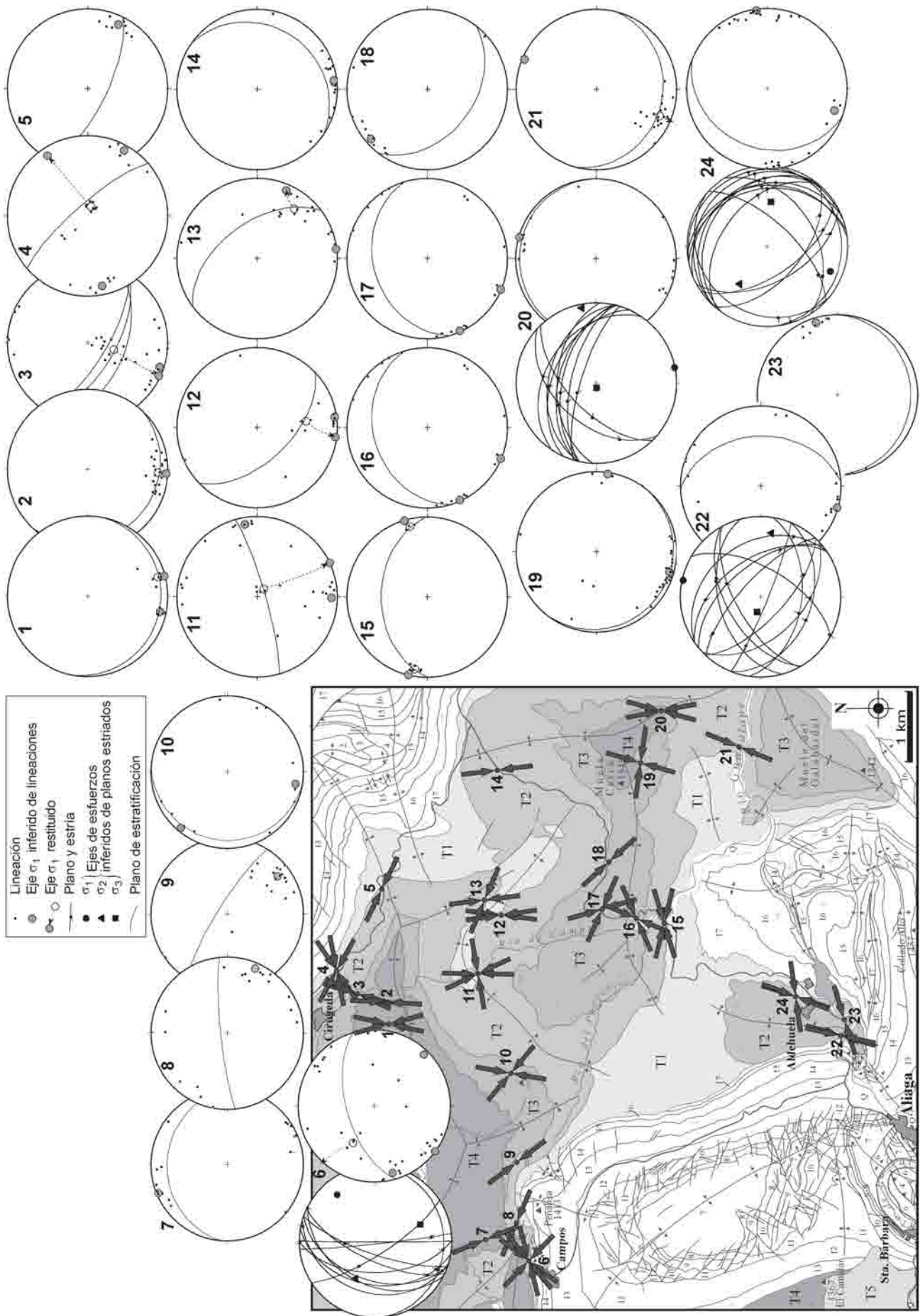


Figura 2.- Resultados generales del análisis de lineaciones y planos estriados en el sector oriental de la cuenca terciaria de Aliaga (proyección equiareal, hemisferio inferior). Ver leyenda de unidades cartográficas en la figura 3.

comparación de desviaciones estándar con las muestras *monofásicas*; (c) en algunos casos, aplicación de un test de pertenencia basado en el cono de confianza del 95% y un test F de identidad entre muestras direccionales, siempre por comparación con las muestras patrón *monofásicas*.

Se han tomado medidas en un total de 52 estaciones, repartidas entre las unidades T2 a T6. La gran mayoría (48 estaciones) se localiza en materiales conglomeráticos, mientras otras 4 están en calizas lacustres. Cada una de las unidades T2, T4 y T5 contiene un número similar de estaciones (14, 13 y 17, respectivamente), mientras en T3 y T6, cuya extensión aflorante es mucho más reducida, ese número es sensiblemente inferior (6 y 2, respectivamente). Cada estación de medida consiste generalmente en un segmento de afloramiento, de entre 10 y 80 m de longitud, bien en una sola capa o en unas pocas capas conglomeráticas contiguas. La toma de datos se ha realizado según un procedimiento de muestreo aleatorio, aunque eligiendo siempre aquellos cantos en que las marcas son suficientemente claras y de una escala que permite realizar mediciones con precisión. El número de lineaciones de presión-disolución medidas en cada estación oscila entre 9 y 79, dependiendo de su densidad y de las condiciones de observación, totalizando 1041 en el conjunto del área estudiada. Las muestras de planos estriados de las que han podido inferirse tensores desviatorios de esfuerzos contienen entre 8 y 57 datos, totalizando 194.

Resultados

Direcciones de compresión preferentes

El análisis de lineaciones de disolución ha permitido interpretar 77 orientaciones locales de σ_1 , mientras las superficies estriadas (8 muestras en conglomerados y 3 en calizas lacustres) han proporcionado 13 tensores desviatorios de esfuerzos. Todos los ejes σ_1 son horizontales excepto uno, vertical, inferido en la unidad T5 (estación 37). Los resultados aparecen recogidos en las Figuras 2 y 3, en el Apéndice y, de forma sintética, en la Figura 4. En el caso de familias de estructuras interpretadas como anteriores al plegamiento local, los ejes de esfuerzos inferidos han sido restituidos a su posición inicial corrigiendo la rotación del pliegue. Dicha operación se ha realizado en un total de 18 estaciones, quedando recogida gráficamente en los correspondientes estereogramas de las Figuras 2 y 3.

Los resultados ponen de manifiesto dos aspectos importantes. El primero es la existencia de varios máximos significativos en la distribución de direcciones, tanto de las lineaciones brutas medidas como de los ejes σ_1 inferidos. La consideración de estas *direcciones preferentes de compresión* no prejuzga su significado genético. El segundo aspecto evidente es la progresiva simplificación de las distribuciones conforme ascendemos en la serie estratigráfica, de

forma que los máximos diferenciados van reduciéndose en número.

En el histograma total se diferencian, en principio, tres agrupaciones preferentes. Sin embargo, el máximo en torno a 020 es muy amplio, y los histogramas parciales elaborados para cada unidad evidencian que constituye en realidad la suma de dos. Ello nos lleva a distinguir cuatro direcciones de compresión preferentes:

- NNE-SSO (rango aproximado: 000 a 040). Es la más persistente, registrada en todas las unidades y especialmente destacada en T5.
- SSE-NNO (rango aproximado: 150-180). Está claramente registrada en la unidad T4 y, en menor medida, en T2 y T3, aunque su máximo queda «camuflado» por la dirección N-S en los diagramas sintéticos totales (parte inferior de la Fig. 4). No puede descartarse que un único eje σ_1 SSE obtenido en T5 pertenezca asimismo a esta población.
- ENE-OSO (rango aproximado: 040 a 090). Se halla bien definida en las unidades T2 y T4, menos en T3, y está completamente ausente en T5.
- ESE-ONO (rango aproximado: 090 a 140). Es la dirección menos representada; lo está de forma irregular en las unidades T2 y T3, y no aparece registrada en ninguna de las unidades posteriores.

Estas direcciones coinciden de forma bastante precisa con las definidas por otros autores, recopiladas y sintetizadas por Liesa (2000) para el conjunto de la cadena: direcciones *Pirenaica*, *Guadarrama*, *Ibérica* y *Bética*. Dicha coincidencia hace que nuestras interpretaciones en la cuenca de Aliaga puedan ser relevantes para el conocimiento tectónico regional, bien entendido que su importancia dependerá de que podamos caracterizar la evolución temporal de los campos de esfuerzos en la zona estudiada y deslindarla de las posibles variaciones espaciales.

Heterogeneidad espacial

La distribución espacial de los ejes σ_1 locales permite valorar la posibilidad de perturbaciones de esfuerzos que pudieran explicar parte de la variabilidad observada. En particular, debe prestarse atención a las variaciones graduales entre estaciones próximas y a las direcciones anómalas registradas cerca de fallas cartográficas.

Las condiciones más favorables para analizar y valorar estas situaciones se dan en las unidades T5 y T6 del sector occidental de la cuenca, por tratarse de las más recientes (registran, por tanto, campos de esfuerzos activos en un lapso temporal más corto) y por contar, especialmente en el entorno de Cobatillas, con una densidad elevada de estaciones de medida (Fig. 3). En esta zona se aprecia un cierto abanico en las direcciones locales de compresión, en cuyo rango podrían entrar

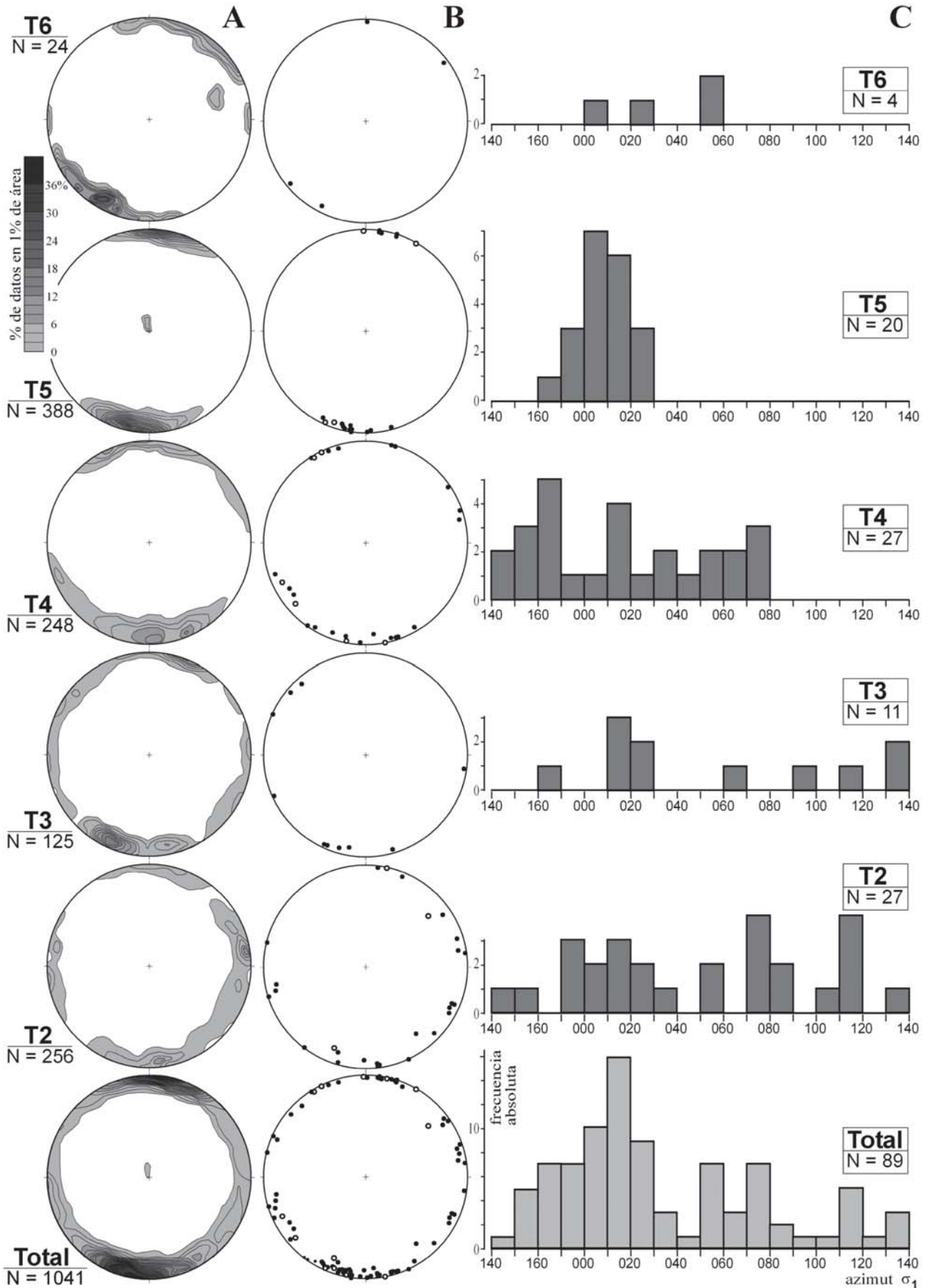


Figura 4.- Síntesis general de resultados. A) Diagramas de densidad sintéticos de las lineaciones de disolución medidas en cada unidad terciaria (excluidos los patrones unidireccionales de estrias, tratados mediante métodos de análisis poblacional de planos estriados). B) Estereogramas sintéticos de las orientaciones de ejes σ_1 obtenidos en cada unidad; círculos negros: a partir de lineaciones de disolución; círculos huecos: a partir de planos estriados. C) Distribución de direcciones de los ejes σ_1 horizontales.

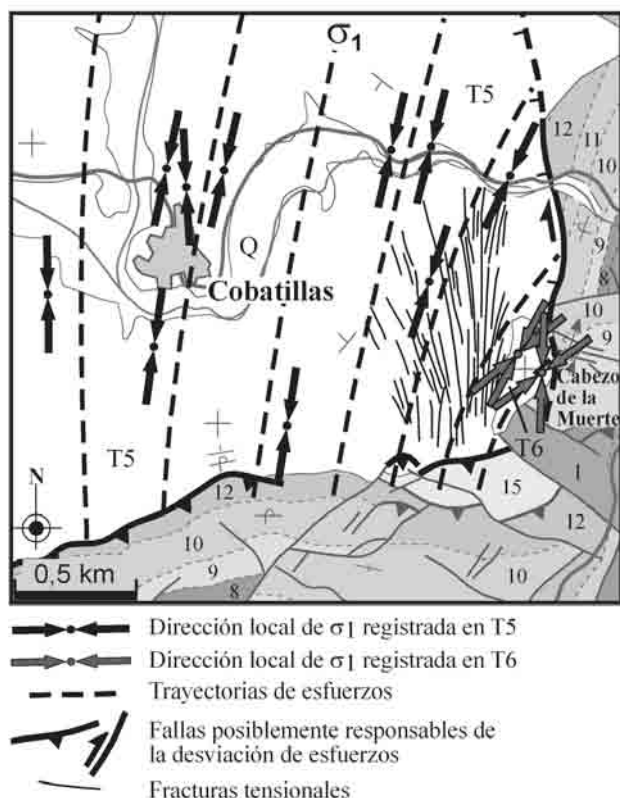


Figura 5.- Ensayo de trazado de trayectorias de s_1 en la zona de Cobatillas para el campo de esfuerzos registrado en las unidades T5 y T6. Las unidades cartográficas se identifican con las mismas siglas que en las figuras 2 y 3.

como casos extremos las direcciones NE-SO registradas en la unidad T6 (Fig. 5). Podría interpretarse como una perturbación de esfuerzos ligada al extremo extensivo de la falla N-S del Cabezo de la Muerte, actuando ésta en régimen de desgarre dextral. A dicha falla se le atribuye en principio una componente normal, responsable de la acomodación en el bloque hundido de la potente secuencia aluvial de T5 en Cobatillas (Simón *et al.*, 1998). No obstante, bajo la compresión NNE habría podido activarse en realidad como falla transtensiva dextral. También el eje de compresión 165 registrado en la estación 50 podría interpretarse como producto de una desviación de esfuerzos, en este caso asociada al cabalgamiento de Cobatillas (Fig. 3). La dirección de s_1 es subperpendicular a la traza del mismo, una situación que ha sido descrita por diversos autores en cabalgamientos de otras regiones (Combes, 1984; Casas *et al.*, 1992). No parece, sin embargo, que estos patrones de perturbación expliquen satisfactoriamente todas las direcciones observadas en T5 y T6 en este sector occidental. No puede descartarse que los ejes orientados NNO-SSE, N-S y NE-SO (algunos distribuidos de forma aparentemente aleatoria) representen distintos campos de esfuerzos diacrónicos, según se discute en el apartado siguiente.

En las unidades paleógenas, la mayor complejidad del registro de campos de esfuerzos hace más difícil la valoración de las perturbaciones espaciales. No obstante, las desviaciones que muestra cada una de las

direcciones preferentes cuando se comparan estaciones próximas entre sí son limitadas, y la casi total ausencia de fallas cartográficas en estos materiales hace ardua la labor de encontrar sus posibles causas. Por el contrario, las numerosas muestras *polifásicas* con direcciones dispares entre sí (casi ortogonales en muchos casos: Figs. 2 y 3), así como la aparente consistencia en la distribución de sus máximos (Fig. 4), sugieren una heterogeneidad más temporal que espacial en los campos de esfuerzos.

Evolución temporal

Tres son los criterios de cronología relativa que hemos usado para reconstruir la evolución en el tiempo de los campos de esfuerzos: (a) Relaciones de corte entre lineaciones de disolución dentro de cada estación, utilizables en la medida en que cada una de las lineaciones individuales superpuestas puede ser asignada a un sistema de esfuerzos; esto se ha conseguido en 12 de las 17 relaciones observadas, repartidas en tres estaciones (ver Apéndice). (b) Relaciones entre sistemas locales de esfuerzos y pliegues. (c) Distribución del registro de ejes de esfuerzos a lo largo de la serie estratigráfica terciaria. Los resultados quedan recogidos en la Figura 6 y en los histogramas de la Figura 4.

Las relaciones entre lineaciones (Fig. 6a) sugieren como secuencia cronológica más probable:

ESE-ONO® ENE-OSO® SSE-NNO® NNE-SSO

Esta secuencia es compatible con un 86,4% de los datos (computando las relaciones dudosas la mitad que las seguras), mientras el resto de secuencias posibles (analizando todas las combinaciones de las cuatro direcciones) presentan compatibilidades comprendidas entre el 13,6 y el 77,3%.

Las relaciones con los pliegues (Fig. 6b) deben interpretarse teniendo en cuenta siempre que las estructuras de superposición y las relaciones tectosedimentarias indican que los pliegues de dirección NO a NNO son anteriores a los de dirección E a ENE. De acuerdo con ello, la compresión ESE-ONO debería ser la más temprana (anterior a ambas generaciones de pliegues). La compresión ENE-OSO, claramente compatible con los pliegues de la primera generación, sería *grosso modo* contemporánea de la misma y anterior a la segunda generación. Las compresiones NNE-SSO y SSE-NNO serían posteriores a la primera generación de pliegues y aproximadamente contemporáneas de la segunda. Sólo una de las relaciones interpretadas (señalada con un asterisco en la Fig. 6b) no encaja en esta secuencia, que resulta ser idéntica a la inferida en el párrafo anterior salvo por lo que se refiere a la indefinición en la edad relativa de las compresiones NNE-SSO y SSE-NNO.

Por último, la distribución de las direcciones de s_1 registradas a lo largo de la serie terciaria es consistente

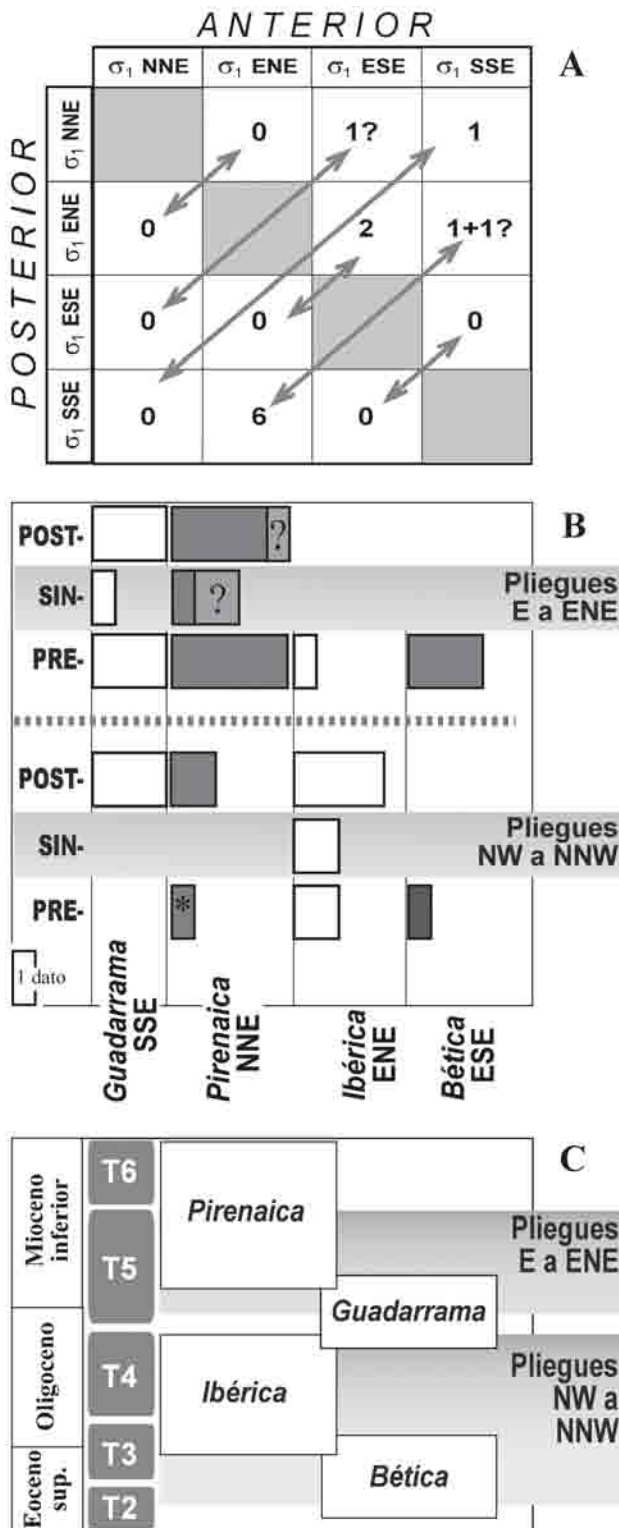


Figura 6. Síntesis de relaciones cronológicas entre las direcciones de compresión. **A)** Relaciones de corte observadas entre lineaciones de disolución (incluidas sólo aquellas que han podido ser atribuidas a estados de esfuerzos precisos). **B)** Relaciones cronológicas entre sistemas de esfuerzos locales y pliegues de escala cartográfica; (?) relaciones no seguras; (*) relación no compatible con la secuencia general interpretada. **C)** Esquema cronológico más probable a partir de todas las fuentes de información. A falta de dataciones paleontológicas suficientes para datar con precisión las unidades, el cuadro cronoestratigráfico debe considerarse sólo aproximativo.

con esa misma secuencia: la dirección ESE-ONO se halla registrada únicamente hasta la unidad T3; la dirección ENE-OSO, hasta T4 (no tenemos en cuenta los ejes NE-SO obtenidos en T6 por ser muy probablemente desviaciones locales de la dirección NNE-SSO); la SSE-NNO se registra con seguridad hasta T4, si bien podría afectar aún localmente a T5; la dirección NNE-SSO afecta de forma nítida a todas las unidades, muy especialmente a T5.

Con los resultados obtenidos de estas tres vías independientes, el esquema cronológico más probable queda sintetizado en la Figura 6c.

Interpretación y discusión

Los resultados expuestos permiten construir un modelo consistente de la compresión terciaria en la cuenca de Aliaga. La buena definición de las direcciones preferentes de σ_1 , su similitud con las inferidas en otros sectores de la cadena, la escasez de evidencias de desviaciones en las trayectorias de esfuerzos y la consistente secuencia cronológica conducen a pensar que la diversidad de sistemas de paleoesfuerzos registrados es producto de variaciones temporales más que de heterogeneidades espaciales. Las direcciones preferentes de compresión pueden adquirir así un significado genético, en cuanto expresión de sucesivos campos regionales de esfuerzos enmarcados en escenarios geodinámicos cambiantes.

Llega el momento de discutir y valorar la compatibilidad de estos resultados con el modelo propuesto para el conjunto de la Cordillera Ibérica (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2004). Dicho modelo, recordemos, incluye tres campos compresivos intraplaca, genéticamente distintos aunque parcialmente superpuestos: *Bético*, *Pirenaico-Ibérico* y *Tardi-Pirenaico*. En primer lugar, ya hemos avanzado que las direcciones preferentes de compresión obtenidas en Aliaga y sus correspondientes rangos de azimuth son similares a los definidos para el conjunto de la Cordillera Ibérica. No hemos hecho mención a la dirección *Altomira*, registrada de forma dominante en el sector más occidental de la cadena e interpretada como una desviación a gran escala de la dirección *Ibérica*. En realidad, la compresión *Ibérica* en Aliaga tiene una dirección en torno a ENE-OSO, con un rango de azimuth que alcanza 090 y engloba, por tanto, la que podría considerarse dirección *Altomira*. Este hecho refuerza la relación genética entre ambas y sugiere que la desviación de la dirección *Ibérica* hacia E-O puede ser un fenómeno común en cualquier área en la que existan macroestructuras ibéricas muy norteadas, como ocurre en Aliaga.

Respecto a la secuencia cronológica obtenida en Aliaga a partir de las tres aproximaciones independientes, ésta constituye una aportación significativa al modelo evolutivo regional. Liesa (2000)

interpreta que las compresiones ‘transversales’ y ‘longitudinales’ a la cadena siguieron, respectivamente, dos secuencias temporales:

Ibérica ® *Altomira* ® *Pirenaica*

Bética (ESE-ONO) ® *Bética* (SE-NO) ® *Guadarrama*

Ambas habrían actuado en paralelo, con notable solapamiento temporal (aunque no necesariamente espacial) entre las compresiones *Bética* e *Ibérica-Altomira*, por un lado, y entre *Guadarrama* y *Pirenaica*, por otro. Las dos secuencias, por separado, quedan perfectamente corroboradas en Aliaga. En cuanto a la interacción entre ambas, hay que decir, en primer lugar, que la compresión *Ibérica* aparece registrada esencialmente tras la *Bética* y antes de la *Guadarrama*. No puede descartarse una parcial simultaneidad entre las direcciones *Bética* e *Ibérica* antes del depósito de T4; sin embargo, en esta unidad sólo queda registro de la *Ibérica* (la única, por tanto, que se habría mantenido hasta aproximadamente el Oligoceno superior). Hay que tener en cuenta que la compresión *Bética* registrada en Aliaga es predominantemente ESE-ONO, dirección que en el conjunto de la cadena tiende a ser también temprana respecto a la *Ibérica*. Por otro lado, a tenor del cómputo de relaciones entre lineaciones individuales (Fig. 6a), tampoco puede descartarse un ligero solapamiento temporal con la *Guadarrama*.

La interrelación entre las compresiones *Guadarrama* y *Pirenaica* requiere una discusión más detenida. En primera aproximación, una relación de corte observada entre lineaciones de disolución (Fig. 6a) y, sobre todo, el dominio categórico de la compresión *Pirenaica* en las unidades T5 y T6, sugieren que ésta fue la última activa en la cuenca de Aliaga. Es especialmente significativo, en ese sentido, el registro de ejes s_1 obtenido en la zona de tránsito entre T4 y T5 al norte de Cobatillas (Fig. 3). Se observa cómo en cuatro de las cinco estaciones de T4 (n^{os} 29, 30, 31 y 32) aparece la compresión *Guadarrama* y en dos (n^{os} 28 y 30) la *Pirenaica*. Al entrar en los niveles inferiores de T5 (estaciones 33, 34, 35 y 36) la única compresión registrada es la *Pirenaica*.

No obstante, existen indicios de una relación más compleja entre ambas compresiones. La distribución de frecuencias no muestra una separación clara de las mismas: en el histograma total de la Figura 4 no aparecen dos máximos diferenciados, aunque sí en los de algunas de las unidades por separado. Sabemos que ambas son tardías dentro de la evolución compresiva, posteriores a los pliegues ibéricos y contemporáneas y compatibles con las estructuras transversales E-O a ENE-OSO. Aunque en la unidad T5 prácticamente ya sólo queda registrada la compresión NNE-SSO, hay indicios en ella también de la dirección SSE-NNO. Por un lado está el eje s_1 165 obtenido en la estación 50. Por otro, al este de Cobatillas, en la misma zona en

la que hemos interpretado una ligera desviación de las trayectorias de compresión NNE-SSO, existe un sistema de fracturas tensionales verticales, de longitud decamétrica a hectométrica, cuya orientación media es 170 (Fig. 5). Las fracturas no muestran ningún síntoma de cizalla y sí, por el contrario, componentes de dilatación claramente visibles, lo que permite considerar sus trazas paralelas a las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo. Dichas trazas dibujan un cierto abanico, abierto en el mismo sentido que el de las trayectorias de compresión NNE-SSO, aunque la oblicuidad entre unas y otras en cada punto es clara. Da la impresión de que se trata del reflejo de dos campos de esfuerzos distintos, aunque próximos en cuanto a orientación media y edad, y afectados por el mismo patrón de desviación en el contexto estructural de la intersección del cabalgamiento ENE-OSO de Cobatillas con la falla N-S del Cabezo de la Muerte.

Si abrimos la perspectiva regional, comprobamos que la coexistencia de las compresiones *Guadarrama* y *Pirenaica*, o incluso de un espectro más complejo de direcciones preferentes en torno a N-S, es un hecho común en la Cordillera Ibérica y en la Cuenca del Ebro durante todo el Neógeno. La compresión *Pirenaica* es la responsable del movimiento del cabalgamiento de Cameros durante el Mioceno (Casas *et al.*, 1992), y del sistema de diaclasas N-S a NNE-SSO que se desarrolla en ese mismo periodo en la Cuenca del Ebro (Arlegui, 1996; Arlegui y Simón, 2001). En las fosas de Calatayud-Teruel dicha compresión está registrada hasta el Plioceno inferior (Simón, 1989; Cortés, 1999). Por otra parte, la compresión *Guadarrama* es la última presente de forma general en el sector más oriental de la cadena (Simón, 1982), la que parece controlar la orientación particular de la fosa del Jiloca en el Plioceno (Simón, 1989), y la que determina la orientación del esfuerzo horizontal máximo actual en el interior de la placa Ibérica (Herraiz *et al.*, 2000). Es frecuente que los paleoesfuerzos locales en materiales neógenos de todos estos sectores muestren dos direcciones de s_1 diferenciadas dentro del rango entre NNO-SSE y NNE-SSO (Simón, 1989; Cortés, 1999). En el Maestrazgo oriental hay evidencias de transición gradual en el tiempo de la dirección *Guadarrama* a la *Pirenaica*, acompañada de una variación del tipo de elipsoide desde uno compresivo (s_1 horizontal) a uno extensional (s_1 vertical) (Simón, 1982, 1986).

En resumen, la evolución de la compresión terciaria en la cuenca de Aliaga puede sintetizarse en tres etapas principales, coherentes con el modelo de campos compresivos intraplaca propuesto por Liesa (2000):

- (a) Estadio temprano del campo *Bético* (ESE-OSO), activo hasta la unidad T3 (hasta el Oligoceno inferior). Bajo él pudo iniciarse el desarrollo de las macroestructuras, concretamente la inversión positiva de la falla de Miravete y el flanco oriental asociado del anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya.

(b) Campo *Pirenaico-Ibérico* (NE-SO a ENE-OSO), activo hasta la unidad T4 (Oligoceno superior). Probablemente fue responsable del desarrollo completo del anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya y del resto de estructuras NNO-SSE a NO-SE.

(c) Estadio tardío del campo *Bético* (compresión *Guadarrama*) seguido inmediatamente (quizá solapado en el tiempo) por el campo *Tardi-Pirenaico*. El primero afecta con claridad a T4 (Oligoceno superior) y, con dudas, a T5; el segundo, claramente a T5 (Mioceno inferior). Bajo esta compresión NNO-SSE a NNE-SSO se desarrollaron las estructuras transversales ENE-OSO a E-O que se superponen a las estructuras *ibéricas*.

Los tres campos de esfuerzos intraplaca definidos por Liesa (2000) tienen su origen en distintas combinaciones de fuerzas tectónicas transmitidas desde los márgenes de la placa Ibérica durante la compleja evolución terciaria. El campo intraplaca *Pirenaico-Ibérico* puede considerarse originado por una combinación del empuje de la dorsal Atlántica y la convergencia en el margen norte de Iberia. Un incremento en la influencia relativa del empuje de la dorsal Atlántica pudo facilitar la rotación en sentido horario de las trayectorias de este campo en ciertos sectores de la Cordillera Ibérica, especialmente en el sector más occidental (compresión *Altomira*). El campo intraplaca *Bético* se debió a una combinación del empuje de la dorsal Atlántica y la convergencia en el margen sur de Iberia. La dirección media de compresión varió en el tiempo desde ESE-ONO hasta SSE-NNO, probablemente por la migración del principal frente activo desde el este hasta el sur de Iberia (Dewey *et al.*, 1973; Vegas and Banda, 1982), produciéndose, ya en el Mioceno, la compresión *Guadarrama* (NNO-SSE). El campo intraplaca *Tardi-Pirenaico* (NNE-SSO) es probablemente el resultado de una combinación de fuerzas transmitidas desde los márgenes norte y sur de Iberia, con una contribución menor del empuje de la dorsal. Dada su edad tardi- y post-orogénica (recordemos que se halla registrado en materiales desde el Mioceno inferior al Plioceno inferior en la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro), es improbable que la fuerza transmitida desde el margen pirenaico sea debida a convergencia neta con Europa. A partir del Mioceno superior, una vez la convergencia fue transferida completamente al margen sur de Iberia, el campo compresivo NNE-SSO pudo permanecer debido a esfuerzos residuales y a fuerzas máscas inducidas lateralmente por la topografía del orógeno pirenaico (Andeweg, 2002).

Las condiciones geodinámicas responsables de cada uno de estos campos de esfuerzos no se dieron en el tiempo de forma disjunta, por lo que entre ellos pudo haber diversos grados de solapamiento espacial y temporal. La relativa independencia de Iberia respecto a Europa y Africa entre el Eoceno superior y

el tránsito Oligoceno-Mioceno (Srivastava *et al.*, 1990) implicó la coexistencia de dos márgenes activos y la simultaneidad de los campos compresivos *Pirenaico-Ibérico* y *Bético*. Esta simultaneidad, sin embargo, no hubo de conllevar necesariamente solapamiento espacial completo. De ser así, encontraríamos en el conjunto de la Cordillera Ibérica un campo resultante de tipo constrictivo ($s_2 \gg s_3, R \gg 0$) producto de la suma, en cada punto, de los dos campos mencionados de direcciones casi ortogonales. Este tipo de estados de esfuerzos son extremadamente raros en la cadena. Por el contrario, es característica una acusada *partición* (espacial y/o temporal) entre los sistemas de esfuerzos *ibéricos* y *béticos*, que tienden siempre a quedar registrados por separado. En el caso de la cuenca de Aliaga, el campo *Bético* se registró tanto antes (compresión ESE-ONO) como después (compresión SSE-NNO) del *Pirenaico-Ibérico*, quedando obliterado por este último durante el periodo (Oligoceno medio-superior) en que se producía una eficaz transmisión de esfuerzos desde el margen colisional pirenaico al interior de la placa Ibérica.

Este cuadro complejo, y a la vez realista, permite explicar de forma razonable el conjunto de macroestructuras y direcciones locales de paleoesfuerzos reconocidas dentro y en los márgenes de la lámina cabalgante de Utrillas, incluida la cuenca de *piggy-back* de Aliaga. La evolución temporal del plegamiento (evidenciada en las estructuras de superposición de Aliaga: Simón, 2004, 2005), así como la secuencia de campos de esfuerzos compresivos inequívocamente registrada en las unidades terciarias, no son, por el contrario, compatibles con la hipótesis alternativa de una compresión única N-S (Guimerà, 1988; González y Guimerà, 1993). La idea de que la convergencia entre Africa y Europa según esa dirección es la causa única de todo el desarrollo orogénico constituye sólo una simplificación, igual que lo es considerar las múltiples direcciones de esfuerzos locales como una mera consecuencia del desarrollo de las macroestructuras. No se ha propuesto ningún modelo cinemático-dinámico explícito para la Cordillera Ibérica centro-oriental basado en dichos supuestos. La evolución compleja de la cuenca de Aliaga, ubicada entre cabalgamientos de direcciones NO-SE y E-O que han experimentado desplazamientos en distintas direcciones, es, ella misma, fruto de ese marco geodinámico cambiante en que se inscribe la sucesión de campos compresivos terciarios.

Conclusiones

Los resultados obtenidos del análisis de lineaciones de disolución y planos estriados en las unidades terciarias de la cuenca de Aliaga muestran la existencia de varios máximos significativos en la distribución de los ejes de máxima compresión s_1 , que se van

simplificando conforme ascendemos en la serie estratigráfica. Pueden distinguirse las siguientes direcciones de compresión preferentes:

- NNE-SSO (rango aproximado: 000 a 040): registrada en todas las unidades y especialmente destacada en T5.
- SSE-NNO (rango aproximado: 150-180): presente en T2, T3 y T4; con dudas, en T5.
- ENE-OSO (rango aproximado: 040 a 090): representada sólo en T2, T3 y T4.
- ESE-ONO (rango aproximado: 090 a 140): escasamente registrada en T2 y T3; ausente en las unidades posteriores.

Este conjunto de direcciones coincide con las definidas en otras áreas de la Cordillera Ibérica (compresiones *Pirenaica*, *Guadarrama*, *Ibérica* y *Bética*, respectivamente). La secuencia cronológica más probable entre dichas compresiones, obtenida a partir de tres aproximaciones independientes (relaciones entre lineaciones de disolución, relaciones con pliegues y distribución del registro en la serie estratigráfica) es: ESE-ONO ® ENE-OSO ® SSE-NNO ® NNE-SSO

Los resultados permiten reconstruir una evolución de la compresión terciaria en la cuenca de Aliaga compatible con el modelo propuesto por Liesa (2000) para el conjunto de la Cordillera Ibérica. La buena definición de las direcciones preferentes de s_1 , su similitud con las de otros sectores de la cadena, la escasez de evidencias de desviación en las trayectorias y la consistente secuencia cronológica sugieren que la diversidad de sistemas de esfuerzos registrados en la cuenca terciaria de Aliaga es producto de variaciones temporales más que espaciales. El modelo resultante se encuentra básicamente constituido por tres campos de esfuerzos intraplaca distintos que se combinan en tres estadios evolutivos:

- (a) Estadio temprano del campo *Bético* (ESE-ONO), activo hasta la unidad T3 (hasta el Oligoceno inferior). Pudo ser el responsable en Aliaga del inicio de macroestructuras N-S por inversión positiva de fallas normales mesozoicas.
- (b) Campo *Pirenaico-Ibérico*, activo hasta la unidad T4 (Oligoceno superior). Probablemente bajo él se completó el desarrollo de los pliegues *ibéricos* (direcciones comprendidas entre NO-SE a N-S).
- (c) Estadio tardío del campo *Bético* (compresión *Guadarrama*, SSE-NNO), seguido inmediatamente por el campo *Tardi-Pirenaico* (NNE-SSO). El primero afecta con claridad a T4 (Oligoceno superior) y, con dudas, a T5; el segundo, claramente a T5 (Mioceno inferior). Hay que considerar, no obstante, un probable solapamiento temporal entre ambos. Bajo estas compresiones próximas a N-S se desarrollaron las estructuras transversales E-O que se superponen a los pliegues *ibéricos*.

Agradecimientos

Agradezco la valiosa ayuda de J. Gisbert y O. Buj en la caracterización petrográfica de los conglomerados. R.J. Lisle me inició en la aplicación del test de significancia a los tensores desviatorios obtenidos del análisis de planos estriados. Las sugerencias de C. Liesa y de otro revisor anónimo han contribuido asimismo a la claridad del manuscrito final.

Referencias

- Allmendinger, R.W. (2004): *Stereonet for Macintosh. Stereonet for Windows*. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/maintext.html>
- Andeweg, B. (2002): *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis doctoral, Vrije Univ., Amsterdam, 178 p.
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 650 p.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (2001): Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 23: 297-313.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- Canudo, J.I., Infante, P. y Murelaga, X. (2005): Primer registro de vertebrados continentales (Dinosauria y Quelonii) en el Maastrichtense de Teruel (Cirugeda, Aliaga). En: *XVI Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Publ. Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, *Fundamental*, 06: 57-62.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, Th. (2000): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 1: 1-17.
- Casas, A., Simón, J.L. y Serón, F.J. (1992): Stress Deflection in a Tectonic Compressional Field: A Model for the North-Western Iberian Chain (Spain). *Journal of Geophysical Research*, 97: 7183-7192.
- Combes, Ph. (1984): *La tectonique récente de la Provence occidentale: Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité*. Tesis doctoral, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 182 p.
- Cortés, A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 409 p.
- Cuenca, G. y J. I. Canudo (1994): Les micromammifères de l'Oligocene supérieur des calcaires de Hinojosa de Jarque (Montalbán-Aliaga, Teruel, Espagne). *Geobios*, 27: 353-384.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973): Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137-3180.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.

- González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 507 p.
- González, A. y J. Guimerà (1993): Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 151-165.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J. y Salas, R. (1996): Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve (cuenca del Maestrazgo). *Geogaceta*, 20: 1701-1703.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A.M., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonics stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, 19: 762-786.
- Hippolyte, J.C. (2001): Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, 23: 421-429.
- Liesa, C.L. (2000): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 611 p.
- Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2004): Campos compresivos primarios vs perturbaciones de esfuerzos en la Cordillera Ibérica: una aproximación probabilística. *Geotemas*, 6 (5): 233-236.
- Maestro, A.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M. y Arlegui, L.E. (1997): Fracturación, plegamiento y campos de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 3-13.
- Orife, T. y Lisle, R.J. (2005) Assessing the statistical significance of palaeostress estimates: Simulations using random fault-slips. *Journal of Structural Geology*, en prensa.
- Pardo, G, Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 199-219.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y De Vicente, G. (1998): Análisis de paleoesfuerzos en cantos de depósitos conglomeráticos terciarios de la cuenca de Zaorejas (Rama castellana de la Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 169-180.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 1984, 269 p.
- Simón, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294.
- Simón, J.L. (2004): Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.
- Simón, J.L. (2005): Erosion-controlled geometry of buckle fold interference. *Geology*, 33: 561-564.
- Simón, J.L. (2006a): El análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estriados: algunas precisiones metodológicas. Sometido a la *Revista de la Sociedad Geológica de España*.
- Simón, J.L. (2006b): Un protocolo de tratamiento estadístico para muestras *polifásicas* de lineaciones de disolución. Sometido a *Geogaceta*.
- Simón, J.L. (coordinador), Arenas, C., Arlegui, L., Aurell, M., Gisbert, P., González, A., Liesa, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. y Soriano, M.A. (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ayuntamiento de Aliaga-Centro para el Desarrollo del Maestrazgo de Teruel-Departamento de Geología, Univ. de Zaragoza, 155 p.
- Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, J., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4: 320-343.

APÉNDICE

Tabla general de resultados del análisis de paleoesfuerzos

| Nº | Coord. | | UTS | Nº | σ_1 (L) | Crono | Nº | Desviac. | Cono | Criterios | σ_1 (PE) | R _c | Nº | Áng. | Crono |
|----|--------|-------|-----|------|----------------|--------|------|-------------|-----------|------------|-----------------|----------------|-------|-------|-------|
| | X | Y | | dat. | | lin. | lin. | estándar | 95% | estadíst. | | | fall. | desv. | fall. |
| 1 | 695,6 | 512,4 | T4 | 11 | 165,04 | pre-E | 7 | 6,4 / 8,8 | 7,8 | DD/DV/CC/F | | | | | |
| | | | | | 192,07 | | 4 | 2,2 / 4,4 | | DD/DV/CC/F | | | | | |
| 2 | 696,0 | 512,5 | T4 | 21 | 183,02 | pre-E | 21 | 12,6 / 5,9 | 5,4 | | | | | | |
| 3 | 699,1 | 512,8 | T3 | 31 | 205,04 | pre-E | 14 | 6,3 / 11,2 | 8,0 | DD | | | | | |
| | | | | | 196,06 | post-E | 13 | 14,3 / 8,3 | 9,0 | DD/DV | | | | | |
| 4 | 696,1 | 513,1 | T2 | 20 | 056,10 | pre-N | 8 | 2,6 / 1,5 | 2,6 | DD | | | | | |
| | | | | | 119,07 | | 6 | 14,9 / 14,2 | 16,4 | DD/DV/CC/F | | | | | |
| | | | | | 259,12 | post-N | 4 | 8,5 / 6,4 | | DD/DV | | | | | |
| 5 | 697,5 | 512,4 | T2 | 11 | 116,09 | | 11 | 8,9 / 9,6 | 7,4 | | | | | | |
| 6 | 692,3 | 510,3 | T2 | 32 | 217,01 | pos-E? | 13 | 8,4 / 11,2 | 7,1 | DD/DV/CC | | | | | |
| | | | | | 255,10 | (2º) | 8 | 8,3 / 9,5 | 8,9 | DD/DV/CC | | | | | |
| | | | | | 134,07 | (1º) | 6 | 11,8 / 6,9 | 10,8 | DD | | | | | |
| | | | | 12 f | | | | | | | 051,22 | 0,55 | 10 | 7,0 | |
| 7 | 692,4 | 510,9 | T4 | 16 | 338,03 | post-E | 14 | 12,1 / 6,7 | 6,9 | DD/DV | | | | | |
| 8 | 692,7 | 510,5 | T2 | 16 | 113,06 | (1º) | 6 | 10,3 / 15,9 | 15,9 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 020,15 | pre-E | 2 | | | | | | | | |
| | | | | | | (2º) | | | | | | | | | |
| 9 | 693,6 | 510,5 | T2 | 18 | 143,19 | | 17 | 12,6 / 11,7 | 7,6 | | | | | | |
| 10 | 694,9 | 510,7 | T3 | 11 | 310,05 | | 6 | 15,9 / 8,0 | 14,9 | DD/DV/CC/F | | | | | |
| | | | | | 190,09 | | 3 | 16,4 / 5,0 | | DD/DV | | | | | |
| 11 | 696,3 | 511,1 | T2 | 27 | 181,09 | post-E | 12 | 10,2 / 13,3 | 8,1 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 080,09 | | 9 | 12,7 / 8,9 | 8,5 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 155,00 | pre-E | 5 | 2,5 / 9,3 | 9,7 | DD/DV | | | | | |
| 12 | 697,2 | 510,7 | T2 | 14 | 007,02 | pre-N | 6 | 8,2 / 4,4 | 8,4 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 172,03 | post-N | 6 | 13,5 / 4,0 | 8,3 | DD/DV | | | | | |
| 13 | 697,3 | 511,0 | T2 | 19 | 113,09 | pre-N | 12 | 14,6 / 12,6 | 8,7 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 173,02 | post-N | 5 | 13,8 / 10,0 | 13,8 | CC/F | | | | | |
| 14 | 699,0 | 510,8 | T2 | 16 | 173,05 | post-N | 13 | 14,6 / 2,7 | 7,6 | DD/DV/CC/F | | | | | |
| 15 | 697,2 | 508,6 | T2 | 10 | 284,01 | pre-E | 7 | 4,9 / 3,0 | 3,6 | DD | | | | | |
| | | | | | 253,01 | pre-E | 3 | 3,5 / 2,3 | | DD | | | | | |
| 16 | 697,1 | 508,9 | T3 | 16 | 246,02 | | 10 | 13,1 / 2,9 | 8,2 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 203,04 | pre-E | 3 | 4,1 / 4,7 | | DD/DV | | | | | |
| 17 | 697,3 | 509,5 | T3 | 23 | 294,01 | | 13 | 16,5 / 8,0 | 9,5 | DD/CC | | | | | |
| | | | | | 164,04 | | 7 | 5,0 / 5,0 | 5,4 | DD/DV | | | | | |
| 18 | 698,0 | 509,4 | T3 | 11 | 318,07 | | 10 | 12,8 / 4,6 | 8,1 | | | | | | |
| 19 | 699,2 | 508,9 | T3 | 32 | 196,06 | | 26 | 14,3 / 3,8 | 6,7 / 1,7 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 098,03 | | 4 | 9,8 / 10,3 | | DD | | | | | |
| 20 | 700,0 | 508,7 | T4 | 15 | 015,01 | | 13 | 10,2 / 7,3 | 6,6 | | | | | | |
| | | | | 10 f | | | | | | | 169,00 | 0,62 | 8 | 8,8 | |
| 21 | 699,4 | 507,5 | T2 | 20 | 022,05 | pre-E | 20 | 12,4 / 10,5 | 6,4 | | | | | | |
| 22 | 695,6 | 506,1 | T2 | 16 | 196,03 | post-N | 13 | 12,5 / 5,9 | 7,1 | | | | | | |
| | | | | 13 f | | | | | | S | 012,01 | 0,28 | 7 | 5,0 | |
| 23 | 695,8 | 506,1 | T2 | 9 | 073,07 | | 9 | 8,8 / 7,0 | 7,1 | | | | | | |
| 24 | 696,0 | 506,7 | T2 | 28 | 082,02 | post-N | 25 | 15,1 / 7,0 | 7,4 / 3,4 | DD/DV | | | | | |
| | | | | | 198,13 | | 3 | 10,8 / 5,6 | | DD/DV | | | | | |
| | | | | 15 f | | | | | | | 201,16 | 0,96 | 11 | 4,4 | |
| 25 | 688,0 | 509,1 | T4 | 11 | 162,03 | post-E | 11 | 14,5 / 6,0 | 9,0 | DV/CC | | | | | |
| | | | | 16 f | | | | | | S | 191,02 | 0,48 | 8 | 6,4 | pre-E |
| | | | | | | | | | | | (293,07) | 0,76 | 7 | 12,2 | |

Continúa en página siguiente

| Nº | Coord. X Y | UTS | Nº dat. | σ_1 (L) | Crono lin. | Nº lin. | Desviac. estándar | Cono 95% | Criterios estadíst. | σ_1 (PE) | R_c | Nº fall. | Áng. desv. | Crono fall. |
|----|---------------|-----|------------|----------------|---------------|------------|----------------------|-------------|------------------------|-----------------|-------|-------------|---------------|----------------|
| 26 | 688,5 508,8 | T4 | 18 | 200,07 | post-N | 12 | 10,6 / 3,5 | 5,9 | DD/DV/CC/F | | | | | |
| | | | | 234,14 | sin-N | 6 | 9,5 / 4,5 | 8,5 | DD/DV | | | | | |
| | | | 19 f | | | | | | | 229,10 | 0,87 | 14 | 4,9 | posN |
| 27 | 689,2 508,5 | T4 | 23 | 056,03 | | 11 | 9,7 / 5,5 | 6,3 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 017,01 | | 10 | 13,7 / 6,4 | 8,9 | DD/DV | | | | | |
| 28 | 690,8 570,2 | T4 | 21 | 211,04 | pre-E | 14 | 14,1 / 4,5 | 7,5 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 251,07 | | 5 | 6,1 / 1,3 | 5,9 | DD/DV | | | | | |
| 29 | 690,8 507,0 | T4 | 10 | 344,04 | sin-E | 7 | 13,8 / 9,4 | 12,4 | DD/DV | | | | | |
| 30 | 691,4 506,7 | T4 | 21 | 161,03 | post-E | 11 | 17,8 / 3,3 | 12,4 | DD/CC | | | | | |
| | | | | 215,01 | | 5 | 11,3 / 9,0 | 9,9 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 071,02 | | 4 | 8,9 / 6,0 | | DD/DV | | | | | |
| 31 | 691,7 507,3 | T4 | 27 | 150,05 | | 25 | 11,9 / 8,6 | 6,3 / 3,9 | | | | | | |
| 32 | 691,9 507,4 | T4 | 26 | 328,02 | (2°) | 14 | 10,6 / 10,0 | 7,7 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 076,06 | (1°) | 9 | 14,3 / 3,7 | 9,5 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 242,12 | post-N | 3 | 11,7 / 5,5 | | DD/DV | | | | | |
| | | | 57 f | | pre-N | | | | S | 327,03 | 0,56 | 17 | 6,3 | (3°) |
| | | | | | | | | | S | 245,12 | 0,47 | 12 | 4,2 | (1°) |
| | | | | | | | | | | 334,02 | 0,04 | 14 | 8,9 | (2°) |
| 33 | 688,6 506,8 | T5 | 16 f | | | | | | | 199,06 | 0,53 | 14 | 8,0 | sinE? |
| 34 | 689,3 506,7 | T5 | 10 | 008,02 | post-E | 10 | 15,7 / 7,3 | 10,5 | | | | | | |
| | | | 8 f | | | | | | S | 204,03 | 0,91 | 6 | 3,3 | sinE? |
| 35 | 691,0 506,0 | T5 | 38 | 008,01 | post-E | 35 | 10,7 / 5,8 | 4,3 / 2,3 | | | | | | |
| | | | 20 f | | | | | | | 359,02 | 0,13 | 12 | 6,8 | pre-E |
| | | | | | | | | | | 030,01 | 0,78 | 5 | 4,7 | pos-E |
| 36 | 691,5 506,3 | T5 | 10 | 188,03 | sin-E | 10 | 10,2 / 3,7 | 9,8 | | | | | | |
| 37 | 690,0 505,3 | T5 | 46 | 194,08 | | 32 | 11,2 / 2,8 | 4,8 / 1,1 | DD | | | | | |
| | | | | 344,85 | | 12 | | | DD | | | | | |
| 38 | 690,9 505,2 | T5 | 9 | 192,02 | | 8 | 8,1 / 3,3 | 8,1 | | | | | | |
| 39 | 691,1 505,1 | T5 | 10 | 177,03 | | 10 | 8,5 / 2,8 | 5,7 | | | | | | |
| 40 | 691,1 505,3 | T5 | 28 | 193,04 | | 27 | 10,8 / 7,3 | 5,2 / 2,3 | | | | | | |
| 41 | 691,7 505,3 | T5 | 24 | 193,04 | | 24 | 9,6 / 4,4 | 4,5 / 2,9 | | | | | | |
| 42 | 691,9 505,3 | T5 | 34 | 189,07 | | 31 | 11,9 / 6,0 | 7,1 / 2,7 | | | | | | |
| 43 | 691,9 504,8 | T5 | 28 | 018,00 | | 28 | 14,3 / 5,9 | 6,5 / 2,8 | | | | | | |
| 44 | 692,3 505,2 | T5 | 23 | 206,06 | | 17 | 8,6 / 6,3 | 4,6 | | | | | | |
| | | | 8 f | | | | | | S | (018,02) | 0,2 | 5 | 7,5 | |
| 45 | 692,4 505,2 | T4 | 28 | 175,11 | | 25 | 12,0 / 7,9 | 5,7 / 3,7 | | | | | | |
| 46 | 690,0 504,6 | T5 | 36 | 189,02 | | 36 | 12,9 / 3,3 | 5,1 / 1,3 | | | | | | |
| 47 | 690,5 504,6 | T5 | 24 | 179,01 | | 24 | 8,2 / 2,6 | 3,2 | | | | | | |
| 48 | 690,8 504,5 | T5 | 20 | 188,00 | | 19 | 12,7 / 4,9 | 5,7 | | | | | | |
| 49 | 691,4 504,1 | T5 | 32 | 009,03 | | 32 | 12,7 / 5,1 | 5,6 / 1,7 | | | | | | |
| 50 | 688,5 503,1 | T5 | 16 | 165,03 | | 15 | 12,0 / 4,6 | 6,1 | | | | | | |
| 51 | 692,3 504,4 | T6 | 13 | 207,07 | | 9 | 4,9 / 4,8 | 4,4 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 230,05 | | 4 | 4,4 / 3,3 | | DD/DV | | | | | |
| 52 | 692,4 504,4 | T6 | 11 | 053,05 | | 6 | 15,1 / 12,6 | 16,4 | DD/DV | | | | | |
| | | | | 001,03 | | 5 | 11,7 / 1,8 | 11,2 | DD/DV | | | | | |

Nº: Número de la estación.

Coord. X Y: Coordenadas UTM con aproximación de 100 m.

UTS: Unidad tecto-sedimentaria.

Nº dat.: Número total de medidas de lineaciones o planos estriados (f).

s₁ (L): Dirección e inclinación del eje s₁ obtenido directamente de lineaciones de disolución.

Crono lin.: Orden cronológico entre lineaciones (1°, 2°). Relación cronológica de las lineaciones (pre-, sin-, post-) con respecto a los pliegues (N: pliegues NO-SE a NNO-SSE; E: pliegues E-O a ENE-OSO).

Nº lin.: Número de medidas de lineaciones utilizadas para definir la orientación del eje s₁.

Desviac. estándar: Desviación de dirección / inclinación en grados y décimas de grado.

Cono 95%: Ángulo de apertura (en grados y décimas de grado) del cono de confianza del 95% en torno a la orientación media de la muestra o submuestra de lineaciones (obtenido mediante Stereonet 6.3.2 X de Allmendinger, 2004). El valor es único en caso de haberse calculado a partir de la distribución de Fisher, o doble (ángulo máximo/mínimo) si se obtiene de la distribución de Bingham.

Criterios estadíst.: Criterios utilizados para separar submuestras, descartar datos anómalos o soluciones espurias y precisar las soluciones finales. DD: diagrama de densidad; DV: desviación estándar; CC: Test de pertenencia basado en el cono de confianza del 95%; F: test F de identidad entre muestras direccionales. cono de confianza del 95%; S: test de significancia para los tensores desviatorios de esfuerzos obtenidos de planos estriados, basado en el diagrama de Orife y Lisle (2005).

s₁ (PE): Dirección e inclinación del eje s₁ obtenido del análisis poblacional de planos estriados. Entre paréntesis, estaciones 25 y 44: soluciones no tomadas en consideración por no superar el test de significancia de Orife y

Lisle (2005).

R_e: Relación de esfuerzos obtenida por el método de Etchecopar *et al.* (1981): $R_e = (s_2 - s_3) / (s_1 - s_3)$.

Nº fall.: Número de medidas de planos estriados empleados para definir el tensor desviatorio.

Áng. desv.: Ángulo de desviación medio entre estría real y vector τ en los planos estriados que definen el tensor solución.

Crono fall.: Orden cronológico entre tensores de esfuerzos (1°, 2°). Relación cronológica de los tensores (pre-, sin-, post-) con respecto a los pliegues (N: pliegues NO-SE a NNO-SSE; E: pliegues E-O a ENE-OSO).

*Manuscrito recibido el 13 de marzo de 2006
Aceptado el manuscrito revisado el 12 de mayo de 2006*